

## Modelo cinemático del control estructural 4D y metalogénesis del distrito auroargentífero Vetas-California (Santander, Colombia)

\*Eduardo Antonio Rossello<sup>1,2</sup>, Julián Andrés López-Isaza<sup>3</sup>,  
Sergio Adrián López-Isaza<sup>1</sup>, María Juliana Gutiérrez López<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Of. 39, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, C1428EGA, Argentina.

ea\_rossello@yahoo.com.ar, seadlois@gmail.com

<sup>2</sup> IGEBA-Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Pabellón II, Ciudad Universitaria (1428EGA), Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup> Dirección de Geociencias Básicas, Servicio Geológico Colombiano, Diagonal 53 #34-53 (1121) Bogotá, Colombia.  
jlopez@sgc.gov.co, mgutierrezlo@unal.edu.co

\*Autor de correspondencia: ea\_rossello@yahoo.com.ar

**RESUMEN.** Los depósitos auroargentíferos del distrito minero Vetas-California están alojados en gneises paleozoicos y rocas ígneas mesozoicas del Macizo de Santander en la cordillera Oriental de Colombia, a cientos de kilómetros del volcanismo septentrional Norandino. En el área de California, existe ambigüedad en la definición del modelo metalogénico de tipo epitermal con sulfuración alta a intermedia debido a la presencia de magmatismo del Triásico tardío-Jurásico temprano y Mioceno. Los episodios hidrotermales mejor conocidos comprenden dos fases tempranas de estilo porfirítico: a) una caracterizada por una alteración propilitica con molibdenita de la Brecha La Mascota, de edad  $\sim$ 10,1 Ma, relacionada con pórfitos de granodiorita y diques riolacíticos de menor volumen; b) otra atribuida a un sistema magnmático-hidrotermal con alteración filica asociada a filones y vetas de cuarzo-pirita con sericitita hidrotermal de edad  $\sim$ 3,4 Ma. A estos episodios le suceden cuatro fases de estilo epitermal relacionadas con el desarrollo de brechas hidrotermales multifásicas y con alteración de cuarzo-alunita, definidas por bornita, covelina y calcopirita, además de wolframita, enargita y esfalerita, con mineralización de oro y plata entre los  $\sim$ 2,6 y  $\sim$ 1,6 Ma. En la presente contribución se formula una hipótesis del modelo 4D del control estructural de las mineralizaciones para comprender la relación del emplazamiento de los pórfitos y los subsecuentes enriquecimientos auroargentíferos con respecto al frente de deformación reconocido en el Contrafuerte de Pamplona, al oriente del Macizo de Santander. Para ello, se analizan los esfuerzos responsables de la falla dextral La Baja-Angostura a partir de la cinemática regional de la falla sinistral de Bucaramanga. Se establece que el sector SO del área de mineralización corresponde a un cuerpo bien definido, tabular, subvertical, de la Brecha La Mascota. En el sector NE, en cambio, la Falla La Baja-Angostura se expresa como una cola de caballo (*horsetail*) derecha, topográficamente más elevada, la que controla la distribución diseminada de la mineralización mediante enjambres de vetillas subordinadas dispuestas en dirección principal  $\sim$ E-O. La mineralización diseminada de las Vetas-California fue favorecida probablemente por fenómenos tardíos de dilatación-contracción térmica de los encajantes gnésisicos, que permitieron la acumulación y precipitación de soluciones en ebullición ricas tanto en volátiles como en sustancias de interés económico.

**Palabras clave:** Control estructural, Depósitos minerales, Metalogénesis, Tectónica.

**ABSTRACT. Kinematic model of the 4D structural control and metallogeny of the Vetas-California auro-argentiferous district (Santander, Colombia).** The gold and silver deposits of the Vetas-California mining district are hosted in Paleozoic gneisses and Mesozoic granites of the Santander massif in the Eastern Cordillera of Colombia, far from the northern Andean volcanic arc. In the California area, there is ambiguity in defining the epithermal-type metallogenic model with high to intermediate sulfidation due to the presence of Late Triassic-Early Jurassic and Miocene magmatism. The best-known hydrothermal episodes comprise two early porphyritic-style phases: **a)** characterized by a propylitic alteration with molybdenite of the ~10.1 Ma-old La Mascota breccia, related to granodiorite porphyries and smaller-volume rhyodacitic dykes; and **b)** attributed to a magmatic-hydrothermal system due to phyllitic alteration associated with quartz-pyrite veins with hydrothermal sericite dated at ~3.4 Ma. These two hydrothermal episodes were followed by four epithermal phases related to the development of multiphase hydrothermal breccias and quartz-alunite alteration, defined by bornite, covellite, and chalcopyrite, alongside wolframite, enargite, and sphalerite, with gold and silver mineralization between ~2.6 and ~1.6 Ma. To understand the relationship of the emplacement of the porphyries and the subsequent auro-argentiferous enrichments to the deformation front observed in the Pamplona buttress, to the east of the Santander Massif, a 4D structural model of the mineralization is formulated here. This model is based on the spatial analysis of the stresses responsible for the La Baja-Angostura dextral fault in terms of the regional kinematics of the Bucaramanga sinistral fault. It is considered that the SW sector of the deposit area corresponds to a well-defined, tabular, sub-vertical body of the La Mascota breccia. On the other hand, the NE sector in the La Baja-Angostura fault is expressed as a topographically elevated right horsetail splay, which controls the more disseminated distribution of the mineralization by means of veinlet swarms arranged in an ~E-W direction. The disseminated mineralization of Vetas-California was probably favored by late thermal expansion-contraction events in the gneissic sockets, which allowed the accumulation and precipitation of boiling solutions rich in volatiles and elements of economic interest.

*Keywords: Structural control, Mineral deposits, Gold-silver mineralization, Tectonics.*

## 1. Introducción

El distrito minero Vetas-California (DMVC), en el municipio de California, a ~55 km al noreste de Bucaramanga (Santander, Colombia), es conocido desde épocas prehispánicas por su producción auroargentífera (Stubens, 2015<sup>1</sup>; Arias y López, 2019). Se encuentra ubicado en el Macizo de Santander (aproximadamente en 7°23'N y 72°54'O), y constituye la porción septentrional de la cordillera Oriental de Colombia (Fig. 1).

El DMVC registra una amplia historia de exploración y explotación que se extiende desde principios del siglo XIX con la compañía inglesa “Colombian Mining Association”, seguida en el siglo XX por las compañías “Francia Gold and Silver Company Ltd.”, “Anaconda Company USA” y la “Nippon Mining Company” (Stubens, 2015). Wokittel (1957)<sup>2</sup> realizó los primeros estudios formales e integrales acerca de los recursos minerales existentes en los yacimientos minerales del municipio de Vetas. Posteriormente, Ward *et al.* (1973) adelantaron un

mapeo completo de la geología y las estructuras que afectan el sector central y noreste del departamento de Santander, donde se localizan estas manifestaciones, trabajo que fue complementado por Mendoza y Jaramillo (1979) mediante cartografía y muestreo geoquímico. Estudios posteriores contribuyeron con información sobre las características metalógénicas y sus relaciones petrológicas (Mendoza y Jaramillo, 1979; Mathur *et al.*, 2003; Bernasconi, 2006<sup>3</sup>; Ventana Gold Corp., 2008<sup>4</sup>; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2011, 2012; Bissig *et al.*, 2014; López-Isaza, 2014<sup>5</sup>; Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017). Recientemente, Scarpelli (2021) realizó una síntesis de la mineralización reportada en la literatura y aportó información basada en los sondeos efectuados por las compañías exploradoras durante más de 25 años, con miras a la determinación de su potencial económico. En términos de exploración, la compañía Ventana Gold S.A. desarrolló sus actividades mayormente en La Bodega y Greystar y Eco-Oro, en el Proyecto Angosturas.

La mineralización del DMVC, Proyecto Angostura, California y La Bodega, está controlada por

<sup>1</sup> Stubens, T.C. 2015. Technical report on the updated mineral resource estimate for the Angostura Gold-Silver Deposit, Santander Department, Colombia. NI 43-101 Technical Report. Prepared by Micon International Limited for Eco Oro Minerals Corp.

<sup>2</sup> Wokittel, R. 1957. Recursos minerales de las zonas Alta, Baja y Vetas en el municipio de California, departamento de Santander. Servicio Geológico Nacional. Informe 1030: 32 p. Bogotá.

<sup>3</sup> Bernasconi, A. 2006. La Bodega gold project, progress report on the geology and mineralization of the mine property and adjacent areas. California, Santander. Reporte interno: 1-17.

<sup>4</sup> Ventana Gold Corp. 2008. California Vetas Property. California-Vetas Mining District, Department of Santander, Colombia. NI 43-101 Technical Report. Prepared for Eco Ventana Gold Corp.

<sup>5</sup> López-Isaza, J.A. 2014. Tren estructural “La Baja - Angostura”, Departamento de Santander, Colombia: Potencial mineral de los blancos de exploración Agua Limpia - La Plata. Informe Técnico Interno ET-14-005, Eco Oro Minerals Corp.: 58 p.

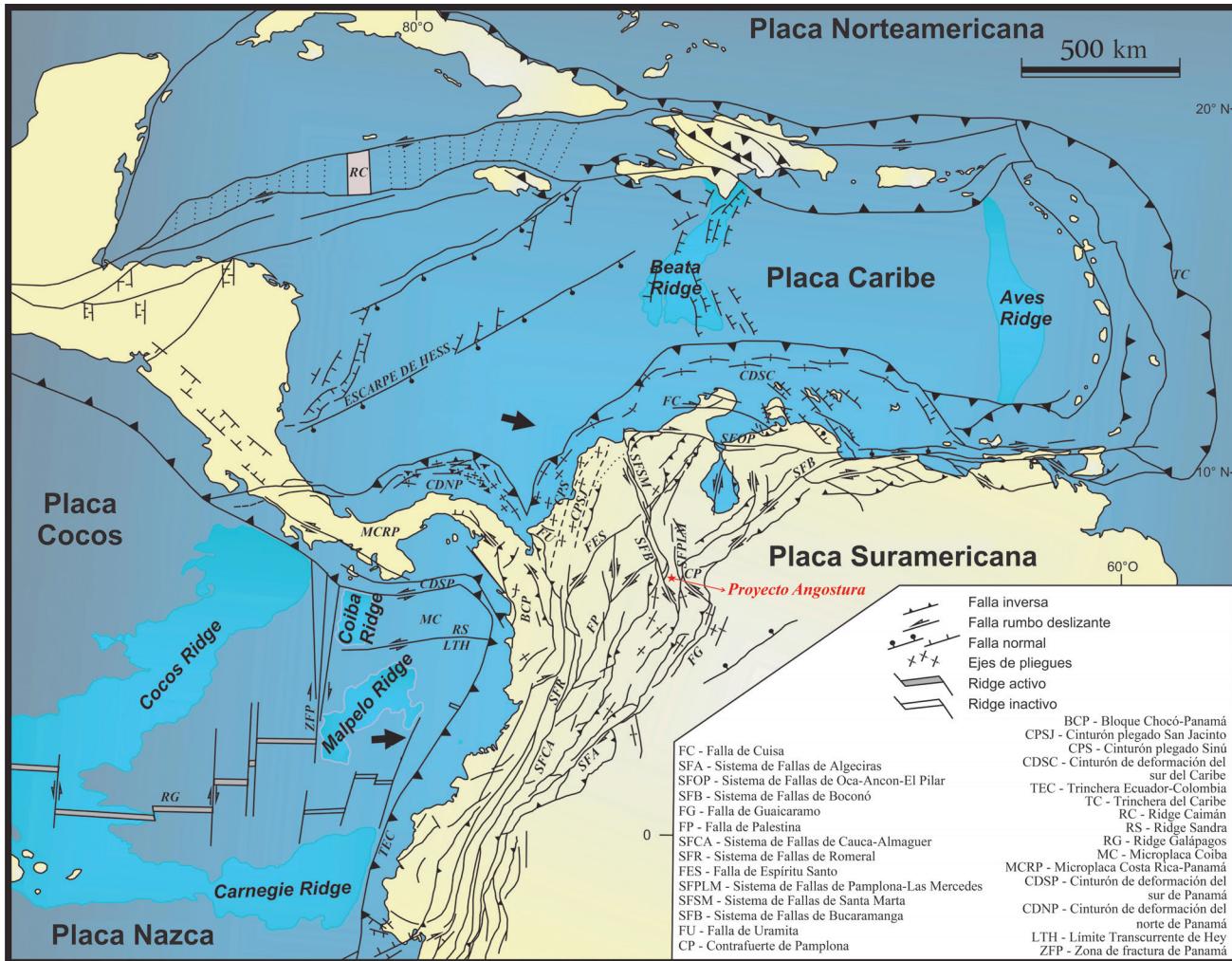


FIG. 1. Localización del distrito minero Vetas-California (estrella roja) dentro del contexto tectónico del noroeste de América del Sur. Modificado de Paris *et al.* (2000), Taboada *et al.* (2000), Audemard y Audemard (2002), Trenkamp *et al.* (2002), Cortés y Angelier (2005), Acosta *et al.* (2007), Brandes *et al.* (2007), Gómez *et al.* (2007), Suter *et al.* (2008), López y Zuluaga (2012), Alfaro *et al.* (2013), Barat *et al.* (2014), Alvarado *et al.* (2016), Redwood (2019), Vaca *et al.* (2019), Vinasco (2019), Costa *et al.* (2020) y Gómez y Montes (2020).

estructuras complejas compuestas de enjambres de vetas, vetillas, suturas y brechas hidrotermales silicificadas, a manera de trenes mineralizados que aprovechan la porosidad secundaria relacionada con el brechamiento por fracturamiento intenso. El principal mineral de mena portador de contenidos con interés económico corresponde a pirita, en la cual se concentra cerca del 80-90% del total del oro del depósito. Es posible encontrar contenidos subordinados de sulfuros de cobre como enargita, digenita y covelina, cobre-bismuto y varios telururos (Au, Au-Ag), así como tetraedrita-tenantita y hessita (Stubens, 2015; Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017). Oro nativo libre y electrum se presentan confinados en fracturas, generalmente asociados con tetraedrita y bornita (Scarpelli, 2021). Localmente, se distinguen sectores con abundantes sulfuros con tungsteno y cobre-tungsteno (Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017).

Las rocas encajantes corresponden a gneises, migmatitas y anfibolitas con relaciones estructurales complejas entre ellas, las que conforman el núcleo cristalino del Macizo de Santander. Los halos de alteración de las vetas mineralizadas están compuestos de alunita, jarosita, caolinita y cuarzo (Mathur *et al.*, 2003). Polanía (1982) identificó el desarrollo de alteración filica y propilítica en la roca de caja. De acuerdo con las características mineralógicas y de alteración, el depósito del área de California ha sido clasificado como de alta sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000).

La abundante literatura disponible provee importantes aportes tanto sobre la mineralogía y petrología como de las edades de las mineralizaciones y sus encajantes. Sin embargo, no hay un conocimiento acabado del modelo estructural de emplazamiento y su evolución reciente en relación con el marco tectónico, es decir, de la relación espacial y temporal de los cuerpos mineralizados con el campo de esfuerzos regional. Este vacío en el conocimiento referente a la interpretación estructural y tectónica ha sido la causa de discusiones científicas aún abiertas. Por esta razón, el presente estudio tiene como finalidad la formulación de una hipótesis sobre el control estructural 4D de las mineralizaciones del área de California (Brecha La Mascota en la Falla La Baja-Angostura), apoyada en un análisis espacial de los esfuerzos responsables y su relación con respecto a la cinemática del fallamiento transcurrente sinistral Santa Marta-Bucaramanga (Rossello y Gallardo, 2022, y referencias allí citadas).

## 2. Marco geológico

El Macizo de Santander se encuentra localizado al norte de la ciudad de Bogotá D.C., donde la cordillera Oriental se bifurca y separa de los Andes de Mérida, que se extienden hacia el nororiente como parte de los Andes Venezolanos (Fig. 2). El Macizo de Santander está conformado por litologías magmáticas y metamórficas pre-Mesozoicas, distribuidas en franjas sucesivas E-O donde predominan el gneis cuarzo-feldespático (metapsamitas), gneis micáceo (metapelítico) y gneis hornbléndico, con pequeños cuerpos de ortogneis relacionados con áreas extensas de migmatita vinculadas a capas delgadas de gneis hornbléndico. Estas rocas a su vez son intruidas por *stocks* graníticos y tonalíticos, y por algunos diques de rocas hipoabisales porfiríticas y pegmatíticas. Dentro de este conjunto litológico, las rocas metamórficas son de alto grado y presentan evidencias de fusión parcial e intensa deformación, por lo que poseen relaciones estructurales complejas. Por otro lado, las rocas ígneas corresponden a plutones y cuerpos hipoabisales porfiríticos a manera de *stocks* y diques. Adicionalmente, hacia el occidente aflora una sucesión sedimentaria de ambiente marino a transicional de edad cretácica, muy deformada y dispuesta discordantemente sobre las anteriores. El DMVC se localiza en el Macizo de Santander, dentro de la faja central del gneis de Bucaramanga (*sensu* Ward *et al.*, 1973), en el núcleo de la cordillera Oriental de Colombia (Mora *et al.*, 2020). Como límites tectónicos destaca la presencia de las fallas de Los Llanos, El Carmen y de Bucaramanga al occidente (asociadas con el Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga), de Las Mercedes, Labateca y Soápaga al oriente, de Arenas Blancas al norte, y de Duga al sur (Fig. 2).

### 2.1. Unidades cronoestratigráficas

#### 2.1.1. Metamorfitas

En la zona del DMVC, las rocas metamórficas se encuentran relacionadas con el gneis de Bucaramanga, que corresponde a la unidad metamórfica más antigua del área. Esta unidad se encuentra constituida por gneises, migmatitas y anfibolitas en relaciones estructurales complejas (Ward *et al.*, 1973; Evans, 1976; Mendoza, 1976<sup>6</sup>; Mendoza y Jaramillo, 1979; Felder *et al.*, 2005<sup>7</sup>; Díaz y Guerrero, 2006; Parra y Alfonso, 2008) (Fig. 3).

<sup>6</sup> Mendoza, H. 1976. Geoquímica para metales preciosos en el Páramo de Santurbán, Macizo de Santander. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras. Informe I-1713: 34 p. Bucaramanga.

<sup>7</sup> Felder, G.; Ortiz, G.; Campos, C.; Monsalve, I.; Silva, A.; Horner, J. 2005. Angostura project: A high sulfidation gold-silver deposit located in the Santander Complex of Northeastern Colombia. *In* Pro-Explor, Instituto de Ingeniería del Perú, Proceedings: 15 p. Lima.

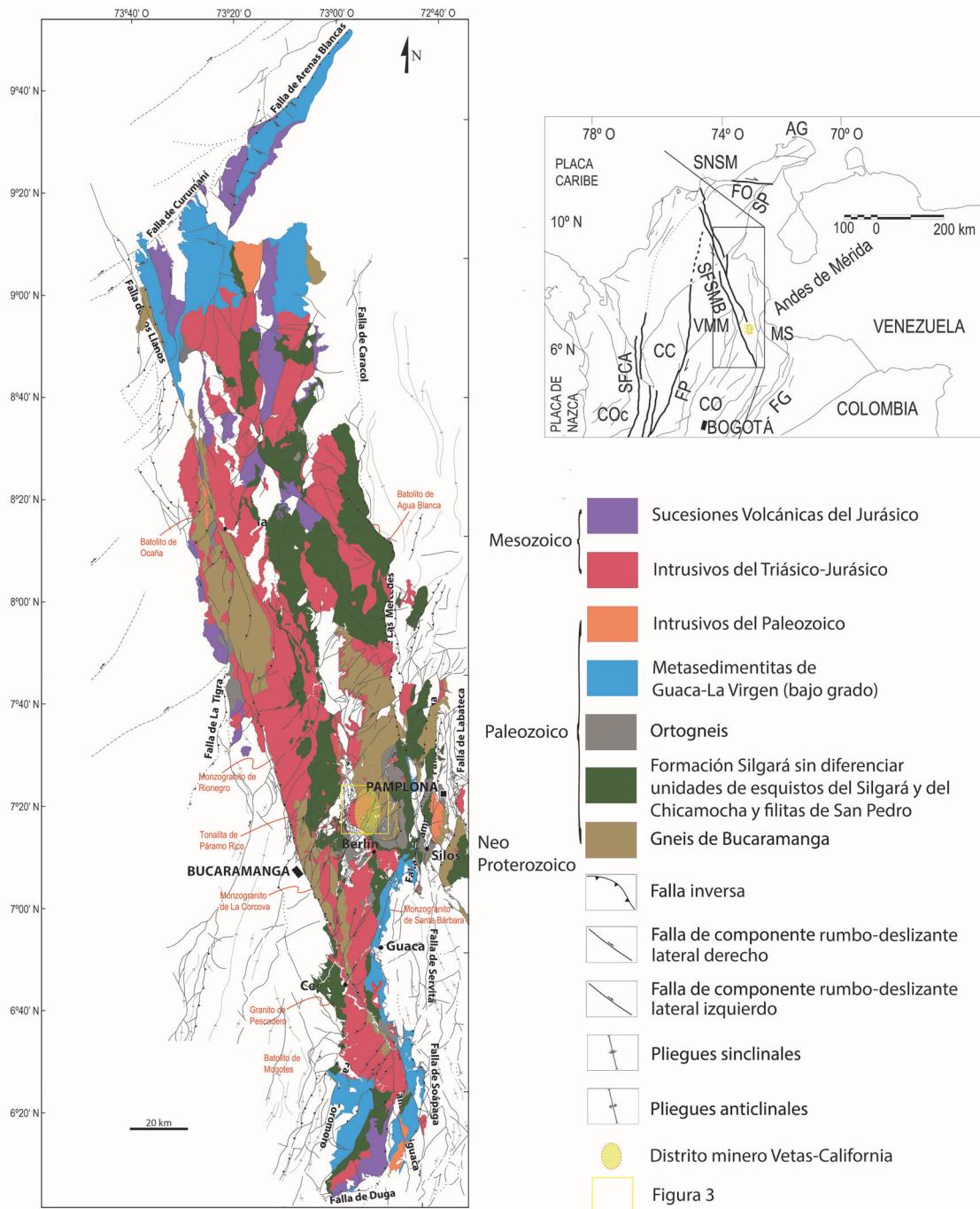
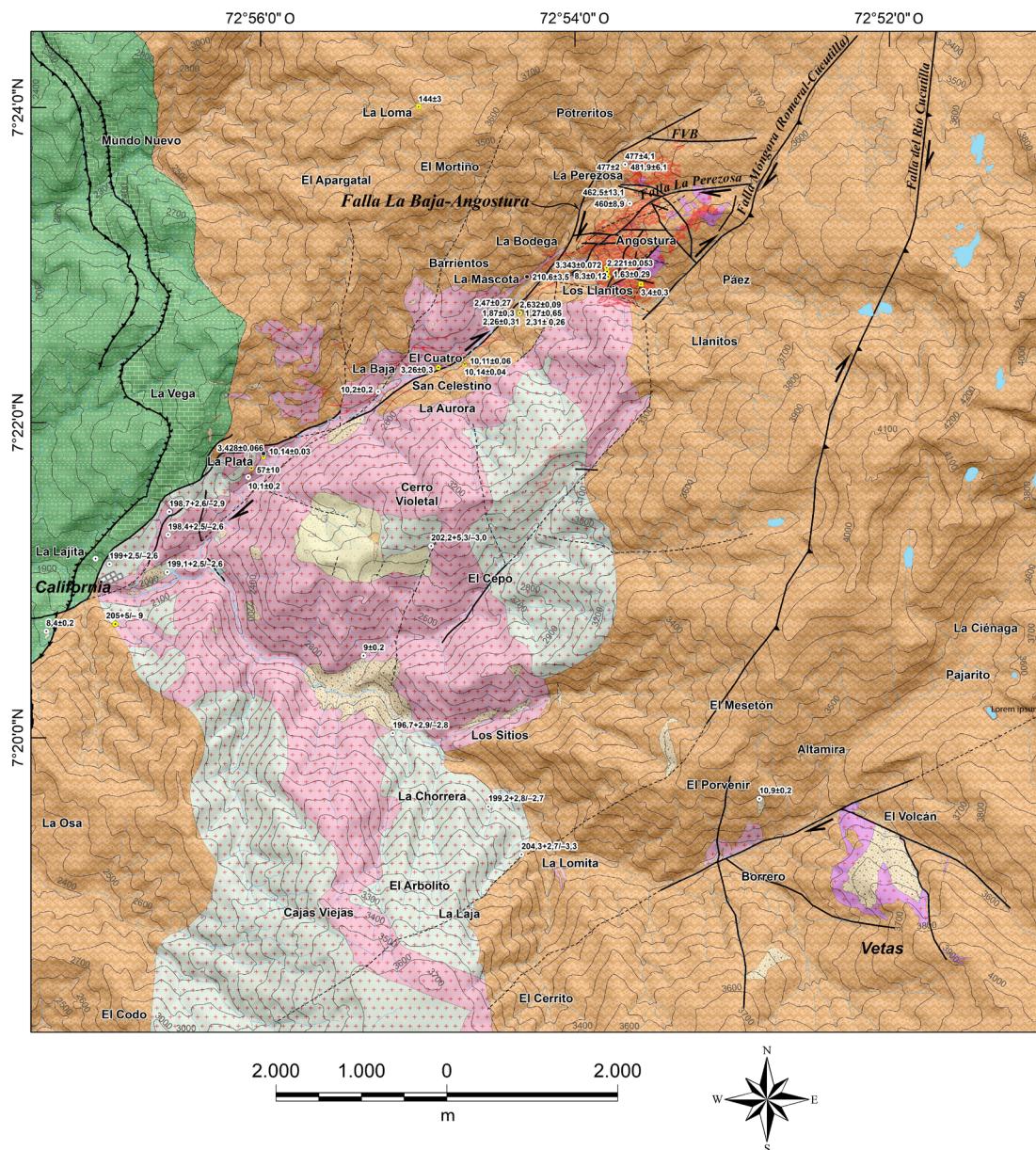


FIG. 2. Contexto geológico-estructural regional del Macizo de Santander con la distribución de las unidades de rocas metamórficas e ígneas y la ubicación del distrito minero en donde se localizan las mineralizaciones de California. Las unidades sedimentarias no son discriminadas y se representan con los polígonos en blanco (modificado de Zuluaga y López, 2019). **AG:** Alta Guajira, **CC:** cordillera Central, **COC:** cordillera Occidental, **CO:** cordillera Oriental, **FG:** Falla Gaicaramo, **FO:** Falla Oca, **FP:** Falla de Palestina, **MS:** Macizo de Santander, **SFCA:** Sistema de Fallas Cauca Almaguer, **SFSMB:** Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga, **SNSM:** sierra Nevada de Santa Marta, **SP:** serranía de Perijá, **VMM:** Valle Medio del Magdalena. **Neo-Proterozoico:** Neo-Proterozoico.



## LEYENDA

### Rasgos estructurales

- Inconformidad
- Falla inversa
- Falla de rumbo
- Falla inferida
- Falla

### Litologías

- |                      |                                     |
|----------------------|-------------------------------------|
| Brecha               | Diorita, granodiorita, tonalita     |
| Pórfido              | Cuarzomonzonita, cuarzomonzogranito |
| Toba                 | Tonalita leucocrática               |
| Formación Rosablanca | Metadiorita                         |
| Formación Los Santos | Gneis de Bucaramanga                |

### Método datación (Ma)

- \* Ar/Ar
- K-Ar
- ▲ Re-Os
- U-Pb
- U-Pb LA-ICP-MS
- \* U-Pb TIMS

FIG. 3. Mapa geológico del área del DMVC con ubicación de las edades isotópicas de las unidades magmáticas. **FVB:** Falla Veta de Barro.

El gneis de Bucaramanga incluye dos zonas migmatíticas: una asociada con rocas gnéisicas graníticas subconcordantes, y otra donde ambos cuerpos están intruidos por diques de granito no foliado. En el sector de California, en particular, se han descrito gneises diferenciados composicional y texturalmente como gneises cuarzo-feldespáticos y biotítico-hornbléndicos, con bandas máficas y félasicas paralelas a subparalelas de espesores menores a 0,5 cm, de grano medio a grueso y textura migmatítica, aunque localmente presentan textura *augen* (Mendoza y Jaramillo, 1979). Los cuerpos de migmatitas (Fig. 4) incluyen paragneises metapelíticos, semipelíticos y metapsamíticos, esquistos, y cantidades subordinadas de gneises calcáreos, mármoles, gneises hornbléndicos y anfibolitas (Ward *et al.*, 1973).

En el área del DMVC, el gneis de Bucaramanga comprende rocas de composición diorítica a gabroca con metamorfismo sobrepuerto, dispuestas de forma alargada (Díaz y Guerrero, 2006), con contactos

discordantes que cortan localmente la foliación, y que se presentan afectadas por una foliación subparalela de carácter regional (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2012). Asimismo, el gneis alberga cuerpos a manera de diques y *stocks* de superficies menores a 3 km<sup>2</sup> de leucogranitos de color blanco grisáceo pálido y tamaño de grano fino a medio con moscovita y biotita, y otros cuerpos menores de tonalitas leucocráticas de color blanco grisáceo pálido a rosado, los que exhiben contactos netos y cortan la foliación del gneis.

Aunque la edad de la unidad es objeto de controversia, en el área del DMVC se han obtenido edades radiométricas en circones entre  $479+10/-11$  y  $460\pm8,9$  Ma mediante el método U-Pb (Leal, 2011; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2012; García-Ramírez *et al.*, 2017) (Tabla 1). Estas son interpretadas como de metamorfismo o de cristalización del protolito (Leal, 2011; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2012) y sugieren ausencia de rocas precámbricas (*sensu* Royero y Clavijo, 2001) para el área de California.

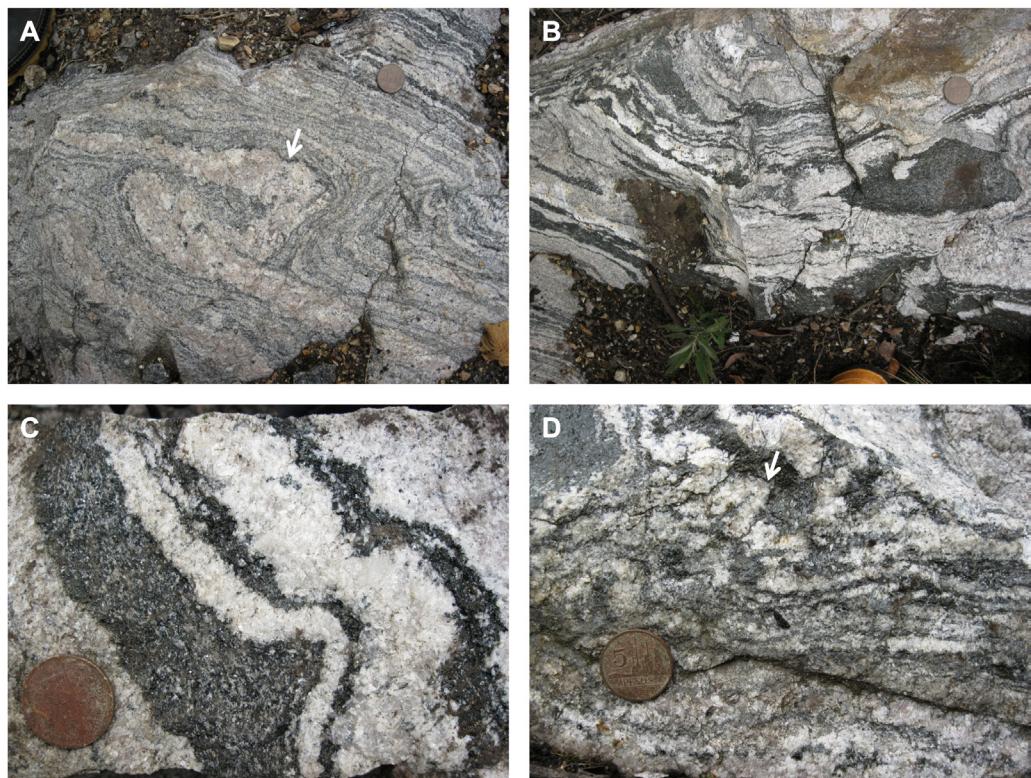


FIG. 4. Migmatitas aflorantes en el área de estudio. A. Leucosoma granítico plegado; nótese la estructura estromática en la parte superior de la imagen (flecha blanca); B. Migmatita estromática; C. Detalle de migmatita estromática; D. Pliegue ptigmático (flecha blanca) en leucosoma.

TABLA 1. COMPILACIÓN DE EDADES RADIOMÉTRICAS REPORTADAS PARA EL ÁREA DEL DMVC.

Muestra	Litología	Interpretación	Edad (Ma)	Método y material	Latitud (N)	Longitud (O)	Referencia
ALR-012	Brecha hidrotermal clastosoportada	Edad de alteración hidrotermal	2,632±0,09	Ar/Ar alunita	7°22'41,43"	72°54'21,39"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-024	Brecha hidrotermal clastosoportada a cemento-soportada	Edad de alteración hidrotermal	1,87±0,3	Ar/Ar alunita	7°22'41,43"	72°54'21,39"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-026	Brecha hidrotermal	Edad de alteración hidrotermal	2,47±0,27	Ar/Ar alunita	7°22'42,11"	72°54'24,65"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-027	Veta de alunita y pirita cúbica	Edad de alteración hidrotermal	2,31± 0,26	Ar/Ar alunita	7°22'41,43"	72°54'21,39"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-034	Vetilla de alunita y pirita	Edad de alteración hidrotermal	2,26±0,31	Ar/Ar alunita	7°22'41,43"	72°54'21,39"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-038	Veta de alunita, caolinita, pirita fina, pirita cúbica y esfalerita	Edad de alteración hidrotermal	1,27±0,65	Ar/Ar alunita	7°22'41,43"	72°54'21,39"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-040	Dacita porfirítica con alunita reemplazando feldespatos	Edad de alteración hidrotermal	3,26±0,3	Ar/Ar alunita	7°22'20,75"	72°54'52,50"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-264	Veta de alunita, pirita fina, pirita cúbica y enargita	Edad de alteración hidrotermal	2,221±0,053	Ar/Ar alunita	7°22'57,04"	72°53'48,04"	Rodríguez-Madrid (2014)
ALR-281	Brecha tectónica silicificada	Edad de alteración hidrotermal	1,63±0,29	Ar/Ar alunita	7°22'55,11"	72°53'47,67"	Rodríguez-Madrid (2014)
TB-CV-019	Pegmatita granítica	Edad de alteración hidrotermal	3,343±0,072	A/Ar sericitia	7°22'58,62"	72°53'48,19"	Rodríguez-Madrid (2014)
TB-CV-023	Pegmatita granítica	Edad de alteración hidrotermal	8,3±0,12	A/Ar sericitia	7°22'58,62"	72°53'48,19"	Rodríguez-Madrid (2014)
TB-28	Veta de cuarzo y molibdenita	Edad de mineralización	10,14±0,04	Re-Os Molibdenita	7°22'22,23"	72°54'42,48"	Rodríguez-Madrid <i>et al.</i> (2017)
TB-35	Veta de cuarzo y molibdenita	Edad de mineralización	10,11±0,06	Re-Os Molibdenita	7°22'22,23"	72°54'42,48"	Rodríguez-Madrid <i>et al.</i> (2017)
Angostura Alunite-01	No reportada	Edad de alteración hidrotermal	3,4±0,3	K-Ar Alunita	7°22'42,00"	72°53'22,70"	Leal (2011)
SanCelestino-1	Pórfido dacítico	Edad de cristalización	10,2±0,2	U-Pb Circón	7°22'01,30"	72°55'03,10"	Leal (2011)
TBQ-001	Granitoide	Edad de cristalización	196,7+2,9/-2,8	U-Pb Circón	7°19'55,10"	72°54'56,80"	Mantilla-Figeroa <i>et al.</i> (2013)
TBQ-003	Diorita-granodiorita	Edad de cristalización	198,4+2,5/-2,6	U-Pb Circón	7°20'55,60"	72°56'04,60"	Mantilla-Figeroa <i>et al.</i> (2013)
TBQ-004	Granitoide	Edad de cristalización	198,7+2,6/-2,9	U-Pb Circón	7°21'01,70"	72°56'16,00"	Mantilla-Figeroa <i>et al.</i> (2013)
TBQ-005	Diorita-granodiorita	Edad de cristalización	199+2,5/-2,6	U-Pb Circón	7°20'57,10"	72°56'49,20"	Mantilla-Figeroa <i>et al.</i> (2013)

continuación tabla 1.

Muestra	Litología	Interpretación	Edad (Ma)	Método y material	Latitud (N)	Longitud (O)	Referencia
TQB-002	Granitoide con alteración hidrotermal	Edad de cristalización	199,1+2,5/-2,6	U-Pb circón	7°20'55,60"	72°56'04,60"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2013)
TPD-71	Diorita-granodiorita	Edad de cristalización	199,2+2,8/-2,7	U-Pb circón	7°19'18,60"	72°54'10,90"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2013)
GI-47-M1	Granitoide con alteración hidrotermal	Edad de cristalización	202,2+5,3/-3,0	U-Pb circón	7°21'21,10"	72°54'25,80"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2013)
GE-20-M1	Dique de granito	Edad de cristalización	204,3+2,7/-3,3	U-Pb circón	7°19'00,30"	72°53'56,40"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2013)
ALR035	Dique de granito alterado a illita y sericitita	Edad de cristalización	210,6±3,5	U-Pb circón	7°22'38,70"	72°54'21,10"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2013)
WR-195	Gneis granítico	Edad de cristalización del protolito	460±8,9	U-Pb circón	7°23'12,70"	72°53'26,90"	Leal (2011)
WR-194	Gneis granítico	Edad de cristalización del protolito	462,5±13,1	U-Pb circón	7°23'13,80"	72°53'29,00"	Leal (2011)
California 1, California 2	Concentrado gravitacional de sulfuros (pirita)	No aplica	57±10	Re-Os isócrona	7°21'32,18"	72°55'51,91"	Mathur <i>et al.</i> (2003)
UAKA 79-46	Pórfido dacítico	Edad de alteración hidrotermal	144±3	K-Ar sericitita	7°23'49,82"	72°54'47,43"	Sillitoe <i>et al.</i> (1982)
10-1-4-89	Granodiorita	Edad de cristalización	205+5/-9	U-Pb circón	7°20'32,78"	72°56'49,06"	Dörr <i>et al.</i> (1995)
LD13-1	Riodacita	Edad de cristalización	8,4±0,2	U-Pb circón	7°20'30,37"	72°57'09,98"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2009)
MD22-1	Riodacita	Edad de cristalización	9±0,2	U-Pb circón	7°20'20,75"	72°55'08,97"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2009)
GE46-M8	Pórfido	Edad de cristalización	10,1±0,2	U-Pb circón	7°21'28,89"	72°55'52,80"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2011)
TPD-72	Pórfido	Edad de cristalización	10,9±0,2	U-Pb circón	7°19'25,84"	72°52'38,06"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2011)
GE-58-M1	Diorita calcoalcalina foliada	Edad de cristalización	477±4,1	U-Pb circón	7°23'27,59"	72°53'28,66"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2012)
GH-72-M2	Diorita calcoalcalina foliada	Edad de cristalización del protolito	477±2	U-Pb circón	7°23'27,59"	72°53'28,66"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2012)
GL-60-M2	Diorita calcoalcalina foliada	Edad de cristalización del protolito	481,9±6,1	U-Pb circón	7°23'27,59"	72°53'28,66"	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> (2012)
TB-CV-073	Granitoide alterado	Edad de alteración hidrotermal	3,428±0,066	Ar/Ar alunita	7°21'36,86"	72°55'46,91"	Raley (2012)
TB-CV-078	Pórfido	Edad de cristalización	10,14±0,03	U-Pb Circón	7°21'37,83"	72°55'46,91"	Raley (2012)

Las edades interpretadas de metamorfismo o emplazamiento de las rocas del basamento en el área de Bucaramanga, obtenidas mediante K-Ar en hornblenda o biotita, varían desde 950 Ma para los gneises de hornblenda, 680 Ma para los gneises de biotita, y entre 450 y 413 Ma para los ortogneises graníticos y dioríticos que intruyen paragneises y ortogneises más antiguos (Goldsmith *et al.*, 1971). Restrepo *et al.* (1997), por su parte, reportaron edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de ~900-800 Ma para rocas gnésicas del Macizo de Santander.

### 2.1.2. Magmatismo mesozoico-cenozoico

En el área del DMVC se encuentran *stocks* de composiciones diorítica, cuarzodiorítica, tonalítica y granodiorítica (Fig. 3). Son rocas de color gris, con textura fanerítica equigranular a inequigranular y tamaño de grano medio (Evans, 1976; Mendoza y Jaramillo, 1979; Dörr *et al.*, 1995; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013; Bissig *et al.*, 2014; Zuluaga y López, 2019; López-Isaza y Zuluaga, 2020). Los plutones alcanzan los 9 km<sup>2</sup> de superficie expuesta (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013), e intruyen a los leucogranitos de moscovita y biotita, lo que genera contactos netos, con presencia de xenolitos y balsas (*rafts*) hacia las zonas de borde, los cuales son a su vez intruidos por cuarzo-monzonitas, granodioritas y cuarzo-monzogranitos (Fig. 3).

Los cuerpos plutónicos de composiciones cuarzo-monzoníticas, granodioríticas y cuarzo-monzograníticas presentan texturas faneríticas equigranular a inequigranular, tamaños de grano fino a medio localmente, tonos leucocráticos, y son, por lo general, pobres en minerales máficos (Evans, 1976; Díaz y Guerrero, 2006; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013; Bissig *et al.*, 2014; Zuluaga y López, 2019; López-Isaza y Zuluaga, 2020). Dichos plutones intruyen mediante *stocks* y diques al gneis de Bucaramanga y a las dioritas, tonalitas y granodioritas del DMVC. Estas unidades ígneas pueden ser diferenciadas, además, por sus edades radiométricas (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013; Bissig *et al.*, 2014). Se han obtenido edades U-Pb en circones entre 204,3+2,7/-3,3 y 199,1+2,5/-2,6 Ma para leucogranitos de moscovita y biotita, entre 199,2+2,8/-2,7 y 198,4+2,5/-2,6 Ma para dioritas y granodioritas, y entre 198,7+2,6/-2,9 y 196,7+2,9/-2,8 Ma para cuarzo-monzonitas (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013).

Se han reportado también cuerpos hipoabisales que intruyen rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias en el flanco occidental del Macizo de Santander, fuera de la zona de estudio, entre los páramos de Santurbán al sur (Mendoza, 1976; Mendoza y Jaramillo, 1979) y Cáchira al norte (Mejía y Tellez, 1974<sup>8</sup>). Se trata de pórvidos andesíticos y dacíticos con fenocristales de minerales máficos, plagioclásas y cuarzos bipiramidales, envueltos en una matriz holocristalina fanerítica a afanítica (Mendoza y Jaramillo, 1979; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009, 2011). En el área del DMVC, los cuerpos hipoabisales porfiríticos intruyen rocas sedimentarias de edad cretácica, así como rocas ígneas del Triásico tardío-Jurásico temprano y en rocas metamórficas gnésicas de edad paleozoica (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009, 2011). Edades U-Pb en circón en estos cuerpos hipoabisales evidencian la ocurrencia de un evento magmático a los 8,4±0,2 Ma para el sector de Hato Viejo (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009; Leal *et al.*, 2011), 9,0±0,3/-0,2 Ma para el de la quebrada Móngora (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009) y 10,9±0,2 Ma para la zona de la quebrada La Plata (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2011; Leal *et al.*, 2011). Finalmente, en el área de Arboledas, al norte de California, afloran pórvidos riódacíticos con edades U-Pb en circón de 13,9±0,2 Ma (Cruz *et al.*, 2014). Lo expuesto sugiere que las edades más jóvenes reportadas a la fecha se encuentran en el área de California.

### 2.1.3. Secuencias sedimentarias

En discordancia angular sobre las rocas del basamento anteriormente descritas, se disponen sucesiones sedimentarias asociadas a un ambiente extensional correlacionables con sus equivalentes cronoestratigráficos del Valle Medio del Magdalena y el Catatumbo (Barrero *et al.*, 2007). El registro se inicia con la Formación Los Santos (Laverde-Montaña, 2023), compuesta en su base por capas delgadas de limolitas micáceas de color pardo rojizo, las que alternan con bancos de areniscas de grano medio, seguidas de areniscas feldespato-micáceas de grano medio a grueso, con capas y lentes conglomeráticos. Hacia su techo predominan pelitas con intercalaciones de ortocuarcitas. A esta formación se le asigna una edad valanginiana-hauteriviana debido a que subyace concordantemente a la Formación Rosalblanca (Mendoza y Jaramillo, 1979), la que está constituida por niveles calcáreos y pelíticos grises cuyo contenido detrítico aumenta

<sup>8</sup> Mejía, L.J.; Tellez I., N. 1974. Prospección geoquímica del Páramo de Cáchira. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, Informe I-1655: 40 p. Bucaramanga.

hacia su techo con calizas y areniscas calcáreas. A partir de su contenido fosilífero, Mendoza y Jaramillo (1979) le atribuyen a la Formación Rosablanca una edad haueriana-barremiana.

#### 2.1.4. Depósitos recientes

En la zona de estudio se reconocen depósitos fluviales y glaciares dispuestos como parches relictos sobre relieves deprimidos desarrollados sobre las anteriores unidades, lo que evidencia un fuerte intemperismo y actividad erosiva. Morrenas de circo glaciar se encuentran en las cabeceras de los valles por encima de los 3.200 m de altitud, constituidas por bloques subangulares a subredondeados de diferentes litologías, en su mayoría rocas cristalinas, embebidos en matrices de limo y arena (Ward *et al.*, 1973; Mendoza y Jaramillo, 1979). Depósitos fluvioglaciales asociados a morrenas, con cantos removilizados por las corrientes durante eventos más actuales, se disponen en relictos de terrazas discontinuas y estrechas adosadas a las fuertes pendientes de los valles. Una delgada y discontinua cubierta edáfica variablemente vegetada cubre la mayoría de la topografía, lo cual dificulta la observación directa de las características litológicas y estructurales del sector estudiado.

### 2.2. Marco tectónico

La región central de Colombia es el resultado de las diferentes fases tectónicas Andinas compresivas (Cobbold *et al.*, 2007), generadas por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana (Heidbach *et al.*, 2018; Rossello y Gallardo, 2022). El Macizo de Santander constituye el segmento más septentrional de la cordillera Oriental de Colombia (Kammer y Mojica, 1996; Kammer, 1999). Este macizo está cortado por fallas que convergen hacia su interior y forman una estructura biverteante o en abanico, tanto a escala del macizo (Kammer, 1993; Restrepo-Pace, 1995; Kammer y Mojica, 1996) (Fig. 1) como a escala local (Fig. 2), a manera de bloques ascendidos compresivos (Kammer, 1993). Esta geometría corresponde a las estructuras de abanicos de inversión tectónica tipo *back thrust and shortcut thrust* (McClay y Buchanan, 1992; Restrepo-Pace, 1995), desarrolladas en regímenes compresivos con despegues (o desprendimientos) mesocorticales o basales (Oldow *et al.*, 1990) durante procesos de orogénesis (Oldow *et al.*, 1990; Willett *et al.*, 1993; Butler *et al.*, 2011).

Los rasgos estructurales más representativos en el área del Macizo de Santander son el Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga al occidente (Gómez y Montes, 2020; Rossello y Gallardo, 2022) y el Sistema de Fallas de Pamplona-Las Mercedes al este (Restrepo-Pace, 1995; Restrepo-Pace *et al.*, 1997), los cuales presentan cinemática lateral izquierda e inversa (Fig. 1). Además de estas fallas, se destaca la presencia de estructuras N-S de cinemática inversa, NO-SE de cinemática lateral izquierda y NE-SO de cinemática lateral derecha (Boinet *et al.*, 1985; Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2020), algunas de ellas reactivadas como fallas normales invertidas (Kammer, 1993) en un marco estructural que involucra basamento (Kammer, 1993; Kammer y Mojica, 1996) (Fig. 2).

Adicionalmente, en el límite entre Colombia y Venezuela, en el sector comprendido entre las fallas de Morro Negro al occidente y de Samaria al este, se encuentra una franja caracterizada por una intensa deformación en la que se observa el cambio en la vergencia de las fallas inversas de rumbo N-S. En este sector, la Falla Boconó, de rumbo NE-SO, dobla bruscamente hacia el sur para conectarse con la Falla Chitagá de rumbo N-S (Fig. 5). En la unión entre ambas, la Falla Chitagá es de componente inversa con vergencia al oeste, mientras que hacia el sur se transforma en una falla de rumbo con cinemática lateral izquierda (Singer y Beltrán, 1996; Audemard *et al.*, 2005), haciéndose paralela y coincidiendo con la cinemática de la Falla de Chucarima (Boinet *et al.*, 1989) (Fig. 5). Este marco estructural forma un sistema coherente al interior del macizo denominado inicialmente como “Indentador de Pamplona” (Boinet *et al.*, 1985; Audemard *et al.*, 2005) y posteriormente, usando un término más descriptivo y sin implicaciones tectónicas, como “Cuña de Pamplona” (Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2017, 2020). En el presente trabajo, esta estructura se denomina Contrafuerte de Pamplona (Fig. 5).

A escala local, el DMVC se encuentra delimitado por los siguientes fallamientos (Figs. 3 y 5): a) al oriente, por la Falla Móngora (Romeral-Cucutilla) y la Falla del Río Cucutilla, ambas con cinemática dextral y componente inversa; b) al norte, por la Falla La Baja-Angostura, de rumbo NE y cinemática dextral; y c) al sur, por la Falla de Charta (o Río Charta), de movimiento sinistral. La cinemática de estos últimos fallamientos es, no obstante, especulativa (Ward *et al.*, 1973; Gómez y Montes, 2020).

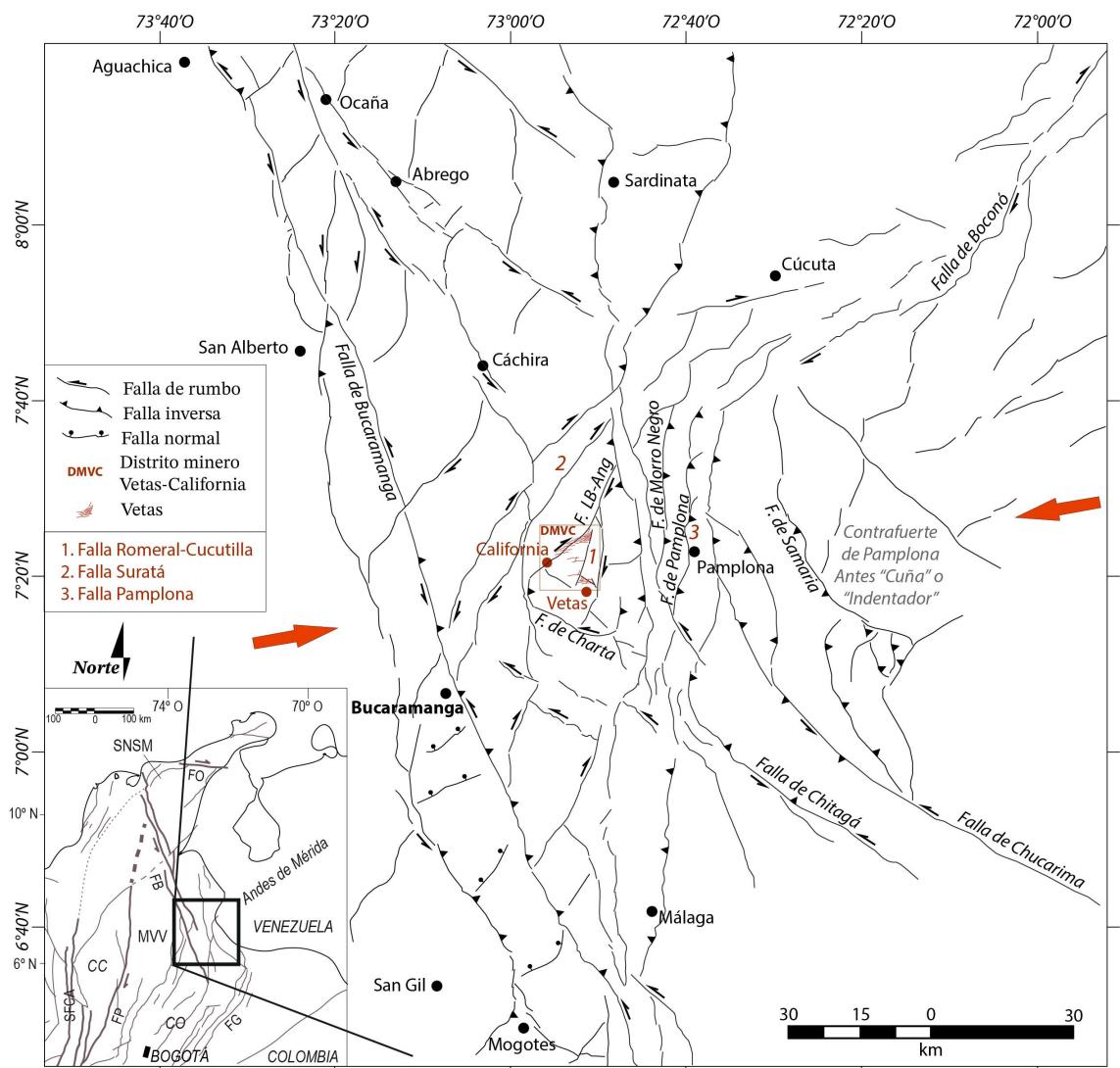


FIG. 5. Esquema tectónico (basado en Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2017, 2020). Nótese la ubicación del DMVC exactamente en el frente del Contrafuerte de Pamplona desde donde se propaga la deformación en dirección O-E hacia el interior del Macizo de Santander. **F. LB-Ang:** Falla La Baja-Angostura. Inset: **CC:** cordillera Central, **CO:** cordillera Oriental, **FG:** Falla Gaicaramo, **FO:** Falla Oca, **FP:** Falla de Palestina, **SFCA:** Sistema de Fallas Cauca Almaguer, **FB:** Falla de Bucaramanga, **SNSM:** sierra Nevada de Santa Marta, y **VMM:** Valle Medio del Magdalena. Flechas naranjas indican la posición aproximada del esfuerzo principal máximo horizontal andino según Cobbold *et al.* (2007), Heidbach *et al.* (2018) y Rossello y Gallardo (2022).

La Falla La Baja-Angostura, debido a su disposición a lo largo de las principales manifestaciones minerales, aparentemente controla tanto la mineralización como las alteraciones. Rodríguez-Madrid *et al.* (2017) identificaron cinco estados de deformación frágil, cuatro de los cuales se encuentran mineralizados y que, relacionados con los diferentes procesos intrusivos y mineralizantes, habrían generado las condiciones adecuadas para las dilatancias térmicas

(Rossello y López-Isaza, 2023) y el control de la mineralización.

### 2.3. Mineralización y alteración del DMVC

El DMVC tradicionalmente abarca mineralizaciones aflorantes entre los municipios de California y Vetas en el departamento de Santander. En los alrededores del municipio de California, la mineralización de

oro se distribuye a lo largo de seis kilómetros en un corredor subparalelo a la Falla La Baja-Angostura (Fig. 3), el que incluye los sectores de San Celestino, La Baja, La Mascota, El Cuatro, La Bodega y Angostura.

La mineralización del DMVC (Bissig *et al.*, 2015; Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017) se presenta en vetas controladas estructuralmente (Wolff *et al.*, 2005), encajadas en un basamento metamórfico de edad paleozoica e intruido por rocas ígneas plutónicas del Triásico tardío-Jurásico temprano (Döör *et al.*, 1995; Leal, 2011; Leal *et al.*, 2011; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2012; Bissig *et al.*, 2014) y en cuerpos hipoabisales de edad miocena (Leal, 2011; Leal *et al.*, 2011; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009, 2011, 2012; Bissig *et al.*, 2014). La mineralización es rica en sulfuros y ha sido interpretada como parte de un gran sistema epitermal de sulfuración alta a intermedia (Bissig *et al.*, 2015; Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017). La mineralización de oro se encuentra en todas las litologías del corredor, pero con características distintas de hábito, textura, grado y tamaño. Estas mineralizaciones ocupan un área alejada del arco volcánico andino norte (alrededor de 500 km de distancia). En la zona de estudio, las rocas volcánicas e intrusivas más jóvenes serían de edad cretácica a paleógena (edad de  $57 \pm 10$  Ma obtenida mediante Re-Os en concentrados gravitacionales de sulfuros tomados de la mina La Plata, sector California; Mathur *et al.*, 2003) y miocena superior (edad de  $\sim 10,9$  a  $8,4$  Ma obtenida mediante U-Pb en pórfidos y diques dacíticos y riódacíticos volumétricamente menores; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009, 2011), respectivamente. Estos últimos autores consideran que la actividad intrusiva pudo dar origen a la mineralización.

Rodríguez-Madrid *et al.* (2017) identificaron procesos de alteración y sulfurización vinculados con diferentes episodios hidrotermales que comprenden dos fases tempranas de estilo pórfido, la primera caracterizada por una alteración propilitica con molibdenita en la Brecha La Mascota (edad Re-Os de  $\sim 10,1$  Ma), y la segunda relacionada con un sistema magmático-hidrotermal más joven caracterizado por alteración filica y asociado a vetas de cuarzo-pirita con sericitita hidrotermal (edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $\sim 3,4$  Ma). A esta mineralización temprana le suceden cuatro fases tardías de estilo epitermal relacionadas con el desarrollo de brechas hidrotermales multifásicas y alteración cuarzo-alunita, definidas por bornita, covelina y calcopirita y las fases siguientes

por wolframita, enargita y esfalerita, donde la mineralización asociada de oro y plata presenta edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en alunita entre  $\sim 2,6$  y  $\sim 1,6$  Ma (Rodríguez-Madrid, 2014). Análisis en inclusiones fluidas indican temperaturas de homogeneización entre  $\sim 143$  y  $328$  °C, y salinidades entre 0,5 y 9,3% en peso de NaCl equivalente, lo cual sugiere que la ebullición fue un mecanismo importante de precipitación del mineral (Rodríguez-Madrid, 2014; Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017).

### 2.3.1. Sector La Bodega

La mineralización de La Bodega (Fig. 3) es la continuación al sur de aquella del proyecto Angostura (López-Isaza 2014; Scarpelli, 2021) sobre la carretera que transcurre cerca de la quebrada La Baja en un ambiente muy abrupto y vegetado (Fig. 6A). En comparación con Angostura, La Bodega presenta diferencias en el estilo de mineralización y en la roca encajante, pues la mayor parte de las zonas mineralizadas se encuentra en los intrusivos del Triásico tardío-Jurásico temprano. También destaca la presencia de una brecha cementada en el sector La Mascota (Fig. 6B, ver ubicación en Fig. 3) mineralizada con calcedonia bandeada coloforme y grandes cantidades de pirita, enargita y covelina, además de minerales de tungsteno como huebnerita y wolframita. Asociada a estas zonas mineralizadas se presenta alteración argílica avanzada (cuarzo-caolín-alunita) y gran presencia de *boxworks* de sulfuros en la zona de “caracha” o acumulación de óxidos de hierro supérigenos, que ha sido tradicionalmente explotada por los mineros en este sector (Bernasconi, 2006). Alrededor del área de alteración argílica avanzada se aprecia alteración argílica con illita y una alteración propilitica de carácter más regional, que se observa a lo largo de la carretera paralela a la quebrada La Baja. Las estructuras mineralizadas tienen tendencias E-O similares a las del proyecto Angostura, pero en el sector de La Bodega se hacen más significativas las estructuras NE-SO paralelas a las fallas Angostura y La Baja, aunque aún no han sido caracterizadas en detalle.

### 2.3.2. Sector Angostura

Este sector está ubicado en una zona escarpada y montañosa, con elevaciones que van desde 2.800 hasta 3.400 m sobre el nivel del mar. La mineralización del sector más elevado está contenida principalmente en estructuras con orientación E-O

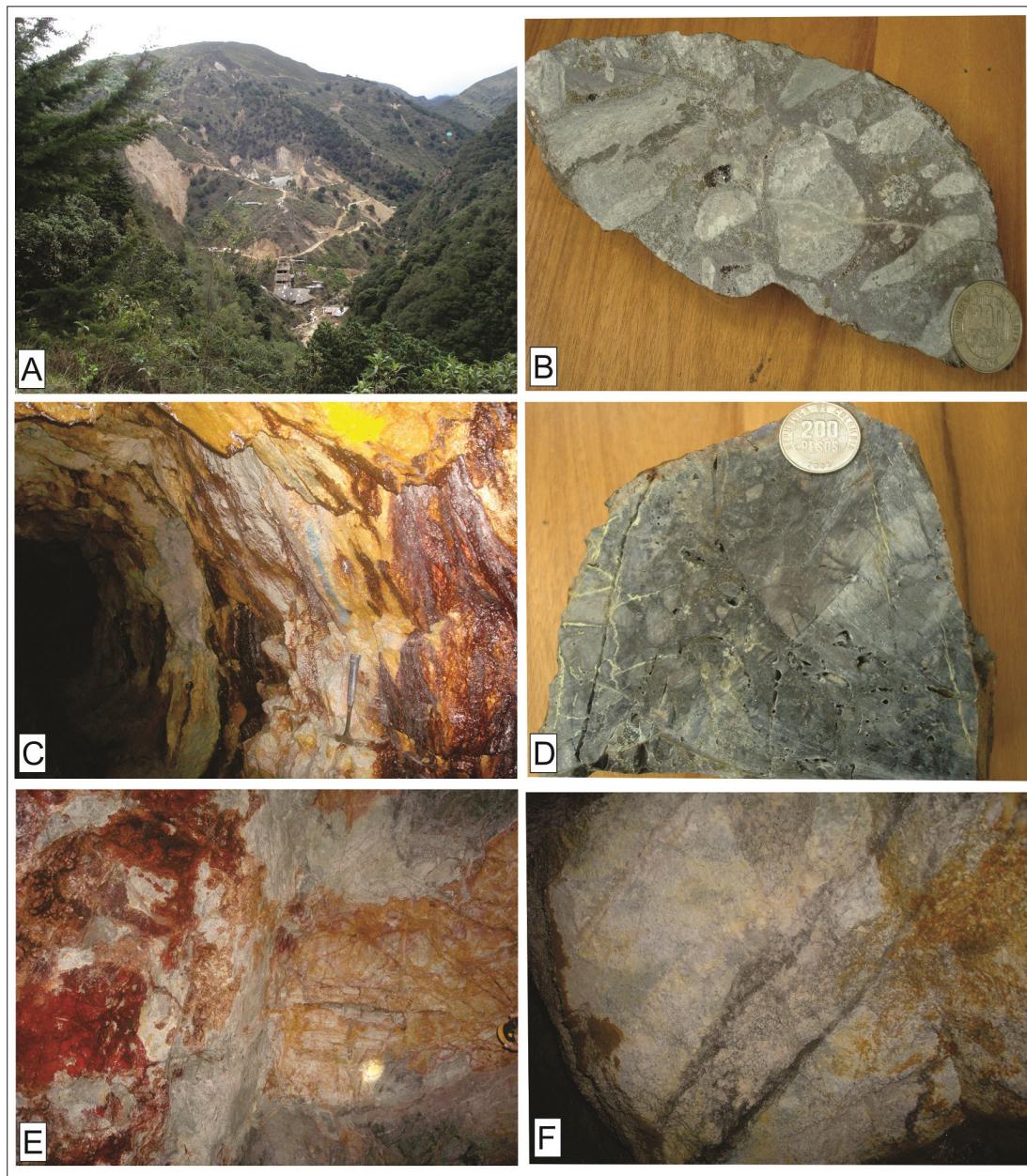


FIG. 6. Fotos. A. Vista del sector La Bodega. B. Brecha polimictica con cemento mineralizado de La Mascota. C. Vista de granodioritas mineralizadas con alteración en un socavón del sector Angostura. D. Detalle de una mineralización con textura *vuggy silica* del sector Angostura. E. Veta subvertical emplazada en granodioritas fracturadas de un socavón de Angostura. F. Detalle de una veta cuarzosa con bandas de sulfuros (pirita).

y NE-SO, subparalelas a las fallas Veta de Barro y Móngora, adyacentes a la Falla La Perezosa (Fig. 3). Existe un nivel con alteración supérgena en la parte superior del yacimiento donde los sulfuros se han oxidado, lo que facilita la actividad metalúrgica,

por lo que han sido históricamente explotadas por los mineros mediante socavones (Fig. 6C). A la fecha del presente estudio se han identificado más de 195 estructuras mineralizadas con espesores entre 5 y 50 m y continuidad en rumbo desde

<50 m hasta >1 km (Greystar Resources Ltd., 2009<sup>9</sup>). Estas estructuras presentan en su mayoría alteración hidrotermal argílica avanzada, localmente con formación de *vuggy silica* (Fig. 6D), debido a la disolución de feldespatos en el gneis que hospeda las estructuras mineralizadas. Esta mineralización es acompañada por una zona más extensa de alteración de alunita y cuarzo, la cual comúnmente presenta sulfuros. En torno a la zona de alteración de alunita se desarrolló una zona de alteración argílica, representada principalmente por illita, con la presencia local de esmectita y sericitita. Gran parte de la roca encajante posee alteración propilítica leve a moderada, localmente fuerte, caracterizada por clorita, epidota, albita y algunos carbonatos. La oxidación superficial se ha detectado a profundidades de >170 m en planos estructurales específicos hacia las partes centrales del depósito, probablemente favorecida por la permeabilidad de la roca (Greystar Resources Ltd., 2009).

Interpretaciones basadas en el magmatismo mioceno, temperaturas de homogeneización obtenidas a partir de inclusiones fluidas, y edades en minerales de alteración y de mena, sugieren una estrecha relación entre el emplazamiento de intrusivos y la mineralización. Sillitoe (1973) afirmó que esta última se debió al proceso de subducción que hubo en la cordillera Central y que dio origen al ensamblaje mineralógico encontrado actualmente, mientras que Pindell y Barret (1991) indicaron que la mineralización ocurrió durante un hiato magmático regional. Nuevas edades U-Pb obtenidas en circones en rocas hipoabisales porfiríticas sugieren actividad en el intervalo ~10-8 Ma (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2009, 2011; Leal, 2011; Raley, 2012). Estas edades entran en conflicto con las interpretaciones de la edad de 57±10 a partir de la isócrona Re-Os (Mathur *et al.*, 2003), la que se realizó sobre material concentrado por gravedad de pirita, oro nativo y sulfuros de cobre obtenido de la mina La Plata, aunque es posible que la edad reportada por Mathur *et al.* (2003) sea el resultado de mezcla isotópica. La definición de la edad de la mineralización es, por lo tanto, abordada por el método K-Ar sobre alunita, lo cual entrega resultados en torno a los 3,4 Ma (Leal, 2011).

### 3. Metodología

El presente trabajo se basó en observaciones de campo y levantamientos detallados que se realizaron

durante diversas visitas a los campamentos de exploración de las compañías operadoras en el área. Se revisaron, además, los abundantes reportes de avances y publicaciones científicas focalizadas en la descripción de las características metalogénicas del DMVC y se efectuaron ilustraciones basadas en figuras provenientes de diversos informes y fotografías ortoreferenciadas. Se siguió la terminología de Seedorff *et al.* (2005) para definir la magnitud de los cuerpos mineralizados vetiformes en función de sus espesores: filones (>1 m ancho), vetas (1 m a 1 cm) y vetillas (<1 cm).

La información microtectónica y petrológica se adquirió a partir del análisis de núcleos de perforación, así como de túneles de exploración que cortan los cuerpos mineralizados. Para ello, se tomaron en cuenta las relaciones espaciales existentes entre las fracturas y el campo de esfuerzos determinado por la ley de Anderson, además de las posibilidades de generar espacios dilatantes por los fenómenos de contracción térmica diferencial de la transición  $\alpha$ - $\beta$  del cuarzo (véanse antecedentes en Rossello y López-Isaza, 2023).

De acuerdo con Rossello y López-Isaza (2023), el concepto de dilatancia (del latín *dilatare*: ensanchar) se refiere al proceso físico relacionado con la posibilidad de generar modificaciones de volumen por contracción o expansión. Cuando este cambio determina que se genere más espacio que el inicial se lo denomina dilatancia positiva (+), y en el caso contrario, es decir, cuando ocupa menos espacio del que inicialmente abarcaba, se lo denomina dilatancia negativa (-). En este sentido, en sistemas endógenos, la contracción térmica es la propiedad inversa de la expansión térmica, que está definida por Skinner (1966) como el cambio de volumen y forma de un sistema debido a la variación de temperatura. Estas modificaciones térmicas producen dilatancia por contracción, contemporánea con mineralizaciones epigenéticas que se favorecen por la consecuente pérdida de presión de los fluidos por ebullición de las fracciones fluidas residuales, con la consiguiente liberación de sus fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes incompatibles.

Finalmente, se tuvieron en cuenta las relaciones espaciales entre el campo de esfuerzos y las fracturas generadas (fallas y diaclasas), con la finalidad de interpretar la cinemática de los pandeos-flexuras, resaltos y/o terminaciones de los fallamientos. Así, se pueden vincular los engrosamientos de las vetas

<sup>9</sup> Greystar Resources Ltd. 2009. Angostura Gold Project - Preliminary feasibility study, NI 43-101 Technical Report. Prepared by GRD Minproc Limited for Greystar Resources Limited.

con situaciones favorables, tanto en planta como en sección, para el emplazamiento de mineralizaciones de tipo vetiforme, en particular cuando las mismas tienden a disponerse paralelamente con respecto al esfuerzo principal máximo (Rossello y López-Isaza, 2023).

## 4. Resultados

### 4.1. Caracterización tectónica

El sector mineralizado del DMVC se localiza próximo a la cúspide peneplanizada del Macizo de Santander, donde la cordillera Oriental se separa de los Andes de Mérida (Figs. 1 y 2). La máxima elevación en la región se alcanzó durante el Plioceno-Pleistoceno, en la última fase del levantamiento norandino (Rossello y Gallardo, 2022 y referencias allí citadas). De esta manera, el ascenso del macizo se interpuso entre los depocentros del Catatumbo y del Valle Medio del Magdalena, interrumpiendo su continuidad (Figs. 2 y 7). La erosión asociada removió gran parte de las secuencias de edad mesozoica, quedando actualmente escasos relictos circunscritos a los fallamientos de Suratá y de Pamplona donde se exhiben algunas de las antiguas superficies del basamento. La traza de la Falla de Bucaramanga con rumbo N20O, forma parte del denominado Sistema de Fallas de Bucaramanga (también conocido como Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga), de aproximadamente 400 km de longitud (Fig. 1). Este sistema franquea por el occidente al Macizo de Santander con una cinemática transcurrente sinistral, la cual exhibe un desplazamiento de ~100-110 km y una componente cabalgante desde el Oligoceno (Ward *et al.*, 1973; Tschanz *et al.*, 1974; Rossello y Gallardo, 2022).

A partir de un análisis topográfico basado en modelos de elevación digital para el tramo del Macizo de Santander donde se hospeda el DMVC, se reconoce el desarrollo de la altiplanicie de Los Páramos (también conocida como Páramos de Santurbán) que promedia los 3.500 m s.n.m. (Fig. 7). Al asociar esta altiplanicie con la discordancia angular bajo los registros sedimentarios mesozoicos de los depocentros contemporáneos de las cuencas del Valle Medio del Magdalena, Catatumbo y Los Llanos, se puede estimar un ascenso mínimo del macizo de 4.000 m debido a la actividad de los fallamientos que lo limitan.

A partir de los datos estructurales evaluados, se diferencian en este trabajo los siguientes dos eventos de deformación regional (Fig. 8):

- Un primer evento extensional pre-Cretácico, responsable del desarrollo de fallamiento normal de orientación N-S, a partir de estructuras preexistentes del basamento, lo que controló la deposición de secuencias sedimentarias en la cuenca Catatumbo y el Valle Medio del Magdalena (Villamil, 1999; Kammer y Sánchez, 2006) (Fig. 8A).
- Un segundo evento relacionado con la fase tectónica Andina Incaica (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005; Cobbold *et al.*, 2007), responsable de la reactivación e inversión de las estructuras generadas durante el primer evento. En el caso de fallamientos previos NE-SO, se desarrollaron reactivaciones dextrales, mientras que para aquellos NO-SE, como el fallamiento Santa Marta-Bucaramanga, fueron reactivaciones sinistrales (Fig. 8B).

### 4.2. Control estructural 4D de la mineralización

La Falla La Baja-Angostura (Figs. 3 y 5) constituye una zona de fracturamiento multiescalar de 500 a 1.500 m de ancho, la que se interpreta como el principal control estructural de la mineralización en los sectores de La Bodega, La Mascota y Angostura (Mendoza y Jarillo, 1979; Felder *et al.*, 2005; Parra, 2007; O'Prey, 2008<sup>10</sup>; Sims y Altmann, 2010<sup>11</sup>). A pesar de que Royero y Clavijo (2001) mencionan un desplazamiento dextral de la Falla Móngora (Romeral-Cucutilla), dispuesta de modo subparalelo a la Falla La Baja-Angostura y con inclinación hacia el NO (Ward *et al.*, 1973), no se estima en este trabajo que existan evidencias concretas sobre esto. La mineralización en La Bodega está compuesta por enjambres de vetas y brechas tectónico-hidrotermales, mientras que en La Mascota está contenida en gran parte en cuerpos tabulares de brechas tectónico-hidrotermales controlados por fallas (Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017).

#### 4.2.1. Sector SO, La Baja-La Mascota

La Mascota es un depósito asociado a una zona de falla empinada que se dispone hacia el este hasta el sector de La Bodega y hacia el oeste hasta La Casita (Fig. 9). En el área de La Mascota, predominan cuarzo y calcedonia de entre 2 y 20 m de ancho, incluido el muro silicificado intermedio. Las brechas y vetas

<sup>10</sup> O'Prey, M. 2008. On the California-Vetas Property California-Vetas Mining District, Department of Santander, Colombia, Approximate Geographic Coordinates 7°19'50" N 72°54'16" W. Technical report prepared for Ventana Gold Corp.

<sup>11</sup> Sims, R.; Altmann, K.A. 2010. La Bodega project, California-Vetas Mining District, Department of Santander, Colombia. Project Number 9163-05. Technical Report prepared for Ventana Gold Corp.

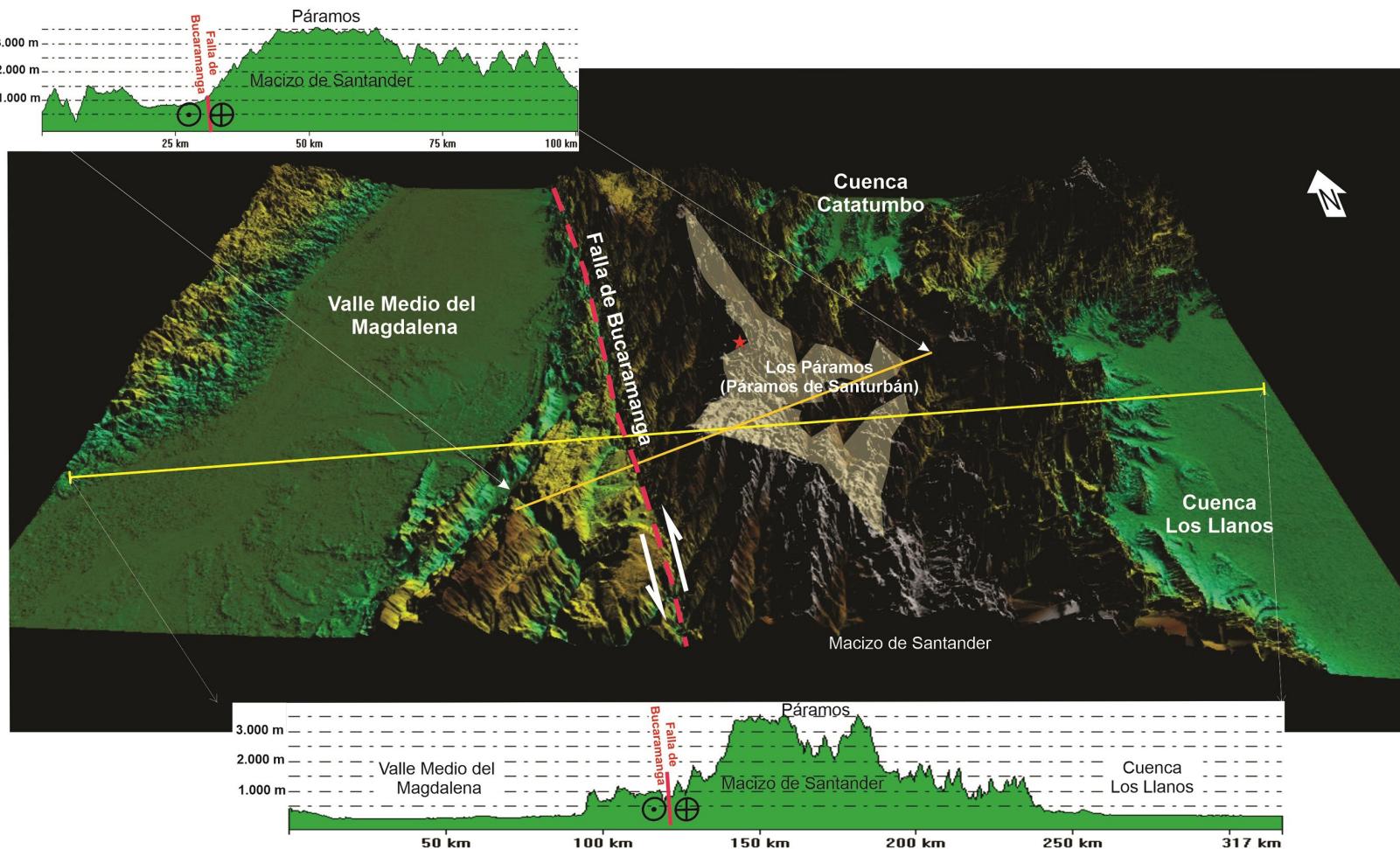


FIG. 7. Esquema topográfico a partir de un modelo digital de elevación basculado hacia el norte. Se observa el desarrollo de la altiplanicie Los Páramos a unos 3.500 m s.n.m. puesta de manifiesto por dos transectos.

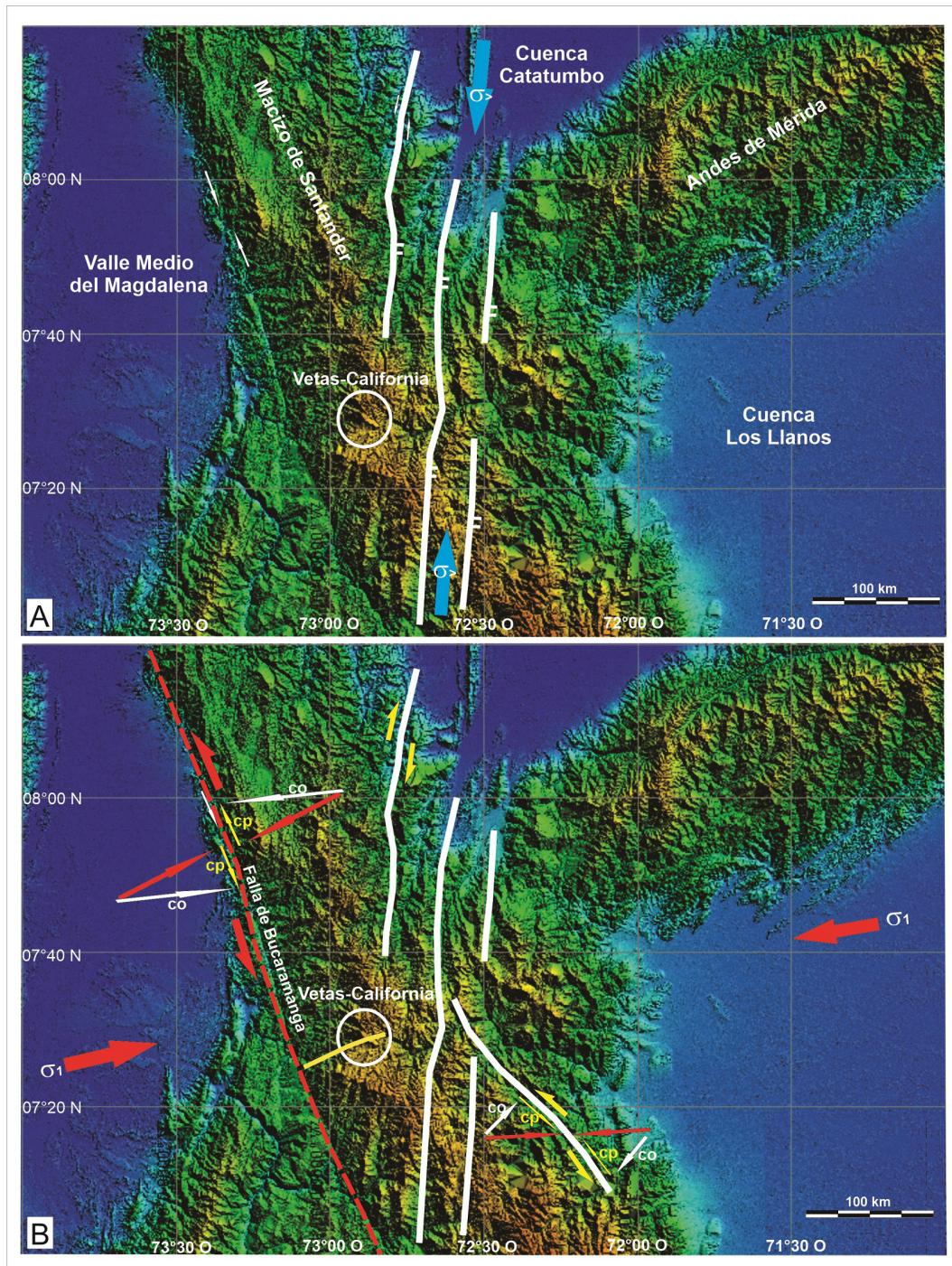


FIG. 8. Esquema tectónico de la cordillera Oriental (se indica el sector estudiado mediante un círculo). A. Fallamientos extensionales precretácicos dispuestos ~N-S, indicados en blanco ( $\sigma>$ : esfuerzo mayor horizontal en esa dirección, el cual puede ser  $\sigma_1$  o  $\sigma_2$  dependiendo del valor del esfuerzo vertical). B. Reactivación mediante transcurriencia dextral de algunas de las estructuras previas (flechas amarillas) como consecuencia de una nueva disposición del campo de esfuerzos regional y de la actividad de la Falla de Bucaramanga (línea roja segmentada) y Falla La Baja-Angostura (línea amarilla continua). Flechas rojas en B indican la posición aproximada del esfuerzo principal máximo horizontal según Cobbold et al. (2007), Heidbach et al. (2018) y Rossello y Gallardo (2022), con sus componentes paralelas ( $cp$ ) y ortogonales ( $co$ ) con respecto a las fallas principales.

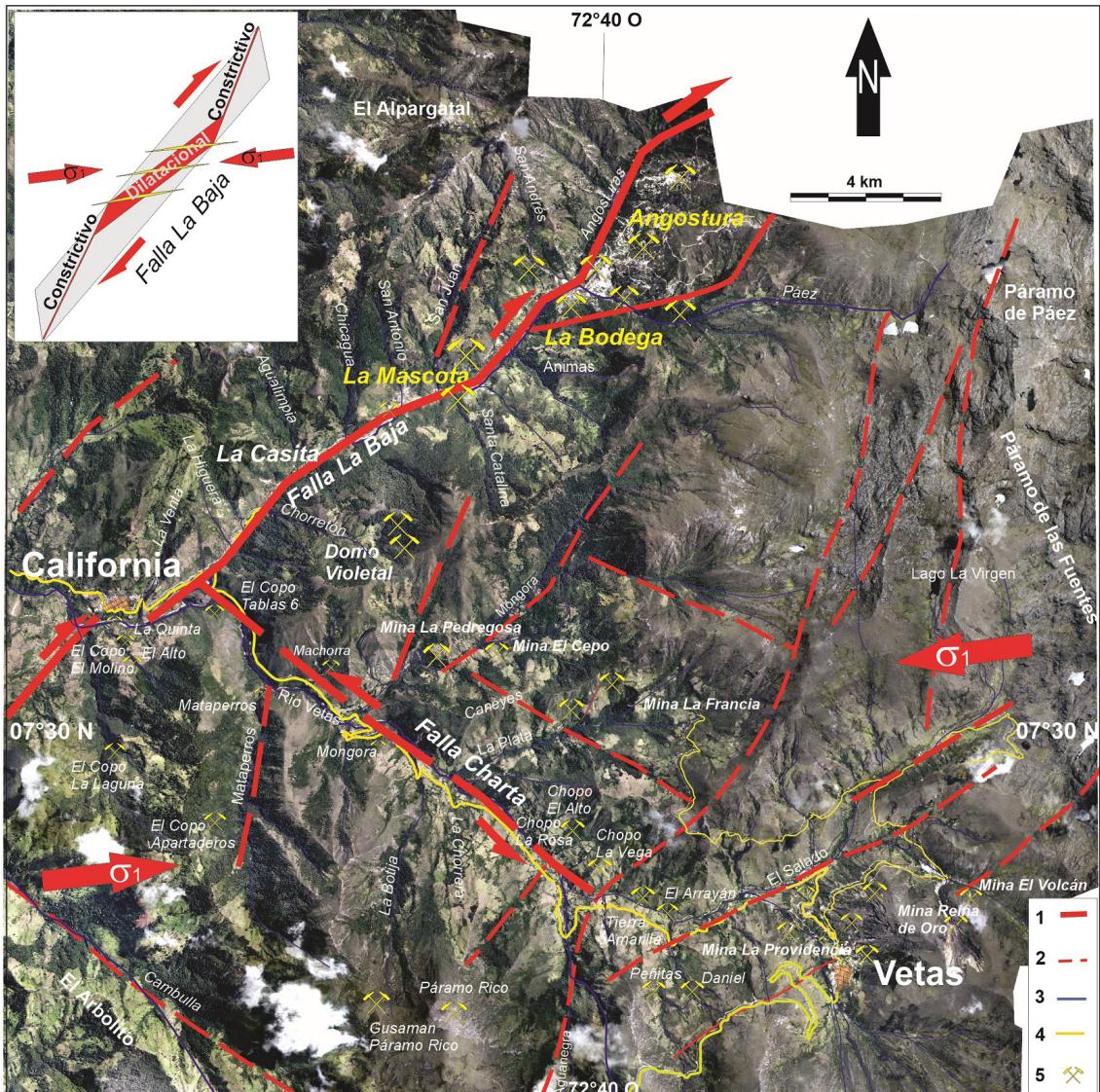


FIG. 9. Localización de los principales sectores mineralizados (minas, laboreos, destapes) y fallamientos en el área del DMVC. **1.** Fallamientos principales. **2.** Fallamientos secundarios y otros rasgos estructurales. **3.** Cursos de aguas. **4.** Caminos. **5.** Laboreos mineros.

individuales comúnmente tienen 1-2 m de espesor (rara vez exceden los 5 m) y su disposición se vuelve subvertical en profundidad. Las brechas más cercanas a la pared colgante usualmente presentan alunita, matriz de calcedonia y raras texturas de *vuggy silica*, incluyendo cataclasitas silicificadas y rocas de falla foliadas. Las leyes de oro más altas, que pueden alcanzar varios centenares de gramos/tonelada, tienden a encontrarse en los niveles más profundos de La Mascota.

El oro, comúnmente visible y de grano grueso, se presenta en espacios abiertos de la brecha hidrotermal y rellena sectores dilatantes de texturas crustiformes, donde abunda la huebnerita. Hay diversidad en rocas de ganga y minerales de sulfuro, que incluyen calcedonia, alunita, huebnerita, pirita, marcasita, calcosina, enargita, tennantita-tetraedrita, bornita, calcopirita, esfalerita, molibdenita, adularia tardía (?) y calcita/baritina laminada y reemplazada por cuarzo. Se encuentra escasa molibdenita en intersecciones

de estructuras profundas asociadas con niveles tardíos de azufre nativo. Minerales de cristobalita (?) rellenan antiguos espacios abiertos en la veta, en sectores localizados hasta profundidades de 250 m por debajo de la superficie del terreno. Algunos de estos espacios abiertos incluyen sulfuros de Cu, lo que sugiere que la mineralización continuó hasta la etapa final de la formación de las vetas.

La pared colgante del cuerpo inferior de La Mascota incluye estructuras subordinadas con inclinaciones más suaves que pueden ser fuertemente dilatativas, con espacios abiertos aprovechados por las brechas. La pared inferior, en cambio, está comúnmente marcada por una falla posmineral con abundante desarrollo de arcillas o sericita, la cual separa bandas subyacentes de gneis intermedios con alteración propilítica y un distintivo gneis con textura *augen* rico en biotita.

#### 4.2.2. Sector NE (Angostura)

En el sector Angostura, la mineralización de oro y plata se presenta en un enjambre multiescalar de vetas y estructuras mineralizadas dispuestas preferencialmente E-O a NE-SO, con inclinaciones subverticales (Fig. 10). Más de 60 vetas individuales han sido reconocidas, cuya mineralización se compone de varias vetas compuestas y estrechamente espaciadas. Estas estructuras varían en anchura desde  $<2$  m para vetas individuales a  $>40$  m para estructuras compuestas y continuas a una profundidad de  $>300$  m debajo de la superficie, con interceptos con clavos mineralizados dispersos a profundidades de hasta 400 m (Fig. 10). La mineralización diseminada se encuentra en varias áreas, más notablemente al sur de la propiedad donde alrededor del 80% de los contenidos de oro se presenta en vetas, y el resto de tipo diseminado.

#### 4.3. Modelo estructural 4D

Los principales depósitos mineralizados en los sectores de La Mascota, La Bodega y Angostura se disponen a lo largo de un corredor NE-SO subparalelo a la Falla La Baja-Angostura. La distribución espacial asociada de todos ellos permite relacionarla con una estructura dextral principal que, en el caso de La Mascota, se restringe a una zona tabular subvertical, mientras que hacia el NE se convierte en una amplia cola de caballo derecha (Fig. 11).

Hacia el sector Angostura, la distribución espacial de las estructuras mineralizadas (vetillas

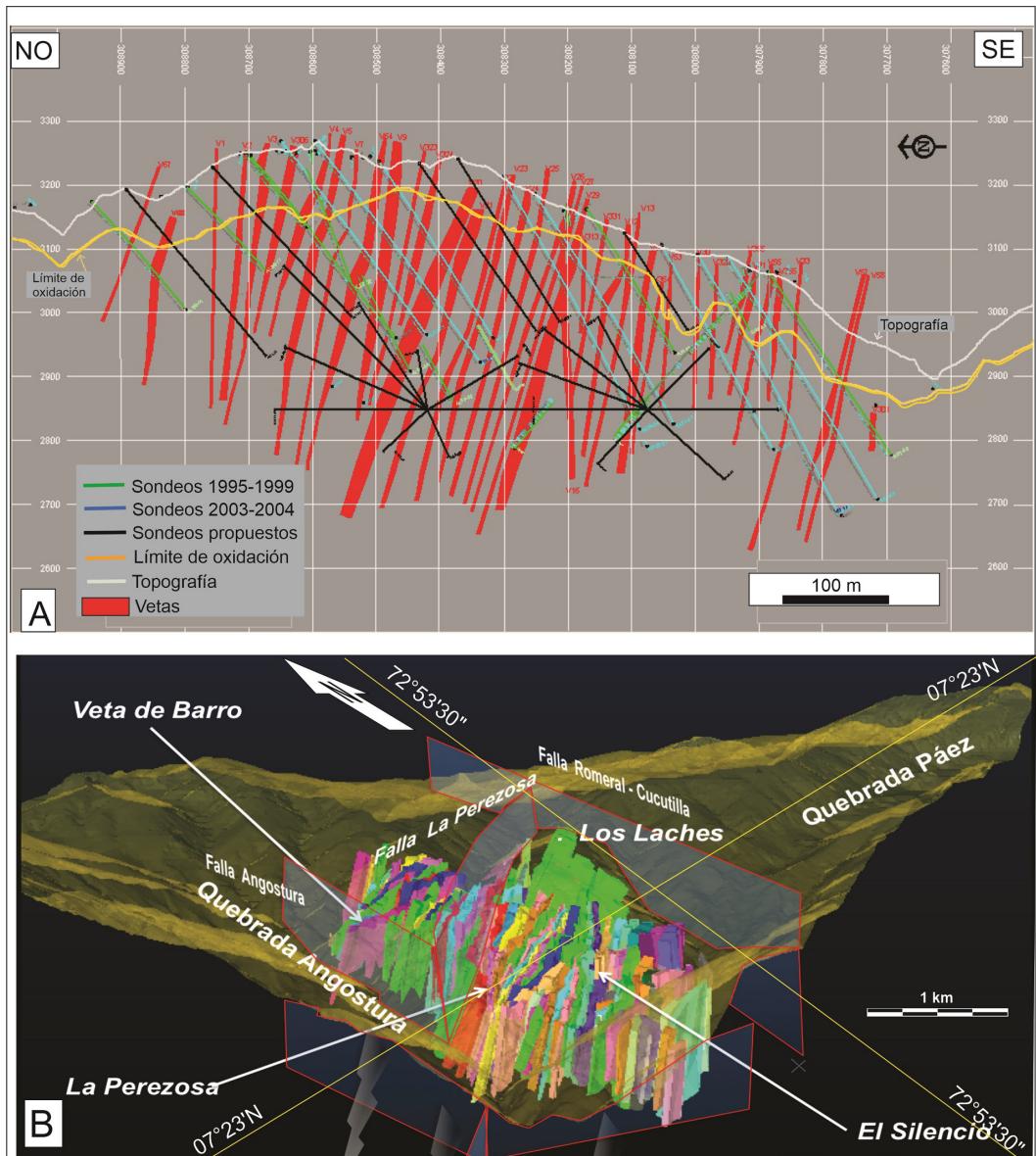
y vetas) adquiere una orientación ~E-O, que puede interpretarse como asociada a un fracturamiento subordinado del fallamiento La Baja-Angostura de acuerdo con fracturas de tipo Riedel, anti-Riedel y tensionales (Fig. 12). En efecto, a partir de los diagramas de distribución estadística de 1.592 fracturas en el sector La Bodega (Parra, 2007), se realizaron vinculaciones espaciales a partir de la ley de Anderson con el campo de esfuerzos regional (Rossello y López-Isaza, 2023). Las tres modas de concentración de fracturas coinciden con las disposiciones ideales que tendrían las fracturas subordinadas de un sistema de Riedel vinculado con la cinemática dextral del fallamiento La Baja-Angostura. Estas, en conjunto, resultan homólogas al gran enjambre de vetas y vetillas que se observan en el sector Angostura (Fig. 12).

A partir de la interpretación de los rasgos estructurales de las mineralizaciones estudiadas se aprecia un sector topográficamente inferior, caracterizado por la traza principal subvertical de la Falla La Baja-Angostura asociado con la Brecha La Mascota, y un sector más elevado, por encima de los 3.000 m s.n.m., donde se desarrolla la cola de caballo derecha de fallamientos subordinados extensionales con tendencia E-O, estos últimos relacionados con la mineralización más diseminada del sector Angostura (Fig. 13).

#### 4.4. Modelo acerca del origen de los fluidos mineralizantes

A partir de la historia geológica del sector donde se localizan las mineralizaciones auroargentíferas del DMVC, se puede identificar varios procesos que podrían haber aportado los fluidos mineralizantes. Al respecto, se reconocen diversos intrusivos del Triásico tardío-Jurásico temprano que hospedan cuerpos más recientes (de edad miocena) cercanos a los depósitos, lo cual sugiere la presencia de al menos dos tipos de fluidos mineralizantes (Fig. 14).

El primer evento propuesto como potencial generador de la mineralización estaría asociado a fluidos hidrotermales provenientes de alguno de los diversos intrusivos de edad mesozoica, en particular el domo El Violetal (Galvis, 1998). Además, la contracción térmica diferencial del cuarzo en su transición cristalina  $\alpha$ - $\beta$  durante los estadios finales del emplazamiento de estos cuerpos intrusivos, habría favorecido el desarrollo de fracturas por propagación.



**FIG. 10. A.** Transecta que muestra la distribución esquemática de los enjambres de vetas y clavos mineralizados en el sector Angostura. **B.** Distribución de los enjambres de vetas y clavos mineralizados para el sector Angostura. Distribución de la mineralización vetiforme diferenciada por colores para así visualizar mejor los rumbos e inclinaciones de las estructuras mineralizadas. Figura modificada de Felder *et al.* (2005).

Rossello y López-Isaza (2023) afirmaron que la contracción térmica diferencial en los rangos de temperatura de equilibrio del cuarzo en su transición  $\alpha$ - $\beta$  puede ser un fenómeno microtectónico importante para generar condiciones mineralizadoras favorables. Dicho fenómeno puede contribuir de manera sustancial al origen, circulación, transporte y emplazamiento

de fluidos mineralizantes diseminados, provenientes de grandes volúmenes ígneos. Este mecanismo fue también invocado por Rossello y Montenegro (2023) para interpretar el emplazamiento de mineralización de wolframio en los contactos del granito La Escalerilla en el distrito San Ramón-La Puntana de la sierra de San Luis en Argentina.

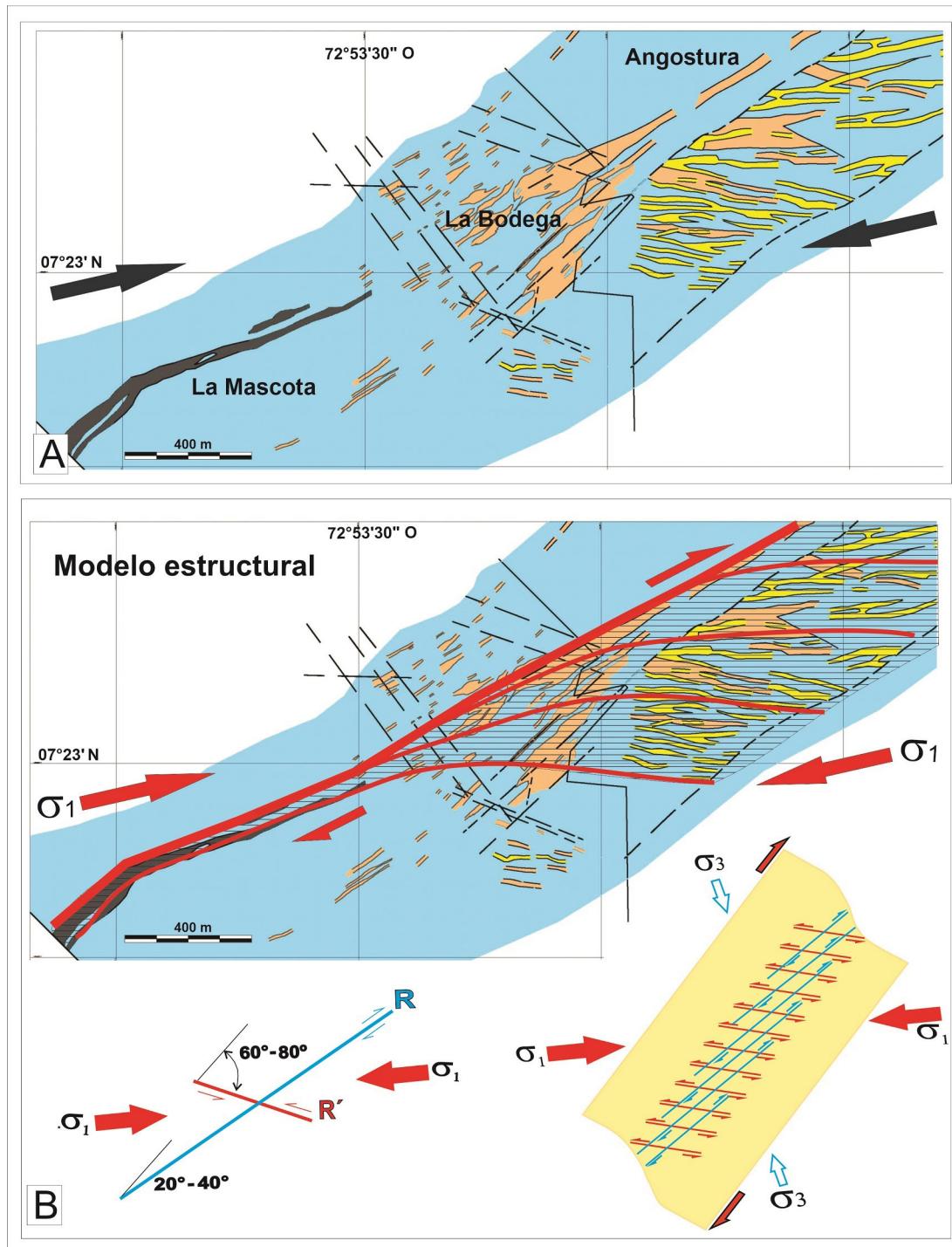


FIG. 11. Modelo estructural que sintetiza cómo se distribuye mineralización en los sectores SO y NE del DMVC. A. Mapeo asociado de filones, vetas y vetillas en los tres sectores mineralizados principales (tomado de Felder *et al.*, 2005). B. Interpretación a partir de una zona de transcurriencia dextral con desarrollo de una cola de caballo derecha constituida por juegos de fracturas subordinadas tipo Riedel ( $R$ ), anti-Riedel ( $R'$ ) y tensionales localizados en el ambiente topográficamente más prominente de Angostura. El esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  ocupa la bisectriz aguda de acuerdo con la ley de Anderson.

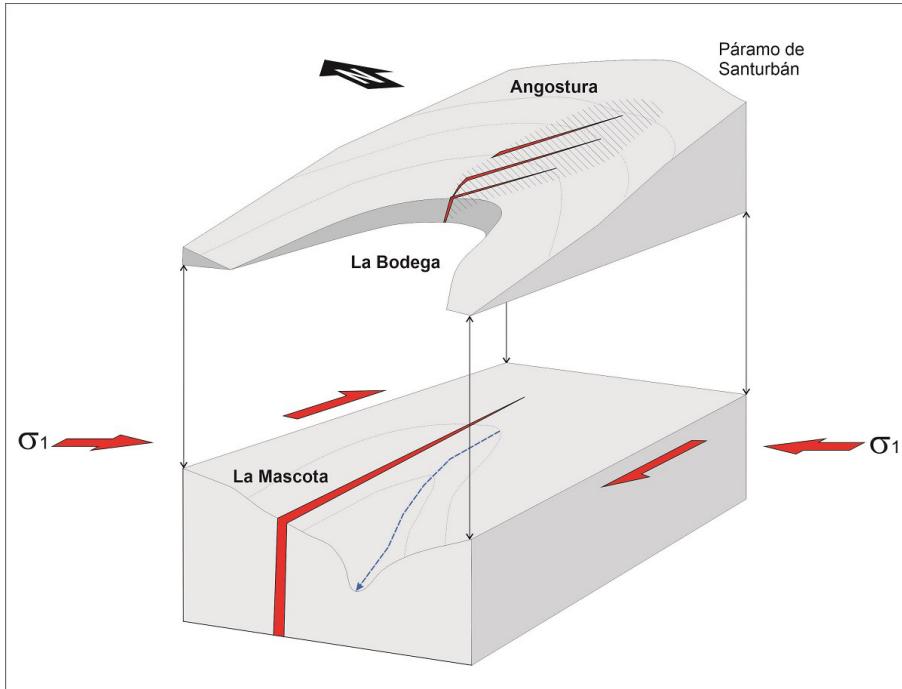
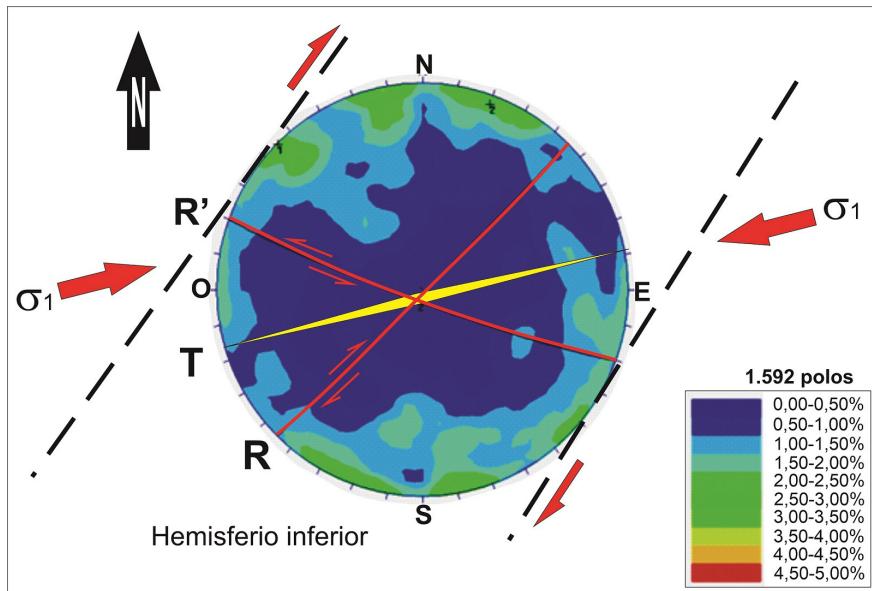


FIG. 13. Esquema simplificado 3D de la localización de los principales sectores mineralizados del DMVC (La Mascota, La Bodega y Angostura).

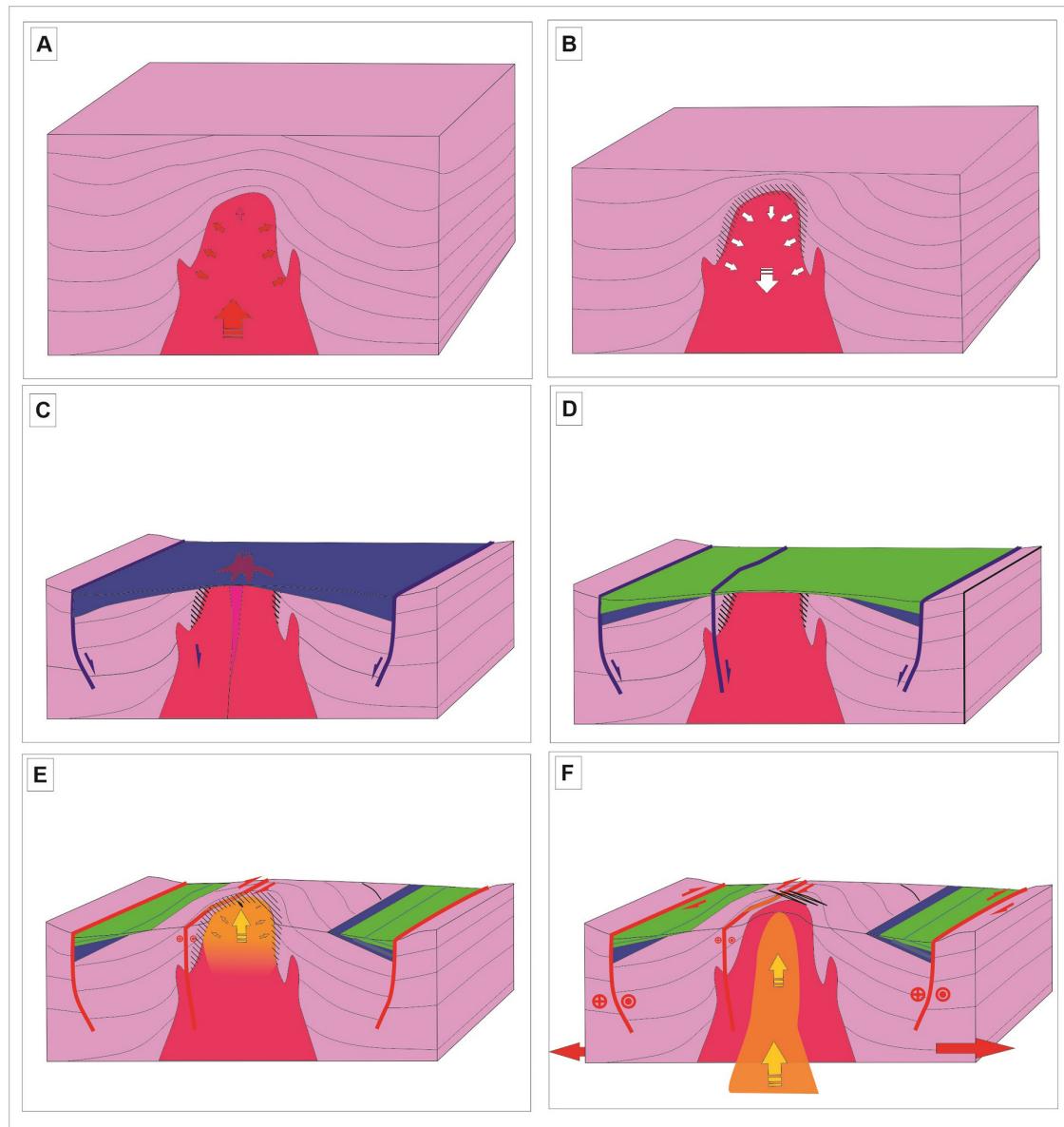


FIG. 14. Modelos esquemáticos evolutivos. **A.** Intrusión prejurásica con domamiento del encajante. **B.** Contracción por enfriamiento y primer pulso mineralizante. **C.** Contexto extensional regional asociado con la generación del *rifting* y la deposición de secuencias continentales jurásicas (azul). **D.** Incremento de la extensión asociado con la deposición de sedimentos marinos cretácicos (verde). **E.** Reactivación neógena compresiva asociada con el fallamiento Santa Marta-Bucaramanga, que eleva el Macizo de Santander y produce su erosión, probablemente vinculada con la generación del segundo pulso mineralizante. **F.** Modelo estructural idealizado actual.

La contracción térmica diferencial de minerales puede incluirse dentro de los fenómenos pasivos de transformación química que, no obstante, opera a escala microscópica y puede también introducir importantes modificaciones físicas al medio rocoso. De esta manera, la roca anfitriona desarrollaría

condiciones físicas más favorables para que un fluido mineralizante encuentre los espacios para su emplazamiento y precipitación (Dilles, 1987; Tosdal y Richards, 2001; Li *et al.*, 2017).

El segundo evento generador de los fluidos mineralizantes estaría asociado al magmatismo más

reciente en forma de cuerpos hipoabisales, diques y *sills*, de composición más alcalina, cuyo emplazamiento habría sido favorecido en el marco de la transcurcencia sinistral de la Falla Santa Marta-Bucaramanga (Rossello y Gallardo, 2022). Esta extensa zona de falla puede conectar directamente la superficie con los ambientes profundos de la corteza sin necesidad de apelar a los procesos magnmáticos vinculados con subducción. La cinemática transcurrente de los lineamientos paralelos al Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga podría explicar la presencia del magmatismo “exótico” de la cordillera Oriental (e.g., Paipa, Vetas-California) en un marco tectónico regional relacionado con el desarrollo de un contrafuerte en el Cenozoico tardío.

## 5. Discusión

Entre las posibilidades teóricas para que un fluido mineralizante circule por las discontinuidades del medio rocoso, se encuentran **a)** las denominadas pasivas, como el aprovechamiento de la porosidad efectiva con una permeabilidad mínima original o mecanismos más complejos como la difusión sólida, y **b)** las activas, que se producen por la incorporación de energías externas al medio como por ejemplo la energía hidráulica de los fluidos inyectados, que genera los espacios necesarios para permitir su movilidad dentro del medio sólido mediante fracturamiento y relleno, hidrofracturamiento y bombeo sísmico, entre otros (e.g., Seedorff *et al.*, 2005).

Los depósitos minerales del DMVC se encuentran alojados en rocas que evidencian un fuerte control estructural asociado a la Falla La Baja-Angostura y sus estructuras subordinadas conjugadas. La mineralogía es típica de alta sulfuración, dada la presencia de enargita y covelina primaria. La alteración principal es argílica avanzada (*vuggy silica* y cuarzo-alunita), con halos de alteración argílica de illita y un halo externo de alteración propilitica. Localmente se presenta alteración de cuarzo-sericitapirita (Fig. 15). Sin embargo, algunas características no encajan en el modelo típico de alta sulfuración, como por ejemplo la presencia de calcedonia bandeadas y la ausencia de rocas volcánicas asociadas al depósito. Cabe notar que, teniendo en cuenta las edades de mineralización y la distribución de las alteraciones, se evidencia una superposición de eventos (Rodríguez-Madrid, 2014; Bissig *et al.*, 2015; Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017).

Las mineralizaciones del área del DMVC se presentan mediante diversos juegos de vetas y vetillas trenzadas y zonas de brechas tabulares, las que cortan el basamento ígneo-metamórfico y otras rocas intrusivas más jóvenes. La mineralización está fundamentalmente hospedada en rocas metamórficas (Mathur *et al.*, 2003). Las principales rocas de caja aparentemente corresponden a gneises, si bien de manera local se observan granitos. No obstante, debido a la intensa alteración es difícil definir de forma clara las rocas huéspedes (Greystar Resources Ltd., 2009).

En el sector Angostura, producto de que la mayor distribución de mineralización diseminada y en enjambres de vetas y vetillas se dispone en encajantes cristalinos con abundante cuarzo y feldespato, se propone que fenómenos de contracción térmica diferencial habrían contribuido a su emplazamiento. Según Rossello y López-Isaza (2023), estas condiciones dilatantes pueden ser aprovechadas para generar soluciones mineralizantes y permitir su transporte, produciendo modos de ocurrencia diseminados y a lo largo de vetillas, en ambos casos con volúmenes importantes.

### 5.1. Marco estructural, emplazamiento de cuerpos hipoabisales y mineralización como resultado de un proceso de indentación tectónica

El proceso de indentación indica la manera en la que un indentador rígido penetra y deforma un material a partir de una carga dada (Bons, 2017<sup>12</sup>; Arunkumar, 2018), y cuyo resultado depende fuertemente de la forma del indentador (Tapponnier y Molnar, 1976). La deformación análoga al proceso de indentación en el frente de compresión produce pliegues, fallas de cabalgamiento, engrosamiento cortical, fallas de rumbo, cuencas *pull apart* en zonas de relevo, rotaciones y traslaciones de bloques rígidos, extrusiones laterales de bloques y localmente sintaxis tectónica (Molnar y Tapponnier, 1975; Tapponnier y Molnar, 1976; England y Houseman, 1986; Peltzer y Tapponnier, 1988; Cobbold y Davy, 1988; Davy y Cobbold, 1988; Beck Jr. *et al.*, 1993; Ellis, 1996; Fournier *et al.*, 2004; Bons, 2017; Rossello y Gallardo, 2022). Las características estructurales descritas anteriormente se pueden explicar por el concepto de tectónica de indentación (Laubscher, 1972; Tapponnier y Molnar, 1976; Davy y Cobbold, 1988; Cobbold y Davy, 1988;

<sup>12</sup> Bons, J.P. 2017. Asia: continued collision tectonics. Notes of hypercollision tectonics. Available in: <http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/Asiaeng.pdf>

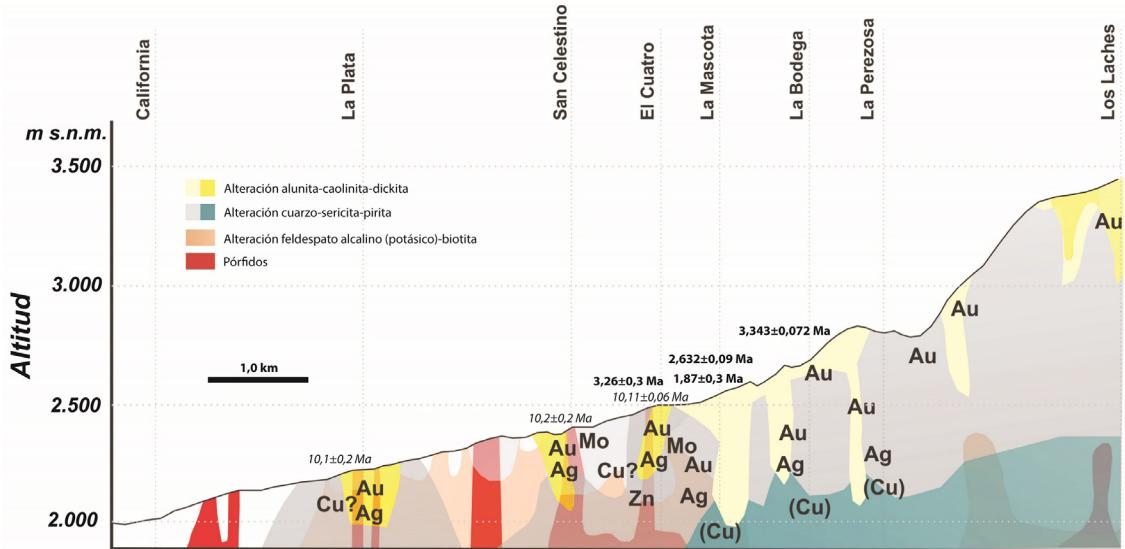


FIG. 15. Perfil topográfico en el que se muestra la distribución espacial de los depósitos localizados a lo largo de la mineralización presente en el DMVC y su probable continuación en profundidad. Las edades en negrita representan las de alteración; las que están en cursiva son de cristalización y mineralización (figura modificada de Bissig *et al.*, 2015 y Rodríguez-Madrid *et al.*, 2017). Au: oro, Ag: plata, Cu: cobre, Mo: molibdeno, Zn: zinc.

Lu y Malavieille, 1994; Zweigel, 1998; Sokoutis *et al.*, 2000; Marshak, 2004; Bons, 2017), mientras que las extrusiones laterales de bloques pueden asociarse con el concepto de tectónica de escape, el cual corresponde a un mecanismo importante para acomodar la convergencia de bloques (Tapponnier *et al.*, 1982; Burke y Sengör, 1986; Dhont *et al.*, 2005; Bons, 2017).

Las velocidades GPS obtenidas de estaciones permanentes en el norte de los Andes, a partir de la latitud  $\sim 8^{\circ}$  N (Mora-Páez *et al.*, 2019, 2020), muestran una notable deflexión hacia el este junto con un aumento en sus magnitudes, lo que evidencia el efecto de la colisión del arco de islas del Chocó-Panamá en el acortamiento, engrosamiento y transferencia lateral de la deformación como tectónica de escape por su convergencia contra el norte de América del Sur (Duque-Caro, 1990; Taboada *et al.*, 2000; Audemard y Audemard, 2002; Cortés *et al.*, 2005; Montes *et al.*, 2005, 2012a, b, 2015, 2019; Barrero *et al.*, 2006; Suter *et al.*, 2008; Mora *et al.*, 2013; Barat *et al.*, 2014; Amaya *et al.*, 2017; Bernet *et al.*, 2019; Redwood, 2019). Este campo regional de deformación E-O se traduce en un arreglo de fallas de rumbo con cinemática sinistral (NO-SE) y dextral (NE-SO), asociado con fallas inversas en el Macizo de Santander (Fig. 5), y que son observadas en el

área del DMVC (Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2017, 2020). La forma arqueada de las estructuras y la distribución de las fallas de rumbo al norte y sur de Pamplona (Fig. 5) son producto del “efecto contrafuerte” como resistencia al avance de la deformación hacia el oriente.

Se considera que el cierre del Bloque Panamá-Chocó contra el margen noroeste de América del Sur fue oblicuo (Barat *et al.*, 2014; López-Isaza *et al.*, en revisión), propagándose desde el sur gradualmente hacia el norte con un estilo de “cremallera”, debido a la oblicuidad de la convergencia (Acosta *et al.*, 2004; Barat *et al.*, 2014). La zona de sutura, representada por la Falla Uramita, se cerró entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno medio (Suter *et al.*, 2008; Duque-Caro, 1990; Acosta *et al.*, 2004; Barat *et al.*, 2014; Redwood, 2019). Es decir, el Bloque Panamá-Chocó se comportó como un indentador rígido (Acosta *et al.*, 2004, 2007; Suter *et al.*, 2008) que cambió la dirección de colisión noreste durante el Eoceno-Mioceno (Bloque Chocó) hasta la actual dirección de convergencia este del Bloque Panamá (Cortés *et al.*, 2005; Farris *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a; b; Barat *et al.*, 2014; Redwood, 2019). Los modelos análogos para indentadores rígidos oblicuamente convergentes muestran características cinemáticas y geométricas similares a las observadas en el noroeste

de Colombia (Davy y Cobbold, 1988; Lu y Malavieille, 1994; Zweigel, 1998; Acosta *et al.*, 2004; Marshak, 2004). Algunas de estas características estructurales incluyen un conjunto de fallas de rumbo de orientación ~N-S y fallas oblicuas curvas con componentes de deslizamiento dextral (NE-SO) y sinistral (NO-SE). Se sugiere, por ende, que la forma arqueada de las estructuras del DMVC estaría relacionada con el “efecto contrafuerte”.

Edades termocronológicas en el flanco occidental del Macizo de Santander (Bernet *et al.*, 2019), además de aquellas distribuidas en otras localidades de las cordilleras Central y Oriental de Colombia (Bermúdez *et al.*, 2019, Restrepo-Moreno *et al.*, 2019), evidencian la respuesta continental a los procesos compresivos derivados de la colisión del Bloque Panamá-Chocó. Por otro lado, edades del Mioceno medio y más jóvenes reflejan el progreso de esta colisión hacia el norte contra el margen noroeste de América del Sur, y causaron el levantamiento del istmo de Panamá entre ~14,8-12,8 Ma (Collins *et al.*, 1996; Coates *et al.*, 2004) y ~7-3,5 Ma (Barat *et al.*, 2014). Edades pleistocenas sugieren que la colisión del Bloque Panamá-Chocó contra el continente sudamericano es aún un proceso activo (Barat *et al.*, 2014).

En este sentido, el magmatismo mioceno en las proximidades del DMVC puede estar asociado a la deformación por transferencia lateral del acortamiento cortical desde el oeste, en respuesta a la indentación del Arco de Islas del Chocó-Panamá (López-Isaza *et al.*, en revisión). En el área de interés, bloques de corteza media a profunda fueron levantados para conformar el Contrafuerte de Pamplona (Fig. 5). Asumiendo un engrosamiento cortical máximo de >60 km, así como la formación de una ventana astenosférica por desplazamiento dextral a lo largo de la prolongación de la Dorsal de Sandra por debajo del continente durante los últimos ~10 millones de años (zona de desgarre de Caldas en Vargas y Mann, 2013), pudieron configurarse las condiciones para el debilitamiento térmico basal y el ascenso de material magmático aprovechando aquellas zonas asociadas a las transcurencias regionales. Las edades de mineralización pliocenas-pleistocenas en los sectores de La Mascota, La Baja y Angostura (Fig. 3, Tabla 1), a lo largo de la Falla La Baja-Angostura, sugieren una relación entre el control estructural heredado del Contrafuerte de Pamplona, la actividad magmática y los fenómenos de contracción térmica diferencial como precursores de los espacios que aprovecharon los minerales de interés económico para precipitar.

## 6. Conclusiones

El presente trabajo proporciona una síntesis del contexto geológico y mineralógico del distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander) y una hipótesis del control estructural 4D de las mineralizaciones. El análisis espacial de los esfuerzos tectónicos para el área de estudio se basa en la orientación de la convergencia regional Andina, cuyo esfuerzo principal máximo horizontal se dispone ENE-OSO.

Se identifican varios procesos tectónicos relacionados con la presencia de magmatismo con potencial de generación de fluidos mineralizantes para los intervalos Triásico tardío-Jurásico temprano y Mioceno. Debido a esto, existe aún ambigüedad con respecto al origen de las mineralizaciones de tipo epitermal con sulfuración intermedia a alta, las que estarían vinculadas a diferentes episodios hidrotermales. Las alteraciones identificadas se asocian a dos fases principales: **a**) una caracterizada por una alteración propílitica con molibdenita de la Brecha La Mascota (~10,1 Ma), vinculada con pórfidos de granodiorita y diques riódacíticos subordinados, y **b**) otra relacionada con un sistema magmático-hidrotermal con alteración filica en vetas y vetillas de cuarzo-pirita con sericitia hidrotermal (~3,4 Ma), seguidas por brechas hidrotermales multifásicas de cuarzo-alunita entre los ~2,6 y ~1,6 Ma.

El modelo estructural propuesto reconoce dos sectores genéticamente vinculados, pero con una distribución espacial de la mineralización muy diferente. Por un lado, se identifica un tramo SO bien definido, más continuo y profundo de la Falla La Baja-Angostura, con fuerte buzamiento NO. Este sector configura un ambiente dilatante tabular y volumétricamente importante que sería responsable del emplazamiento de la Brecha La Mascota. En el extremo NE, en cambio, la mineralización de La Bodega y Angostura se expresa como una cola de caballo derecha-extensional, que controlaría la distribución más diseminada de la mineralización en enjambres de vetas y brechas tectónico-hidrotermales con múltiples vetillas subordinadas.

La orientación regional de los cuerpos mineralizados en la dirección ENE-OSO, subparalela al esfuerzo principal máximo horizontal, parece constituir la disposición estructural más favorecida, en conjunto con los posibles fenómenos tardíos de dilatación-contracción térmica de los cuerpos magmáticos encajados. Estos controles petrotectónicos

habrían provisto la dilatancia necesaria en las litologías hospedantes que permitieron la inyección y precipitación de los fluidos mineralizantes. Particularmente, la dilatación térmica diferencial pudo promover la acumulación y precipitación temprana de las soluciones en ebullición ricas en volátiles y portadoras de los contenidos metalíferos de interés.

### Agradecimientos

Se agradecen las oportunas visitas realizadas a los yacimientos facilitadas por las empresas Ventana Gold Corp. y Eco-Oro Minerals Corp. (Greystar Resources), que permitieron acceder a datos generados por las actividades de exploración entre 2010 y 2016. También se reconocen los constructivos comentarios y discusiones con colegas de estas empresas que contribuyeron a comprender las características genéticas y morfológicas de las mineralizaciones. El tratamiento editorial y la detallada revisión de un árbitro anónimo y del editor proporcionaron valiosas recomendaciones que permitieron mejorar sustantivamente la claridad del trabajo.

### Referencias

- Acosta, J.; Lonergan, L.; Coward, M.P. 2004. Oblique transgression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 17 (3): 181-194. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.002>
- Acosta, J.; Velandia, F.; Osorio, J.; Lonergan, L.; Mora, H. 2007. Strike-slip deformation within the Colombian Andes. In *Deformation of the continental crust: The Legacy of Mike Coward* (Ries, E.C.; Butler, R.W.H.; Graham, R.H.; editors). Geological Society, Special Publications 272: 303-319. London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.16>
- Alfaro, E.; Barrera, D.F.; Rossello, E.A. 2013. Diachronic Cenozoic wrenching in southwest of the Colombian Basin. *Comunicações Geológicas* 100 (1): 55-65.
- Alvarado, A.; Audin, L.; Nocquet, J.M.; Jaillard, E.; Mothes, P.; Jarrín, P.; Segovia, M.; Rolandone, F.; Cisneros, D. 2016. Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics* 35 (5): 1048-1065. <https://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- Amaya, S.; Zuluaga, C.; Bernet, M. 2017. New fission-track age constraints on the exhumation of the central SM: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia. *Lithos* 282-283: 388-402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.019>
- Arias, A.; López, J. 2019. Oro. In *Recursos minerales de Colombia* (Prieto, R.G.; Guatame, C.L.; Cárdenas, S.C.; compiladoras). Servicio Geológico Colombiano 2: 11-52. Bogotá.
- Arunkumar, S. 2018. A review of Indentation Theory. *Materials Today: Proceedings* 5 (11): 23664-23673. <https://doi.org/10.1016/j.matpr.2018.10.156>
- Audemard, F.E.; Audemard, F.A. 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345 (1-4): 299-327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- Audemard, F.A.; Romero, G.; Rendón, H.; Cano, V. 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews* 69(3-4): 181-233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.001>
- Barat, F.; de Lépinay, B.M.; Sosson, M.; Müller, C.; Baumgartner, P.O.; Baumgartner-Mora, C. 2014. Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the Panama Isthmus. *Tectonophysics* 622: 145-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.008>
- Barrera, D.; Laverde, F.; Ruiz, C.C.; Alfonso, C.A. 2006. Oblique Collision and Basin Formation in Western Colombia: The Origin, Evolution and Petroleum Potential of Cauca-Patía Basin. In *Memorias Simposio Bolivariano IX*, cp-111-00118. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP), Cartagena. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.111.165>
- Barrera, D.; Pardo, A.; Vargas, C.A.; Martínez, J.F. 2007. Colombian Sedimentary Basins. Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburo: 92 p. [https://www.anh.gov.co/documents/12/colombian\\_sedimentary\\_basins.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/12/colombian_sedimentary_basins.pdf)
- Beck Jr., M.E.; Rojas, C.; Cembrano, J. 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology* 21 (8): 755-758. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0755:OTNOBI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0755:OTNOBI%3E2.3.CO;2)
- Bermúdez, M.A.; Bernet, M.; Marín-Cerón, M.I.; Toro, G.E. 2019. Entendiendo el complejo patrón de edades geo-termocronológicas del Batolito Antioqueño, Cordillera Central de Colombia mediante modelado numérico de alto rendimiento. In *Congreso Colombiano de Geología 18, Memorias: 52-57*. Santa Marta.

- Bernet, M.; Amaya, S.; Zuluaga-Castrillón, C.A.; Bermúdez, M.A. 2019. The zircon fission-track record of strong tectonic control on exhumation in the northern Andes of Colombia and Venezuela. *In Congreso Colombiano de Geología 18, Memorias: 1283-1284.* Santa Marta.
- Bissig, T.; Mantilla-Figueroa, L.C.; Hart, C.J.R. 2014. Petrochemistry of igneous rocks of the California-Vetas mining district, Santander, Colombia: Implications for northern Andean tectonics and porphyry Cu (-Mo, Au) metallogeny. *Lithos* 200-201: 355-367. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.003>
- Bissig, T.; Clark, A.H.; Rainbow, A.; Montgomery, A. 2015. Physiographic and tectonic settings of high-sulfidation epithermal gold-silver deposits of the Andes and their controls on mineralizing processes. *Ore Geology Reviews* 65 (1): 327-364. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.027>
- Boinet, T.; Bourgois, J.; Mendoza, H.; Vargas, R. 1985. Le poïçon de Pamplona (Colombie): un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8 (3): 403-413. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.I.3.403>
- Boinet, T.; Bourgois, J.; Mendoza, H.; Vargas, R. 1989. La Falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la orogenia Andina. *Geología Norandina* 11: 3-10.
- Brandes, C.; Astorga, A.; Back, S.; Littke, R.; Winsemann, J. 2007. Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limón back-arc basin (Costa Rica). *Marine and Petroleum Geology* 24 (5): 277-287. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.03.002>
- Burke, K.; Sengör, C. 1986. Tectonic escape in the evolution of the continental crust. *In Reflection Seismology: The Continental Crust* (Barazangi, M.; Brown, L.; editors). American Geophysical Union, Geodynamic Series 14: 41-53. <https://doi.org/10.1029/GD014p0041>
- Butler, J.P.; Beaumont, C.; Jamieson, R.A. 2011. Crustal emplacement of exhuming (ultra) high-pressure rocks: Will that be pro- or retro-side? *Geology* 39 (7): 635-638. <https://doi.org/10.1130/G32166.1>
- Coates, A.G.; Collins, L.S.; Aubry, M.P.; Berggren, W.A. 2004. The geology of the Darién, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geological Society of America Bulletin* 116 (11-12): 1327-1344. <https://doi.org/10.1130/B25275.1>
- Cobbold, P.R.; Davy, P. 1988. Indentation tectonics in nature and experiment: 2. Central Asia. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, New Series* 14: 143-162.
- Cobbold, P.R.; Rossello, E.A.; Roperch, P.; Arriagada, C.; Gómez, L.A.; Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *In Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward* (Ries, A.C.; Butler, R.W.H.; Graham, R.H.; editors). Geological Society, Special Publications 272: 321-343. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17>
- Collins, L.S.; Coates, A.G.; Berggren, W.A.; Aubry, M.-P.; Zhang, J. 1996. The Late Miocene Panama isthian strait. *Geology* 24 (8): 687-690. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0687:TLM PIS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0687:TLM PIS%3E2.3.CO;2)
- Cortés, M.; Angelier, J. 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403 (1-4): 29-58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Cortés, M.; Angelier, J.; Colletta, B. 2005. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics* 24 (1): TC1008. <https://doi.org/10.1029/2003TC001551>
- Costa, C.; Alvarado, A.; Audemard, F.; Audin, L.; Benavente, C.; Bezerra, F.H.; Cembrano, J.; González, G.; López, M.; Minaya, E.; Santibáñez, I.; García, J.; Arcila, M.; Pagani, M.; Pérez, I.; Delgado, F.; Paolini, M.; Garro, H. 2020. Hazardous faults of South America: compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences* 104: 102837. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>
- Cruz, N.; Carrillo, J.A.; Mantilla, L.C. 2014. Consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfiríticas aflorantes en la quebrada Ventanas (municipio de Arboledas, Norte de Santander, Colombia): implicaciones metalogenéticas. *Boletín de Geología* 36 (1): 103-118.
- Davy, P.; Cobbold, P.R. 1988. Indentation tectonics in nature and experiment: 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, New Series* 14: 129-141.
- Dhont, D.; Chorowicz, J.; Luxey, P. 2005. Anatolian escape tectonics driven by Eocene crustal thickening and Neogene-Quaternary extensional collapse in the Eastern Mediterranean Region. *In Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia* (Dilek, Y.; Pavlides, S.; editors). Geological Society of America, Special Paper 409: 441-462. <https://doi.org/10.1130/SPE409>
- Díaz, L.; Guerrero, M. 2006. Asociaciones mineralógicas de las menas auroargentíferas y su distribución espacial en el yacimiento Angostura, California, Santander. Memoria de título (Inédito), Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología: 198 p.

- Dilles, J.H. 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: Evidence for the evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology* 82 (7): 1750-1789. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1750>
- Dörr, W.; Grösser, J.; Rodríguez, G.; Kramm, U. 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2): 187-194. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00004-Y](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00004-Y)
- Duque-Caro, H. 1990. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 3 (1): 71-84. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Ellis, S. 1996. Forces driving continental collision: Reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology* 24 (8): 699-702. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0699:FDCC%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0699:FDCC%3E2.3.CO;2)
- England, P.; Houseman, G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *Journal of Geophysical Research* 91 (B3): 3664-3676. <https://doi.org/10.1029/JB091iB03p03664>
- Evans, J.G. 1976. Geological and geochemical reconnaissance in the Central Santander Massif, Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. U.S. Geological Survey, Open-File Report 77-281: 43 p. <https://doi.org/10.3133/ofr77281>
- Farris, D.W.; Jaramillo, C.; Bayona, G.; Restrepo-Moreno, S.A.; Montes, C.; Cardona, A.; Mora, A.; Speakman, R.J.; Glascock, M.D.; Valencia, V. 2011. Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *Geology* 39 (11): 1007-1010. <https://doi.org/10.1130/G32237.1>
- Fournier, M.; Jolivet, L.; Davy, P.; Thomas, J.C. 2004. Backarc extension and collision: an experimental approach on the tectonics of Asia. *Geophysical Journal International* 157 (2): 871-889. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02223.x>
- Galvis, V.J. 1998. Una caldera volcánica en el Macizo de Santander, Colombia. *Revista Academia Colombiana de Ciencias* 22 (84): 355-362.
- García-Ramírez, C.A.; Rey-León, V.; Valencia, V. 2017. Ortoneises en la franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte. *Andean Geology* 44 (3): 307-327. <https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV44n3-a04>
- Goldsmith, R.; Marvin, R.F.; Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey, Professional Paper 750-D: D44-D49.
- Gómez, J.; Montes, N.E. 2020. Atlas Geológico de Colombia 2020. Escala 1:500.000. Servicio Geológico Colombiano, 26 hojas. Bogotá. [https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/agc\\_500K2020.aspx](https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/agc_500K2020.aspx)
- Gómez, J.; Nivia, A.; Montes, N.E.; Jiménez, D.M.; Sepúlveda, J.; Gaona, T.; Osorio, J.A.; Diederix, H.; Mora, M.; Velásquez, M.E. 2007. Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000. Ingeominas, 26 planchas. Bogotá. [https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/agc\\_500K2007.aspx](https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/agc_500K2007.aspx)
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A.; González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In *Gold in 2000* (Hagemann, S.G.; Brown, P.E.; editors). *Reviews in Economic Geology* 13: 245-277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Heidbach, O.; Rajabi, M.; Cui, X.; Fuchs, K.; Müller, B.; Reinecker, J.; Reiter, K.; Tingay, M.; Wenzel, F.; Xie, F.; Ziegler, M.O.; Zoback, M.L.; Zoback, M.D. 2018. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics* 744: 484-498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Kammer, A. 1993. Steeply dipping basement faults and associated structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geología Colombiana* 18: 47-64.
- Kammer, A. 1999. Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana* 24: 29-53.
- Kammer, A.; Mojica, J. 1996. Una comparación tectónica de basamento de las cordilleras Central y Oriental. *Geología Colombiana* 20: 93-106.
- Kammer, A.; 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>
- Laubscher, H. 1972. Some overall aspects of Jura dynamics. *American Journal of Science* 272(4): 293-304. <https://doi.org/10.2475/ajs.272.4.293>
- Laverde-Montaño, F. 2023. Revisiting the latest Jurassic-earliest Cretaceous Los Santos Formation, Eastern Cordillera of Colombia. A-The history of its origin and the lowermost part of the unit. *Boletín Geológico*, 50 (1). <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.50.1.2023.689>

- Leal, H. 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Barcelona: 989 p.
- Leal, H.; Melgarejo, I.; Draper, J.C.; Shaw, R. 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes. In *Let's talk ore deposits*, Biennial meeting No. 11. Extended abstracts: 209-211. Antofagasta.
- Li, J.; Wang, M.; Xia, K.; Zhang, N.; Huang, H. 2017. Time-dependent dilatancy for brittle rocks. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 9 (6): 1054-1070. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2017.08.002>
- López-Isaza, J.A.; Zuluaga, C.A. 2012. Neis de Macuira: Evolución tectónica de las rocas metamórficas paleozoicas de la Alta Guajira, Colombia. *Boletín de Geología* 34 (2): 15-36.
- López-Isaza, J.A.; Zuluaga, C.A. 2020. Late Triassic to Jurassic magmatism in Colombia: Implications for the evolution of the northern margin of South America. In *The Geology of Colombia*, Volume 2 Mesozoic (Gómez, J.; Pinilla-Pachón, A.O.; editors). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36: 77-116. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.03>
- López-Isaza, S.A.; Rossello, E.A.; Restrepo-Ángel, J.D.; López Isaza, J.A. In review. Terrane accretion, mountain growth, and surface erosion in Northern Andes. Implications or the Chocó-Panamá Arc indentation. *Geomorphology*, 24-00323.
- Lu, C.Y.; Malavieille, J. 1994. Oblique convergence, indentation rotation tectonics in the Taiwan Mountain belt: Insights from experimental modelling. *Earth and Planetary Science Letters* 121 (3-4): 477-494. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90085-X)
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Valencia, V.A.; Barra, F.; Pinto, J.; Colegial, J. 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos porfíriticos del Distrito Aurífero de Vetas California (Santander, Colombia). *Boletín de Geología* 31 (1): 31-43.
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Mendoza, F.H.; Bissig, T.; Hart, C.J.R. 2011. Nuevas evidencias sobre el magmatismo miocénico en el distrito minero de Vetas California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología* 33 (1): 43-58.
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Bissig, T.; Cottle, J.M.; Hart, C.J.R. 2012. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences* 38: 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.001>
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Bissig, T.; Valencia, V.A.; Hart, C.J.R. 2013. The magmatic history of the Vetas California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 235-249. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.006>
- Marshak, S. 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes-A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. In *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (McClay, K.R.; editor). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 131-156. <https://doi.org/10.1306/M82813C9>
- Mathur, R.; Ruiz, J.; Herb, P.; Hahn, L.; Burgath, P. 2003. Re-Os isotopes applied to epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (7): 815-821. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00126-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00126-8)
- McClay, K.R.; Buchanan, P.G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In *Thrust Tectonics* (McClay, K.R.; editor): 93-104. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_8)
- Mendoza, H.; Jaramillo, L. 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. *Boletín Geológico* 22: 3-52.
- Molnar, P.; Tapponier, P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science* 189 (4201): 419-426.
- Montes, C.; Hatcher Jr., R.D.; Restrepo-Pace, P.A. 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics* 399 (1-4): 221-250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.024>
- Montes, C.; Cardona, A.; McFadden, R.; Morón, S.E.; Silva, C.A.; Restrepo-Moreno, S.; Ramírez, D.A.; Hoyos, N.; Wilson, J.; Farris, D.; Bayona, G.A.; Jaramillo, C.A.; Valencia, V.; Bryan, J.; Flores, J.A. 2012a. Evidence for middle Eocene and younger emergence in Central Panama: implications for Isthmus closure. *Geological Society of America Bulletin* 124 (5-6): 780-799. <https://doi.org/10.1130/B30528.1>
- Montes, C.; Bayona, G.; Cardona, A.; Buchs, D.; Silva, C.; Morón, S.; Hoyos, N.; Ramírez, D.; Jaramillo, C.; Valencia, V. 2012b. Arc-continent collision and orocline formation: closing of the Central American Seaway. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B4): B04105. <https://doi.org/10.1029/2011JB008959>
- Montes, C.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Pardo, A.; Silva, J.C.; Valencia, V.; Ayala, C.; Pérez-Ángel, L.C.; Parra-Rodríguez, L.A.; Ramírez, V.; Niño, H. 2015. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science* 348 (6231): 226-229. <https://doi.org/10.1126/science.aaa2815>

- Montes, C.; Rodríguez-Corcho, A.F.; Bayona, G.; Hoyos, N.; Zapata, S.; Cardona, A. 2019. Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin. *Earth-Science Reviews* 198: 102903. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903>
- Mora, A.; Reyes-Harker, A.; Rodríguez, G.; Tesón, E.; Ramírez-Arias, J.C.; Parra, M.; Caballero, V.; Mora, J.P.; Quintero, I.; Valencia, V.; Ibáñez, M.; Horton, B.K.; Stockli, D.F. 2013. Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. In *Thick-skin-dominated orogens: From initial inversion to full accretion* (Mora, M.; Cosgrove, J.W.; editors). Geological Society, Special Publications 377: 411-442. <https://doi.org/10.1144/SP377.6>
- Mora, A.; Tesón, E.; Martínez, J.; Parra, M.; Lasso, Á.; Horton, B.K.; Ketcham, R.A.; Velásquez, A.; Arias-Martínez, J.P. 2020. The Eastern Foothills of Colombia. In *The geology of Colombia, Volume 3 Paleogene-Neogene* (Gómez, J.; Mateus-Zabala, D.; editors). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37: 123-142. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.05>
- Mora-Páez, H.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T.; Mencin, D.; Fernandes, R.M.S.; Diererix, H.; LaFemina, P.; Cardona-Piedrahita, L.; Lizarazo, S.; Peláez-Gaviria, J.R.; Díaz-Mila, F.; Bohórquez-Orozco, O.; Giraldo-Londoño, L.; Corchuelo-Cuervo, Y. 2019. Crustal deformation in the northern Andes-A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences* 89: 76-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- Mora-Páez, H.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T. 2020. Contributions of space geodesy for geodynamic studies in Colombia: 1988 to 2017. In *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary* (Gómez, J.; Pinilla-Pachon, A.O.; editors). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38: 479-498. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.14>
- Oldow, J.S.; Bally, A.W.; Avé-Lallement, H.G. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology* 18 (10): 991-994. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018%3C0991:TOFALB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018%3C0991:TOFALB%3E2.3.CO;2)
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3): 233-248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Paris, G.; Machette, M.N.; Dart, R.L.; Haller, K.M. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-0284: 61 p. <https://doi.org/10.3133/ofr00284>
- Parra, P.A. 2007. Análisis estructural detallado con fines exploratorios en el sector de La Bodega, Municipio de California. Departamento de Santander. Memoria de título (Inédito), Universidad de Caldas, Departamento de Ciencias Geológicas: 50 p.
- Parra, L.M.; Alfonso, J.J. 2008. Estudio de las alteraciones hidrotermales del yacimiento Angostura (California, Santander). Memoria de título (Inédito), Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología: 172 p.
- Peltzer, G.; Tappin, P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93 (B12): 15085-15118. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p15085>
- Pindell, J.L.; Barrett, S.F. 1991. Geologic evolution of the Caribbean: A platetectonic perspective. In *The Geology of North America, Volume H, The Caribbean Region* (Dengo, G.; Case, J.E.; editors). Geological Society of America: 405432. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.405>
- Polanía, J.H. 1982. Mineralizaciones de uranio y otros metales en California (Santander del Sur). *Geología Norandina* 6: 57-65.
- Raley, C. 2012. Mineralogical characterization of sulfide mineralization, alteration and microthermometry of related fluid inclusions of the La Plata prospect, Colombia. Bachelor Thesis (Unpublished), The University of British Columbia: 68 p.
- Redwood, S.D. 2019. The geology of the Panamá-Chocó Arc. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America, The Pacific-Caribbean-Andean Junction* (Cediel, F.; Shaw, R.P.; editors). *Frontiers in Earth Sciences*: 901-932. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_14)
- Restrepo-Moreno, S.A.; Foster, D.A.; Bernet, M.; Min, K.; Noriega, S. 2019. Morphotectonic and Orogenic Development of the Northern Andes of Colombia: A Low-Temperature Thermochronology Perspective. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America, The Pacific-Caribbean-Andean Junction* (Cediel, F.; Shaw, R.P.; editors). *Frontiers in Earth Sciences*: 749-832. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_11)
- Restrepo-Pace, P. 1995. Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the colombian Andes, based on new geochronological, geochemical, and isotopic data. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Arizona: 195 p.

- Restrepo-Pace, P.; Ruiz, J.; Gehrels, G.; Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville age rocks in Columbian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americans. *Earth and Planetary Science Letters* 154 (3-4): 331-347. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5)
- Rodríguez-Madrid, A.L. 2014. Geology, alteration, mineralization and hydrothermal evolution of the La Bodega-La Mascota deposits, California-Vetas Mining District, Eastern Cordillera of Colombia, Northern Andes. M.Sc. Thesis (Unpublished), The University of British Columbia: 240 p.
- Rodríguez-Madrid, A.L.; Bissig, T.H.; Craig, J.R.; Mantilla-Figueroa, L.C. 2017. Late Pliocene high-sulfidation epithermal gold mineralization at the La Bodega and La Mascota deposits, Northeastern Cordillera of Colombia. *Economic Geology* 112 (2): 347-374. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.2.347>
- Rossello, E.A.; Gallardo, A. 2022. The Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) and Nevado de Famatina (Argentina) positive syntaxes: two comparable exceptional relieves in the Andes foreland. *Journal of Structural Geology* 160: 104618. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104618>
- Rossello, E.A.; López-Isaza, J.A. 2023. The structural control of mineralizations by dilatancies due to differential thermal expansivity (in disseminated deposits) and faults bending (in veins): revision and working hypothesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 40 (1): 16-34. <http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2023.1.1716>
- Rossello, E.A.; Montenegro, T.F. 2023. Influencias termotectónicas del Granito La Escalerilla sobre el control estructural de las vetas wolframíferas de las minas San Román y La Puntana (La Carolina, San Luis, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 80 (1): 129-145.
- Royer, J.; Clavijo, J. 2001. Mapa Geológico generalizado, Departamento de Santander, Escala 1:300.000. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras: 92 p. Bogotá.
- Scarpelli, W. 2021. The corridor of mineralization in the California gold district, in the Santander Department of Colombia. *Journal of the Geological Survey of Brazil* 4 (1): 23-41. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2021.v4.n1.2>
- Seedorff, E.; Dilles, J.H.; Proffett, Jr.J.M.; Einaudi, M.T.; Zurcher, L.; Stavast, W.J.A.; Johnson, D.A.; Barton, M.D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. In *One Hundredth Anniversary Volume* (Hedenquist, J.W.; Thompson, J.F.H.; Goldfarb, R.J.; Richards, J.P.; editors). Society of Economic Geologists: 251-298. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Sillitoe, R. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 68 (6): 799-815. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.6.799>
- Sillitoe, R.; Jaramillo, L.; Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Escobar, R. 1982. Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology* 77 (8): 1837-1850. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837>
- Singer, A.; Beltrán, C. 1996. Active faulting in the southern Venezuelan Andes and Colombian borderland. In *International Symposium No. 3, Andean Geodynamics*: 243-246. Saint Malo.
- Skinner, B.J. 1966. Section 6: Thermal expansion. In *Handbook of physical constants* (Clark, Jr.S.P.; editor). Geological Society of America, Memoir 97: 75-96. <https://doi.org/10.1130/MEM97-p75>
- Sokoutis, D.; Bonini, M.; Medvedev, S.; Boccaletti, M.; Talbot, C.J.; Koyi, H. 2000. Indentation of a continent with a built-in thickness change: experiment and nature. *Tectonophysics* 320 (3-4): 243-270. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00043-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00043-3)
- Somoza, R.; Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 797-809.
- Suter, F.; Sartori, M.; Neuwerth, R.; Gorin, G. 2008. Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: field data from the North Cauca Valley Basin, Central Colombia. *Tectonophysics* 460 (1-4): 134-157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.07.015>
- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5): 787-813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Tappognier, P.; Molnar, P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature* 264: 319-324. <https://doi.org/10.1038/264319a0>
- Tappognier, P.; Peltzer, G.; Le Dain, A.Y.; Armijo R.; Cobbold, P.R. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia; new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10 (12): 611-616.
- Tosdal, R.M.; Richards, J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. In *Structural controls on ore genesis* (Richards, J.P.; Tosdal, R.M.; editors). Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 14: 157-181. <https://doi.org/10.5382/Rev.14.06>

- Trenkamp, R.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T.; Mora, H. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2): 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Tschanz, C.; Marvin, R.; Cruz, B.; Mehnert, H.; Cebulla, C. 1974. Geologic evolution of Sierra Nevada de Santa Martha, Northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 85 (2): 273-284. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85%3C273:GEOTSN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85%3C273:GEOTSN%3E2.0.CO;2)
- Vaca, S.; Vallée, M.; Nocquet, J.M.; Alvarado, A. 2019. Active deformation in Ecuador enlightened by a new waveform-based catalog of earthquake focal mechanism. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 449-461. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.017>
- Vargas, C.A.; Mann, P. 2013. Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103 (3): 2025-2046. <https://doi.org/10.1785/0120120328>
- Velandia, F. 2017. Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander-éñasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. Tesis Doctoral (Inédita), Universidad Nacional de Colombia: 222 p. Bogotá.
- Velandia, F.; García-Delgado, H.; López, J.A.; Bermúdez, M.A.; Zuluaga, C.A.; Taboada, A. 2017. Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. *In Congreso Colombiano de Geología 16, Memorias:* 994-1000. Santa Marta, Colombia.
- Velandia, F.; García-Delgado, H.; Zuluaga, C.A.; López, J.A.; Bermúdez, M.A.; Audemard, F.A. 2020. Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology* 137: 104087. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>
- Villamil, T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, deponcenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 153 (1-4): 239-275. <https://doi.org/10.1016/S0031-0182%2899%2900075-9>
- Vinasco, C. 2019. The Romeral Shear Zone. *In Geology and Tectonics of Northwestern South America, The Pacific-Caribbean-Andean Junction (Cediel, F.; Shaw, R.P.; editors). Frontiers in Earth Sciences:* 833-876. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_12)
- Ward, D.; Goldsmith, R.; Cruz, B.; Jaramillo, C.; Restrepo, H. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras. *Boletín Geológico* 21 (1-3): 1-132.
- Willett, S.; Beaumont, C.; Fullsack, P. 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21 (4): 371-374. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0371:MMFT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0371:MMFT%3E2.3.CO;2)
- Wolff, E.; Pinzón, J.M.; Contreras, R.; Bernardy, C. 2005. Geological setting, mining and reduction of mercury vapor contamination in the gold-silver district of Vetas-California (Santander, Colombia). *Episodes* 28 (4): 252-256. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2005/v28i4/003>
- Zuluaga, C.A.; López, J.A. 2019. Ordovician orogeny and Jurassic low-lying orogen in the Santander Massif, northern Andes (Colombia). *In Geology and Tectonics of Northwestern South America, The Pacific-Caribbean-Andean Junction (Cediel, F.; Shaw, R.P.; editors). Frontiers in Earth Sciences:* 195-250. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_4)
- Zweigel, P. 1998. Arcuate accretionary wedge formation at convex plate margin corners: results of sandbox analogue experiments. *Journal of Structural Geology*, 20 (12): 1597-1609. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00052-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00052-2)