



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

ISSN: 2145-8553

Universidad Industrial de Santander

Martín-RáVELO, Andrés Sebastián; Romero-Ordóñez, Fernando Elí
Petrografía de las rocas de Consorcio en la mina de esmeraldas de Cunas (Maripí,
Boyacá). Relación estratigráfica con rocas del Valle Medio del Magdalena (Colombia)
Boletín de Geología, vol. 44, núm. 2, 2022, Mayo-Agosto, pp. 125-143
Universidad Industrial de Santander

DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n2-2022006>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349672084006>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en [redalyc.org](https://www.redalyc.org)

UNEN [redalyc.org](https://www.redalyc.org)

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

Petrografía de las rocas de Consorcio en la mina de esmeraldas de Cunas (Maripí, Boyacá). Relación estratigráfica con rocas del Valle Medio del Magdalena (Colombia)

Andrés Sebastián Martín-Ravelo^{1*} ; Fernando Elí Romero-Ordóñez¹ 

¹Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

*ansmartinra@unal.edu.co; fromero@unal.edu.co

Resumen

El Cinturón Esmeraldífero Occidental (CEOC) y el Valle Medio del Magdalena (VMM) en Colombia son regiones caracterizadas por poseer gran cantidad de recursos minerales. El estudio de un yacimiento esmeraldífero en el CEOC correspondiente a la mina de esmeraldas de Cunas en Maripí (Boyacá), incluidos trabajo de campo, muestreo de rocas y minerales, levantamientos estratigráficos, petrografía y espectroscopia micro-Raman, muestra que las rocas en las formaciones Furatena y Muzo comparten una historia deposicional, diagenética y litofacies comunes con rocas del VMM (Formación Paja), comprendiendo *mudstone* calcáreos de facies marinas profundas proximales de gran espesor acumulados durante el Cretácico temprano (Hauteriviano-Barremiano) en una cuenca regionalmente continua afectada por procesos de *rifting*. En el CEOC, las mineralizaciones esmeraldíferas hospedadas en la Formación Muzo están relacionadas con procesos hidrotermales y tectónicos que se pueden resumir en una secuencia paragenética con cinco etapas mineralizantes controladas por la mineralogía y geoquímica de las rocas encajantes. Dichas etapas son una premineral, una de albitización, dos de carbonatización y una postmineral o de alteración; reconocidas entre sí por relaciones de corte y paragénesis contrastantes. Una propuesta preliminar de correlación estratigráfica es presentada, considerando la sección estratigráfica Consorcio realizada en este trabajo, así como otras secciones del CEOC y el VMM estudiadas por otros autores, usando análisis de facies y estratigrafía de secuencias. Se muestra que la Formación Muzo preserva facies lagunares afectadas por incidencia de tormentas, el mayor espesor de esta unidad en la sección Consorcio, comparado con el de su sección tipo, viene dado por la paleobatimetría e historia tectónica de inversión de *grabens* y *semi-grabens*; e igualmente, en este punto la cuenca pudo estar más cercana a la línea de costa con respecto VMM durante el Cretácico Temprano.

Palabras clave: Cinturón Esmeraldífero Occidental; Distrito minero de Maripí; Estratigrafía de secuencias; Facies lagunares; Secuencia paragenética; Superficie transgresiva.

Petrography of the Consorcio rocks from the Cunas emerald mine (Maripí, Boyacá). Stratigraphic relationship with Medium Magdalena Basin rocks (Colombia)

Abstract

The Western Emerald Belt (WEB) and the Middle Magdalena Basin (MMB) are two Colombian regions characterized to have large quantity of mineral resources. The study of an emerald deposit

Forma de citar: Martín-Ravelo, A.S.; Romero-Ordóñez, F.E. (2022). Petrografía de las rocas de Consorcio en la mina de esmeraldas de Cunas (Maripí, Boyacá). Relación estratigráfica con rocas del Valle Medio del Magdalena (Colombia). *Boletín de Geología*, 44(2), 125-143. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n2-2022006>

in WEB corresponding to the Cunas emerald mine in Maripí (Boyacá) with field work, rock and mineral sampling, stratigraphic sections uplift, petrography, and complementary micro-Raman spectroscopy shows that the rocks in the Furatena and Muzo formations share a common depositional, diagenetic, and lithofacies history with Paja Formation from the MMB, comprising great thickness, calcareous mudstones of proximal deep marine facies, accumulated during the Early Cretaceous Period (Hauterivian-Barremian) in a continual regional basin affected by rifting. In the WEB, the emerald mineralizations hosted in the Muzo Formation are related to hydrothermal and tectonic processes that can be summarized in five mineralizing stages in a paragenetic sequence, being controlled by the mineralogy and geochemistry of the host rocks. These stages are as follows: premineral, albitization, two carbonatization stages, and a post-mineral or alteration stage; recognized by contrasting shear relationships and paragenesis. A preliminary stratigraphical correlation proposal is presented among the Consorcio stratigraphic section studied in the present work, with other WEB and MMB sections studied by other authors, using facies and sequence stratigraphic analysis. Muzo Formation preserve lagoon facies affected by storms, the Muzo's thickness greater than in Consorcio regarding its type section is given by paleobathymetry and tectonic inversion history of *grabens* and *half-grabens*; equally in this point the basin could be closest to the coastline respect to MMB during Early Cretaceous.

Keywords: Western Emerald Belt; Maripí mining district; Sequence stratigraphy; Lagoon facies; Paragenetic sequence; Transgressive surface.

Introducción

En la cordillera Oriental de Colombia afloran rocas sedimentarias con edades desde el Paleozoico hasta el Cenozoico. Se destacan las depositadas durante el Cretácico temprano (Valanginiano al Aptiano), descritas en varias localidades con diferentes nombres como son las formaciones Rosablanca y Paja (Morales, 1958; Rodríguez y Ulloa, 1994) o Furatena y Muzo (Reyes *et al.*, 2006). Estas rocas contienen gran cantidad de recursos de interés económico, por lo cual es importante estudiarlas y comprender los procesos geológicos (sedimentación, mineralización, deformación) que en estas han ocurrido.

Este trabajo comprende el estudio mineralógico y litoestratigráfico de un yacimiento de esmeraldas ubicado en el occidente del departamento de Boyacá, correspondiente a la mina de Cunas, situada en el distrito minero de Maripí, localizada a 200 km al noroeste de Bogotá. En esta mina hay cuatro túneles, uno de estos denominado Consorcio, colindante con la mina La Pita (Figura 1). En el túnel Consorcio se presenta una sección continua y bien expuesta, con la posibilidad de registrar la distribución composicional y mineralógica presente en las rocas de las formaciones Rosablanca y Paja (Rodríguez y Ulloa, 1994), definidas en el occidente de Boyacá, o sus equivalentes formaciones Furatena y Muzo redefinidas por otros autores que estudiaron la geología del cinturón esmeraldífero occidental (Reyes *et al.*, 2006; Terraza-Melo y Montoya-Arenas, 2011).

Al observar los estudios geoquímicos realizados cerca del área de estudio (Jiménez, 2017; González *et al.*, 2019), es posible considerar la distribución composicional y las fases minerales para obtener *pathfinders* y/o marcadores minerales de zonas prospectivas, restringiéndolos a cotas medibles o niveles específicos si estos se acompañan de levantamientos estratigráficos detallados. Según Condie (1991) las lodolitas carbonosas (*mudstone* o *shales* negros), son reservorios naturales de materia orgánica, han preservado elementos de tierras raras (*Rare Earth Elements*, REE), debido a las condiciones de equilibrio termodinámico envueltos en procesos redox en que estas se depositaron. Estas rocas que presentan filosilicatos, pueden constituir reservorios importantes de REE (incluso más que los circones) en cuencas de origen cratónico, se esperaría observar este fenómeno en las rocas de Cunas (Condie, 1991; Jiménez, 2017).

Las primeras guías geoquímicas de exploración en esmeraldas surgieron de trabajos previos encaminados en comprender el origen de estas gemas (Bürgli, 1956; Beus, 1960, 1979), donde se determinó que las rocas de zonas productivas y sedimentos activos tienen anomalías negativas de K/Na, debido al metasomatismo sódico ligado a la mineralización (Mendoza-Parada, 1996). Hay varios modelos propuestos para explicar la génesis de las esmeraldas colombianas (Romero-Ordóñez, 1998; Branquet *et al.*, 1999, 2015; Giuliani *et al.*, 1999), pero aún persisten interrogantes respecto a la edad de

estas mineralizaciones. Trabajos litogeoquímicos de otras localidades como la mina Las Pavas (González *et al.*, 2019), en el distrito minero de Muzo-Quipama, muestran cierta similitud con lo observado en la zona mineralizada de Cunas permitiendo complementar el levantamiento estratigráfico hecho en este estudio. En Bolívar, Santander (Fabre, 1983a, 1983b; Campos-Alvarez y Roser, 2007) y en varios puntos de la subcuenca Magdalena-Tablazo, la geoquímica junto al análisis de facies son usados en estratigrafía secuencial (Rivera *et al.*, 2018), y son claves para determinar las condiciones paleo redox de depósito de las unidades hospedantes de esmeralda en la cordillera Oriental.

En los trabajos de Jiménez (2020) y Ramírez-Juya, (2020) en la mina de Las Pavas, se indicaron las condiciones P-T para la mineralización de esmeralda

de esta localidad, así como trabajos de espectroscopía y microtermometría realizados en Cunas (Romero-Ordóñez *et al.*, 2021). Estos estudios pueden ser aplicados en futuros trabajos de exploración de esmeraldas.

Para comprender la naturaleza de las rocas de Cunas, se estudiaron: las características mineralógicas (composición, paragénesis, temporalidad y procesos involucrados) y de forma inédita las características estratigráficas de la sección Consorcio (dentro de la mina Cunas). Todo lo anterior, enmarcado en un contexto local y regional de esta localidad comparada con el Cinturón Esmeraldífero Occidental (CEOC) y el Valle Medio del Magdalena (VMM), tomando como base los trabajos previos anteriormente citados.

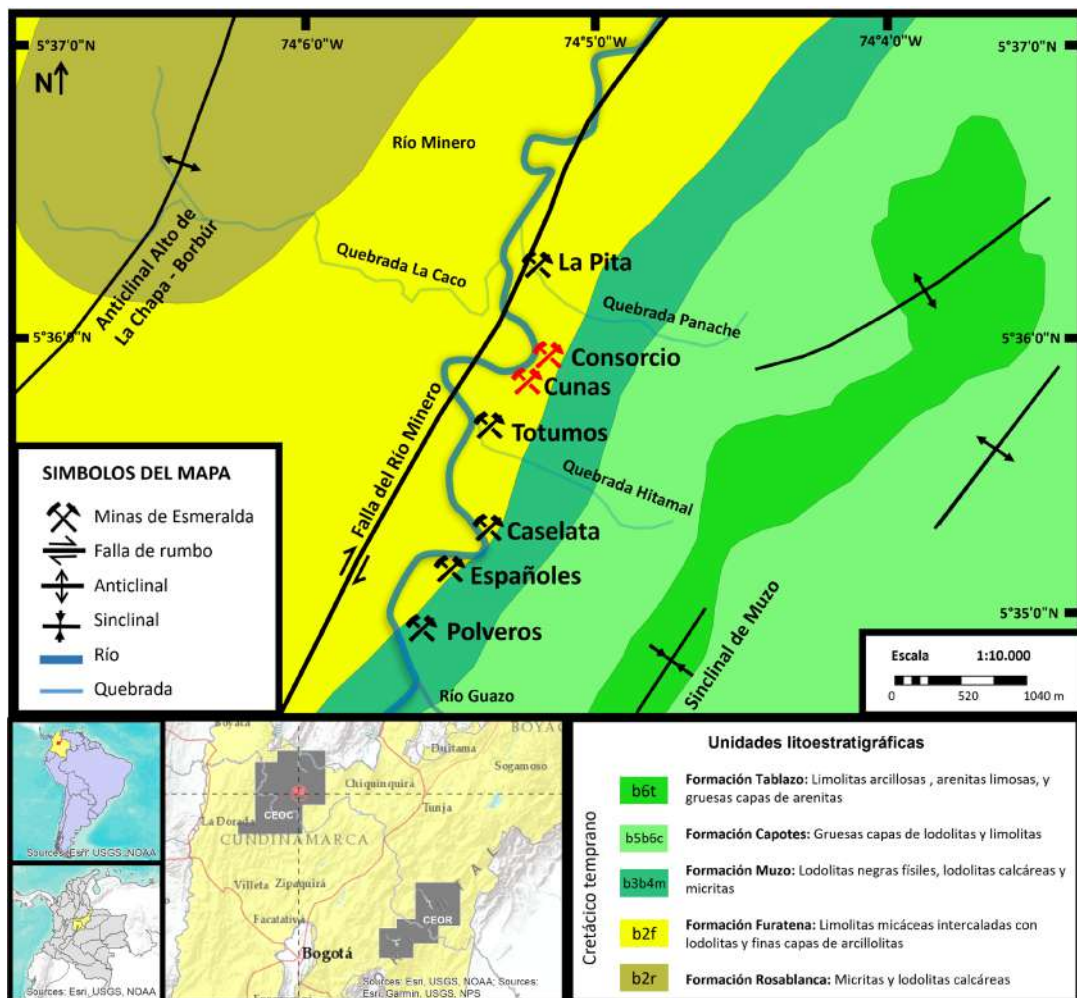


Figura 1. Mapa geológico del distrito minero de Maripí. Modificado de Reyes *et al.* (2006).

Marco geológico

Las mineralizaciones esmeraldíferas en Colombia se localizan en los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Santander (Maya *et al.*, 2004; Jiménez, 2017), situadas en los dos flancos de la cordillera Oriental, y se restringen a rocas sedimentarias de edad Cretácico temprano (Valanginiano tardío a Hauteriviano-Barremiano) (Reyes *et al.*, 2006; Moreno *et al.*, 2009; Terraza-Melo, 2019).

En el Cinturón Esmeraldífero Oriental (CEOR, flanco este de la cordillera Oriental), los depósitos se encuentran localizados en los municipios y distritos mineros de Chivor, Gachalá, Santa María de Batá, Ubalá y Macanal (Figura 1), con estructuras orientadas N30-40E, que corresponden estructuralmente al piedemonte oriental de la cordillera y forman un relieve moderado a fuerte (Romero-Ordóñez, 1993; Maya *et al.*, 2004; Moreno *et al.*, 2009; Aranguren-Canal *et al.*, 2020). Los depósitos del Cinturón Esmeraldífero Occidental (CEOC, flanco oeste de la cordillera Oriental) se encuentran ubicados en los municipios y los distritos mineros de Muzo, Quípama, San Pablo de Borbur (Coscuez y Peñas Blancas), Otanche, Maripí, La Palma y Yacopí (Romero-Ordóñez, 1998; Branquet *et al.*, 1999; Reyes *et al.*, 2006; Giuliani *et al.*, 2019; Romero-Ordóñez *et al.*, 2021) (Figura 1), cuyas estructuras se orientan N20E, y dan lugar a un relieve moderado a fuerte (Maya *et al.*, 2004; Mantilla *et al.*, 2006; Reyes *et al.*, 2006). La zona de estudio está limitada en sus flancos por importantes estructuras sinclinales-anticlinales y fallas regionales como la falla del río Minero, de Itoco (al sur del área de estudio) y el sinclinal de Muzo (Reyes *et al.*, 2006); tal como se observa en la Figura 1. Consorcio se destaca por ser un túnel sin recubrimiento en los muros y techo, orientado hacia el E y siendo paralelo a la dirección de buzamiento de las capas que se observan.

Las mineralizaciones esmeraldíferas se hospedan en rocas sedimentarias cretácicas; siendo el fluido mineralizante de baja temperatura de origen connato, por ende ligado a la historia sedimentaria-diagenética y de bajo grado de metamorfismo (Cheilletz y Giuliani, 1996; Mantilla *et al.*, 2006), aceptado para explicar la ocurrencia de esmeraldas en Colombia. Este modelo sostiene que las esmeraldas presentes en el CEOR y CEOC se formaron respectivamente durante dos etapas de la orogenia andina: en procesos distensivos ligados a inversión tectónica de la cuenca cretácica de trasarco o *backarc* a una de antepaís o *foreland* en el

límite Cretácico-Paleógeno (62-65 Ma) y durante un pulso de levantamiento durante el Eoceno (38-32 Ma) (Cheilletz y Giuliani, 1996; Branquet *et al.*, 1999). No obstante, algunos autores sugieren que dicho pulso de levantamiento es concordante con procesos de fuerte plegamiento, levantamiento e inicio de erosión en la cordillera Oriental durante el Mioceno medio (12 Ma) (Terraza-Melo, 2019).

Las esmeraldas en el CEOC se hospedan en *shales* negros carbonosos de las formaciones Rosablanca y Muzo, las cuales son unidades litoestratigráficas acumuladas durante el Valanginiano y Hauteriviano-Barremiano en una cuenca de *backarc*, y están constituidas principalmente por intercalaciones de rocas calcáreas (*mudstone*, *wackestone*, *packstone*) y evaporitas, junto a rocas siliciclásticas (arenitas, limolitas y arcillolitas) en menor proporción (Terraza-Melo, 2019). La sucesión litoestratigráfica completa se observa en la Figura 2.

Las salmueras hidrotermales que dan lugar al metasomatismo sódico presentaron temperaturas alrededor de 300°C y son origen connato (Jiménez, 2017); siendo que durante la mineralización los fluidos percolaron rocas de composición calcárea a lo largo de niveles estratigráficos de referencia (Branquet *et al.*, 1999). Forman, primeramente, venas de carbonatos sin esmeralda, y consisten principalmente en calcita fibrosa y pirita, la última en gran parte debido a la reducción del sulfato evaporítico y en parte del azufre de origen orgánico (Leventhal, 1990), lo cual se soporta en evidencias halladas en inclusiones fluidas (Groat *et al.*, 2008). A medida que se cristaliza calcita y pirita a partir de HCO_3^- y H_2S , se da un decrecimiento en el pH de la solución (Leventhal, 1990; Jiménez, 2017), precipitando berilo subsecuentemente (Groat *et al.*, 2008), ya que las soluciones hidrotermales alcalinas son conocidas por favorecer el transporte de Be como carboberilatos durante la albitización cogenética (Groat *et al.*, 2008). Por tanto, la formación de pirita es importante, debido a que en este proceso geoquímico se consume hierro de las soluciones hidrotermales dando origen a esmeraldas pobres en Fe. Esta característica, además de conferir buena calidad gemológica (Romero-Ordóñez, 2003), es una firma geoquímica característica de la esmeralda colombiana en compensación de mayores contenidos de Cr y V (Mendoza-Parada, 1996). No obstante, Cunas tiene particularidades, ya que hay relativo enriquecimiento de V y empobrecimiento en Fe (Romero-Ordóñez *et al.*, 2021).

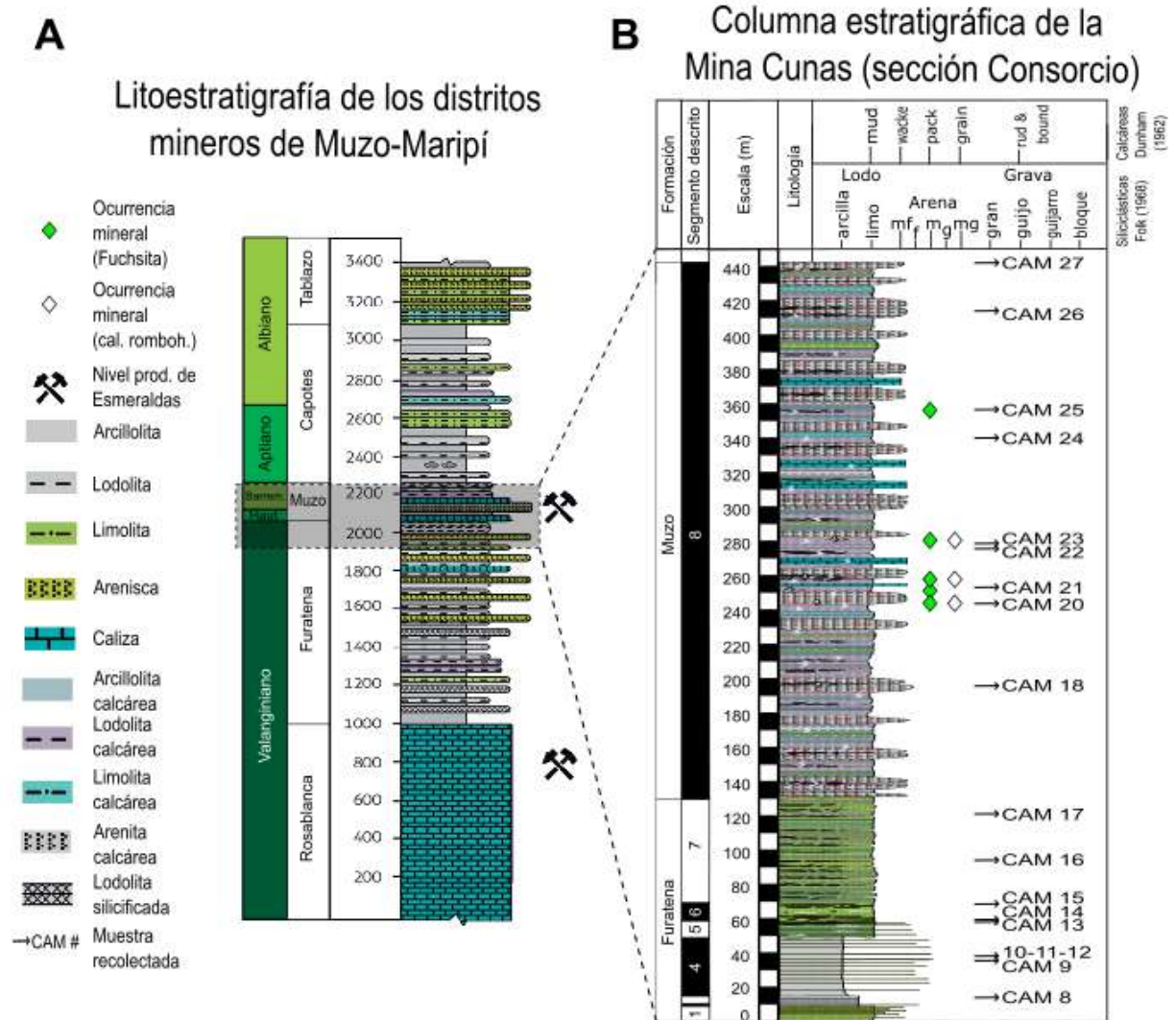


Figura 2. A. Sucesión litoestratigráfica del CEOC en los distritos mineros de Muzo-Maripí (modificado de Terraza-Melo (2019), a partir del trabajo de Reyes *et al.* (2006)). **B.** Columna estratigráfica de la mina Cunas, sección Consorcio (presente estudio).

El desarrollo de brechas a lo largo de cabalgamientos y anticlinales relacionados con inversión tectónica ocurre debido al acortamiento, donde las estructuras iniciales son retrabajadas y brechadas (Branquet *et al.*, 1999). Se producen pliegues disarmónicos y brechas hidráulicas a causa del incremento en la presión del fluido hidrotermal, donde ocurren cambios en la química del fluido con la posterior precipitación de esmeraldas (Giuliani *et al.*, 2019; Martín-Ravelo, 2020). Dichos anticlinales y cabalgamientos con brechas estratiformes son importantes, ya que forman pliegues del tipo *thrust-related fold* (Cheilletz y Giuliani, 1996) donde ocurre la nucleación mineralizante de esmeraldas hacia la charnela-parte axial de estas estructuras, durante la

orogenia andina (Branquet *et al.*, 1999; Jiménez, 2017; Giuliani *et al.*, 2019). El relleno de venas extensionales produce la paragénesis de calcita y dolomita romboédrica, pirita, cuarzo, albita, moscovita, fluorita, parisita y esmeralda; calcita y pirita son los minerales más abundantes dentro del sistema de venas durante todo el proceso de mineralización. Es importante destacar que los rangos de temperatura en que se movilaron las salmueras hidrotermales se encuentran dentro de la temperatura de formación reportada para las esmeraldas de Cunas, entre 260-340°C (Romero-Ordóñez *et al.*, 2021). Con base en los modelos genéticos de Giuliani *et al.* (2019), las esmeraldas colombianas son consideradas del tipo IIB.

Metodología

En la fase de campo, se reconoció la zona y las labores mineras; se elaboró una columna estratigráfica escala 1:1000 del túnel Consorcio, localizado dentro de la mina Cunas (Figura 2).

Petrografía

Se colectaron y describieron 120 muestras de mano, de las cuales se tomaron 40 representativas para

corte y conservación para futuros análisis, las cuales se describen y clasifican en la Tabla 1. Las rocas fueron llevadas al Centro de Desarrollo Tecnológico de la Esmeralda Colombiana (CDTEC), se realizaron estudios de petrografía a partir de 11 secciones delgadas pulidas elaboradas de las 40 muestras representativas, junto a 3 secciones delgadas pulidas adicionales pertenecientes al CDTEC.

Tabla 1. Muestras representativas seleccionadas para corte y conservación para futuros análisis.

Inventario de rocas recolectadas en Cunas y túnel Consorcio (Maripí, Boyacá)					
Ítem	Código CDTEC	Descripción	Sección delgada pulida	Código de campo	Nivel estratigráfico o productivo (m)
1	REOCU-166	Lodolita negra con múltiples eventos de mineralización	x	CAM-02	40 productivo
2		Lodolita negra con venas de calcita y concreciones de pirita		CAM-03	40 productivo
3		Lodolita negra con plagioclasa (?) caolinitizadas		CAM-04	40 productivo
4		Lodolita negra con venas de calcita fibrosa		CAM-05	40 productivo
5		Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, romboedral y pirita		CAM-06	40 productivo
6		Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, cuarzo y calcita romboedral		CAM-07	40 productivo
7		Lodolita negra con alto contenido de pirita oxidada		CAM-08	14,5
8	REOCU-158	Lodolita negra con fósiles (?) remplazados por pirita	x	CAM-09	36,0
9		Lodolita negra con pirita concordante con la estratificación		CAM-10	38,7
10		Lodolita negra con pirita diseminada		CAM-11	38,7
11		Lodolita negra con pirita concordante con la estratificación		CAM-12	38,7
12		Lodolita negra con intercalación de niveles arcillosos y alto contenido de materia orgánica		CAM-13	58,5
13		Lodolita negra con alto contenido de filosilicatos		CAM-14	59,9
14		Lodolita negra arcillosa		CAM-15	69,0
15	REOCU-159	Lodolita negra con foraminíferos y venas de pirita concordante de hasta 2 mm de espesor	x	CAM-16	94,5
16		Lodolita negra arcillosa		CAM-17	121,5
17	REOCU-160	Lodolita negra con calcos y venas concordantes de pirita	x	CAM-18	196,0
18		Muestra perdida		CAM-19	Consorcio
19	REOCU-161	Arenita de grano muy fino con venas de pirita concordante de hasta 1 mm	x	CAM-20	244,0
20		Lodolita negra con algunos niveles arcillosos y alto contenido de foraminíferos		CAM-21	253,5
21	REOCU-162	Lodolita negra	x	CAM-22	276,0
22		Lodolita negra con venas de pirita de hasta 2 mm de espesor		CAM-23	279,0
23	REOCU-162	Lodolita negra con venas de calcita fibrosa perpendiculares a la estratificación y fuchsita	x	CAM-24	340-5
24		Lodolita negra con venas de fuchsita tangencial a la estratificación		CAM-25	356,5
25	REOCU-162	Lodolita negra con alto contenido de materia orgánica	x	CAM-26	414,0
26		Arenita de grano muy fino con alto contenido de materia orgánica		CAM-27	444,0

Continuación Tabla 1.

Inventario de rocas recolectadas en Cunas y túnel Consorcio (Maripí, Boyacá)					
Ítem	Código CDTEC	Descripción	Sección delgada pulida	Código de campo	Nivel estratigráfico o productivo (m)
27		Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, calcita romboedral y cuarzo		CAM-28	90 productivo-estéril
28	REOCU-164	Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, romboedral, parisita y fluorita	x	CAM-29	90 productivo-estéril
29	REOCU-170	Lodolita negra con venas de calcita, fluorita y parisita	x	CAM-30	90 productivo-estéril
30		Albita con pirita y calcita		CAM-31	90 productivo-estéril
31	REOCU-165	Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, romboedral y pirita	x	CAM-32	90 productivo-estéril
32		Lodolita negra con calcita romboedral		CAM-33	90 productivo-estéril
33	REOCU-163	Lodolita negra con fuchsita		CAM-34	Consorcio
34	REOCU-171	Lodolita negra con venas de calcita fibrosa y venas de calcita romboedral-parisita	x	CAM-34 (?)	90 productivo-Estéril
35	REOCU-169	Brecha tectónica con porfiroclastos de albita y lodolita negra	x	CAM-35	90 productivo-estéril
36	REOCU-167	Lodolita negra con venas de calcita romboedral, pirita y estructura brechoide	x	CAM-36	90 productivo-estéril
37		Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, romboedral y pirita		CAM-37	90 productivo-estéril
38	REOCU-168	Lodolita negra con venillas de calcita y pirita. La roca presenta variaciones texturales-composicionales y efectos cinemáticos	x	CAM-38	90 productivo-estéril
39		Lodolita negra con venas de calcita fibrosa, romboedral y pirita		CAM-39	90 productivo-estéril
40	REOCU-155	Albita con pirita y calcita	x	Donada al CDTEC	90 productivo-estéril

Se recolectaron ciento veinte muestras en total, se referenciaron diecinueve en la columna estratigráfica de la sección Consorcio (se indica la cota en metros en que se recolectó), quince muestras en la sección Consorcio no referenciadas (se desconoce la cota), seis en el nivel 40 (cota en profundidad en metros del túnel Bocamina inclinado Cunas) y ochenta en el nivel 90 (Bocamina inclinado Cunas). La Tabla 1 agrupa diecinueve muestras en la columna de la sección Consorcio, trece en el nivel 90, seis en el nivel 40 y dos en la sección Consorcio no referenciadas. El consecutivo CAM hace referencia a Cunas Andrés Martín, mientras que REOCU es una nomenclatura usada internamente en el CDTEC para denominar muestras procedentes de la mina Cunas.

En los estudios petrográficos se usó un microscopio petrográfico Zeiss Axio Scope-A1[®] adaptado a una cámara Canon EDS 5D Mark III[®] y adaptador de 2X. Se realizó un conteo de 300 puntos en cada sección delgada pulida; el

estudio permitió observar relaciones texturales de corte y se determinaron mineralogía, alteraciones, clasificación de las rocas y secuencia paragenética, así como otros rasgos texturales de interés geoquímico. Fueron considerados los comentarios de otros investigadores (González, A. y García, J., comunicación verbal) que han estudiado la mina de Cunas en otros trabajos (Romero-Ordóñez *et al.*, 2021) al igual que los trabajos previos de otras localidades cercanas (Jiménez, 2017, 2020; González *et al.*, 2019; Ramírez-Juya, 2020).

En las zonas o campos visuales donde no se tenía certeza del mineral analizado, se hizo espectroscopía micro-Raman con el fin determinar la especie mineral presente.

Correlación estratigráfica

Finalmente, se hizo una comparación con las descripciones petrográficas y estratigráficas de las rocas del Valle Medio del Magdalena (VMM) y el flanco

occidental de la cordillera Oriental, concretamente de la Formación Paja en la subcuenca Magdalena-Tablazo, estudiadas por Rivera *et al.* (2018) en términos geoquímicos y estratigráficos. Igualmente se revisaron los trabajos realizados en Barichara y Villanueva (Atuesta-Ortiz, 2018; Valderrama, 2020) y la descripción de la sección tipo de la Formación Paja levantada por Montoya-Arenas (2019), en la quebrada homónima y la zona aledaña a la represa de Hidrosogamoso en Betulia (Santander).

Resultados

Estratigrafía

En el túnel Consorcio se encontró y describió una sección estratigráfica de 444 metros de espesor, la cual muestra una secuencia de rocas de composición siliciclástica a mixta, compuesta por lodolitas, limolitas y arcillolitas negras y grises intercaladas con capas decimétricas y métricas de arenitas de grano muy fino a medio. Algunas capas poseen composición calcárea y tienen pocos centímetros de espesor. Con base en sus características y escala (1:1000), la sucesión sedimentaria se subdividió en 8 segmentos (Figura 3A).

Formación Furatena: el segmento 1 (Figura 3B) presenta 8,8 m de espesor total conteniendo limolitas negras micáceas intercaladas con paquetes de arenitas de grano muy fino de hasta 40 cm de espesor; sobre este se reconoce el segmento 2 (el más fino de la secuencia) (Figura 3B), el cual consta de apenas 1,7 m de lodolitas negras con laminación plano paralela, intercaladas con capas de arenita muy fina a fina de hasta 20 cm de espesor y láminas de material carbonoso que le da al material de este segmento un aspecto bituminoso. El segmento 3 (Figura 3B) consta de 4 m de lodolitas negras que se caracterizan por la presencia de pirita microcristalina (a veces reconocible en muestra de mano) con patinas ferruginosas de color anaranjado y rojizo (Figura 4A), las cuales están suprayacidas por 34,4 m (segmento 4) de arcillolitas negras silíceas con laminación plano paralela, intercaladas con capas de arenitas de grano fino-medio de hasta 30 cm de espesor (Figura 3B). En este segmento se observa la ocurrencia de pirita, en vetillas concordantes con la laminación (Figura 4B, 4C).

El segmento 5 (Figura 3B) presenta 11 m de limolitas grises con moscovita (<5%), laminación plano-paralela y vetillas de calcita y pirita concordantes con la estratificación, hacia el tope son más oscuras debido al enriquecimiento en materia orgánica; estando todo este

segmento yaciendo sobre el segmento 4 de forma erosiva neta. En el segmento 6 (10,6 m) las limolitas presentan fisilidad, es decir, laminación plano-paralela irregular con capas carbonosas y vetillas de carbonato de calcio concordante con la estratificación del segmento (Figura 3B). Los niveles silíceos (más competentes) tienen mayor contenido de cuarzo y moscovita (5-10%). En el segmento 7 (62,2 m) hay limolitas grises fisiles con laminación plano-paralela y alto contenido (>15%) de moscovita, intercaladas con capas de 60 cm de lodolitas y arcillolitas negras carbonosas, con patinas rojizas debido a la oxidación de la pirita (Figura 3C). Este segmento es muy competente y al igual que los 6 anteriores (a excepción de las esporádicas capas de *mudstone-wackestone* centimétricas que contiene el segmento 7) presenta patinas de carbonato de calcio.

Formación Muzo: entre el segmento 7 y 8 se observa un cambio composicional abrupto, donde se pasa de rocas predominantemente siliciclásticas (segmentos 1 al 7) a más calcáreas, sin abandonar el carácter mixto de la secuencia (Figura 5A). Se presentan limolitas y lodolitas negras homogéneas muy continuas alternadas con capas de arenitas, cementadas por carbonatos (razón por la cual las aguas subterráneas precipitan “espeleotemas”) y algunos niveles ricos en fósiles de foraminíferos como es el caso de la muestra REOCU-160 (Figura 5B), los cuales pueden clasificarse como *mudstone-wackestone*, según Dunham (1962). El segmento 8 (el más espeso de la secuencia) está constituido por 311,3 m de limolitas y lodolitas negras con laminación plano-paralela (Figura 3D); es más irregular con la disminución en el contenido de micas y minerales arcillosos. Estas rocas se encuentran intercaladas con capas de hasta 5 m de arenitas grises de grano muy fino a fino, con laminación plano-paralela ondulosa. La alternancia de capas de limolitas y lodolitas varía en composición en el segmento 8, presentando niveles calcáreos y carbonosos ricos en materia orgánica asociados a capas arcillosas de hasta 50 cm de espesor (Figura 3D, 3E).

Algunos de los niveles presentan venas y vetillas de pirita (concordantes y tangenciales a la estratificación, con hasta 15 cm de espesor), con colores rojos y amarillos producto de la meteorización. Se observan también venas y vetas de calcita fibrosa tangenciales a casi perpendiculares a la estratificación (Figura 5C), acompañadas en ocasiones de fuchcita, principalmente entre las cotas de 240-280 m medidas desde la base (Figura 2, Figura 3F) de la sección, así como calcita euhedral drusiforme de hasta 10 cm de espesor (Figura 5D).

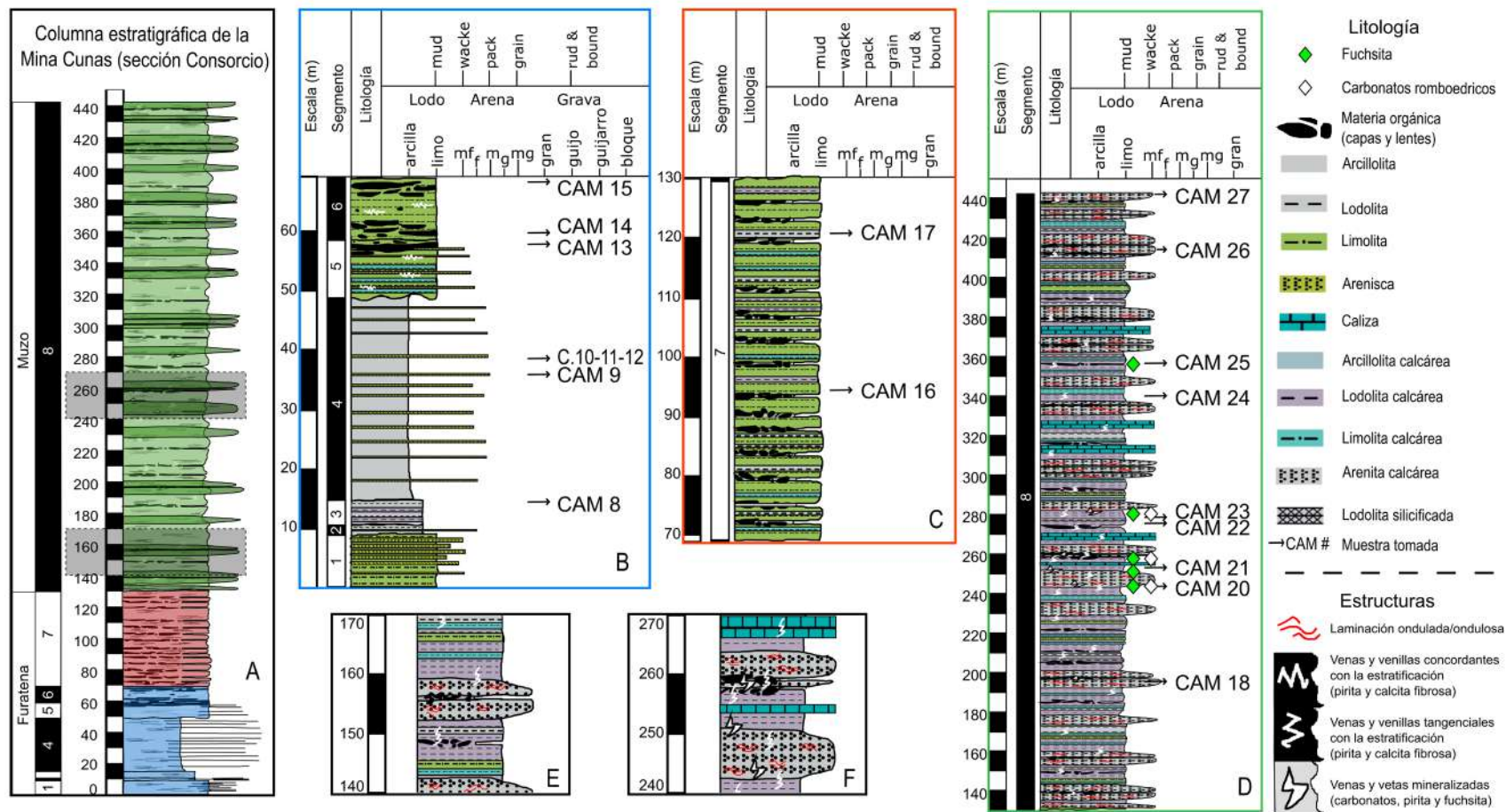


Figura 3. Columna estratigráfica detallada de las formaciones Furatena y Muzo en la sección Consorcio (mina Cunas). **A.** Columna estratigráfica generalizada. **B.** Segmentos 1-6 (representados en la columna en color azul). **C.** Segmento 7 (representado en la columna en color rojo). **D.** Segmento 8 (representado en la columna en color verde). **E.** y **F.** Detalles de las litologías y estructuras vistas en el segmento 8.



Figura 4. Rocas expuestas en la pared de túnel y muestras de mano de la sección Consorcio. (So indica superficies de laminación, flechas indican polaridad de las capas). **A.** Segmento 3. **B.** Segmento 4. **C.** Muestra de mano del segmento 4. Nótase la concordancia mostrada por los niveles ricos en pirita y las tonalidades amarillentas por la alteración de sulfuros.

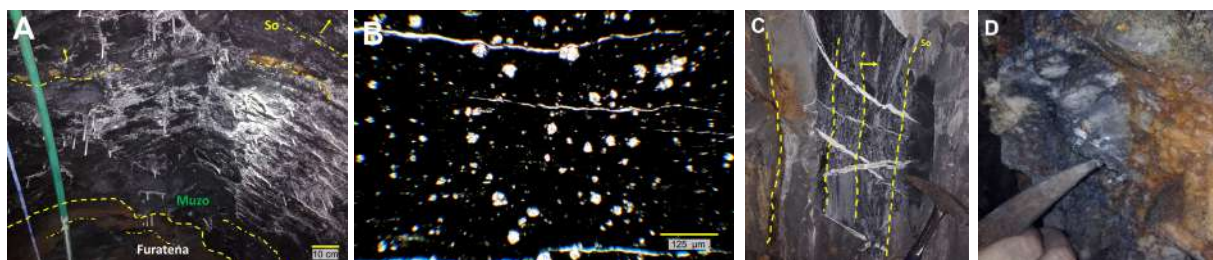


Figura 5. **A.** Fotografía del contacto entre los segmentos 7 y 8, coincidente con el límite entre las formaciones Furatena y Muzo (So indica superficies de la laminación, flechas indican polaridad de las capas). **B.** Microfotografía petrográfica del campo visual de la sección delgada REOCU-160 (CAM-21), conteniendo microfósiles (foraminíferos). **C.** Fotografía de venas de calcita fibrosa y fuchsita casi perpendiculares a la laminación de la roca; de ahí procede la muestra CAM-23. **D.** Fotografía de vetas de carbonatos romboédricos, reconocidas entre 240 y 280 m de la secuencia descrita.

Paragénesis mineral

A partir de catorce secciones delgadas pulidas (incluyendo las muestras REOCU-036, 040 y 041, y las presentadas en la Tabla 1), se determinó que en la mina Cunas (incluyendo Consorcio) hay cinco etapas mineralizantes: una etapa premineral, una de albitización, dos de carbonatización y una post-mineral o de alteración. En la Figura 6 se presenta la secuencia paragenética construida en el presente estudio, la cual es similar a otras construidas en estudios previos (Jiménez, 2017, 2020; Ramírez-Juya, 2020; Romero-Ordóñez *et al.*, 2021).

En la etapa premineral las muestras preservan estructuras relicticas; presentan laminación plano-paralela, restos biogénicos (foraminíferos) parcialmente reemplazados (Figura 7A, 7B) o formados por carbonatos recrystalizados, minerales detríticos tales como cuarzo, plagioclasa, microclina, turmalina, circón, apatito, matriz arcillosa y minerales de tierras raras como monacita y xenotima (Figura 7C); así como materia orgánica con baja reflectancia

y formas irregulares retrabajadas, lo que sugiere que aún no se ha alcanzado madurez térmica para formar carbón bituminoso (Cadena, A., comunicación verbal) y por lo tanto una leve a moderada diagénesis (Figura 7B). Las rocas de esta etapa se clasifican como limolitas micríticas (Mount, 1985) o lodolitas negras ricas en materia orgánica (Folk, 1980), debido a la proporción (>10%) de minerales siliciclásticos.

La etapa de albitización recibe su nombre debido al metasomatismo que ocurre en las rocas, donde se forma albita y microclina micro-cristalina que reemplaza los minerales preexistentes, incluidos los fósiles (Figura 7D), y recrystaliza minerales arcilla en moscovita-paragonita. Hacia el final de esta etapa y principio de la carbonitización ocurre la reducción del sulfato, ya que rocas que originalmente eran negras por la presencia de materia orgánica toman un color blanco, y las albitas consecuentes vienen acompañadas de pirita microcristalina (framboidal) o incluso cristales euhedrales de hasta 200 μm (Figura 7E, 7F).

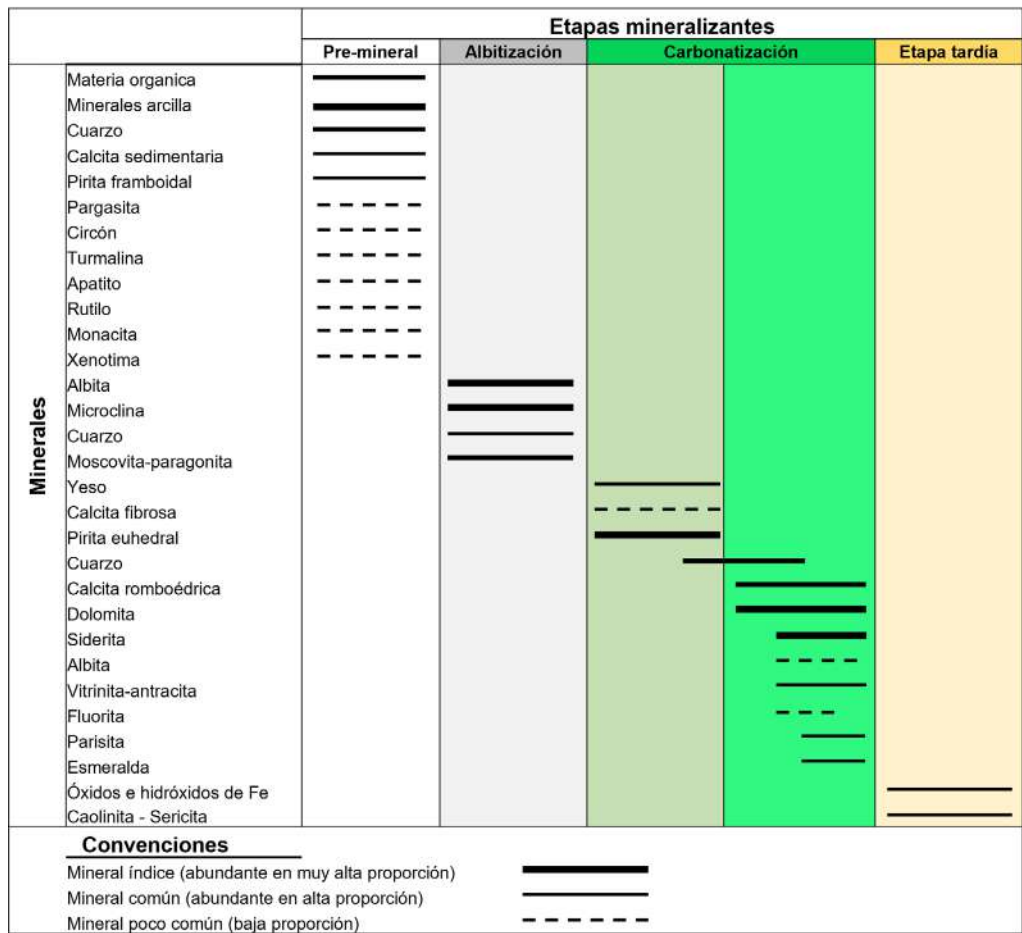


Figura 6. Secuencia paragenética de la mina de esmeraldas de Cunas.

La etapa de carbonatización se divide en dos y se denomina así porque las rocas albitizadas son cortadas por venas de carbonatos, ya sean de hábito fibroso (carbonatización I) o de hábito romboédrico (carbonatización II). En la carbonatización I, las venas de hasta 30 mm de espesor introducen calcita fibrosa, la cual crece de forma sintaxial (desde la roca hacia el interior de la vena) y antitaxial (del interior de la vena hacia la pared de la roca), corroyendo cristales preexistentes de albita, microclina, cuarzo y además, moscovita-paragonita en los bordes de las venas (Figura 8A, 8B); incluidas importantes cantidades de pirita euhedral asociada (Figura 8C) y yeso por introducción (Figura 8D).

De este análisis se puede inferir que las rocas se pueden clasificar como lodolitas negras con materia orgánica, con venas y venillas de calcita fibrosa. Por otro lado, en la carbonatización II, las lodolitas pasan a formar brechas hidrotermales, mostrando venas de carbonatos romboédricos (calcita y dolomita) que cortan las venas

de calcita fibrosa (Figura 8E). Durante esta etapa se introduce cuarzo en paragénesis, así como albita en baja proporción (Figura 8F).

En la muestra REOCU-170 se identifica materia orgánica dentro de venas de carbonatos romboédricos; la cual tiene alta madurez térmica (alta reflectancia) por lo que puede ser clasificada como vitrinita (vitrodetrinita, telinita y colotelinita), ya que preserva estructuras vegetales (Figura 9A, 9B). Estudios de campo y petrográficos indican que los fragmentos de materia orgánica son posteriores a los piritoedros, anteriores al cuarzo y están en paragénesis con calcita-dolomita. Al final de la carbonatización (II) aparecen en paragénesis fluorita, parisita y esmeralda, ya que las rocas que contienen esmeralda en la mina Cunas siempre contienen los dos primeros minerales, en proporción variable (Figura 9C, 9D, 9E). Así, la esmeralda se presenta petrográficamente como cristales puntuales, corroyendo moscovita-paragonita rica en Cr (fuchcita?), o en intercrecimiento gráfico con cuarzo (Figura 9F).

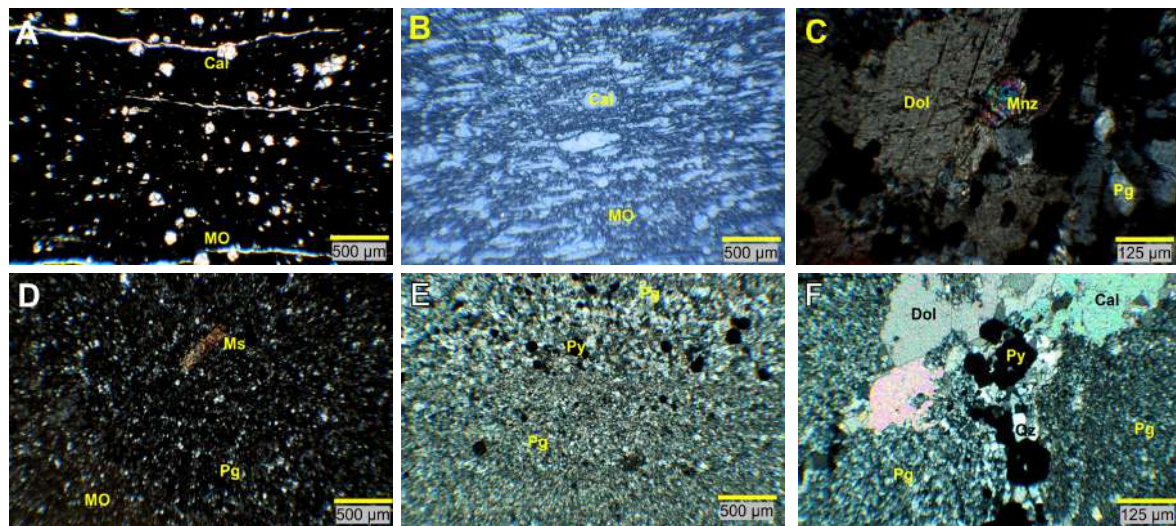


Figura 7. Microfotografías petrográficas de las etapas premineral y albitización. **A.** Laminación relictica y restos biogénicos. **B.** Lentes y fragmentos de materia orgánica (MO) con baja madurez térmica. **C.** Cristal detrítico de monacita (Mnz) dentro de una roca albitizada. **D.** Moscovita-paragonita (Ms) recrystalizada junto a plagioclasa albita (Pg) **E.** y **F.** Cristales euhedrales de pirita (Py) diseminados en albititas y relacionados a venas de calcita (Cal) + dolomita (Dol).

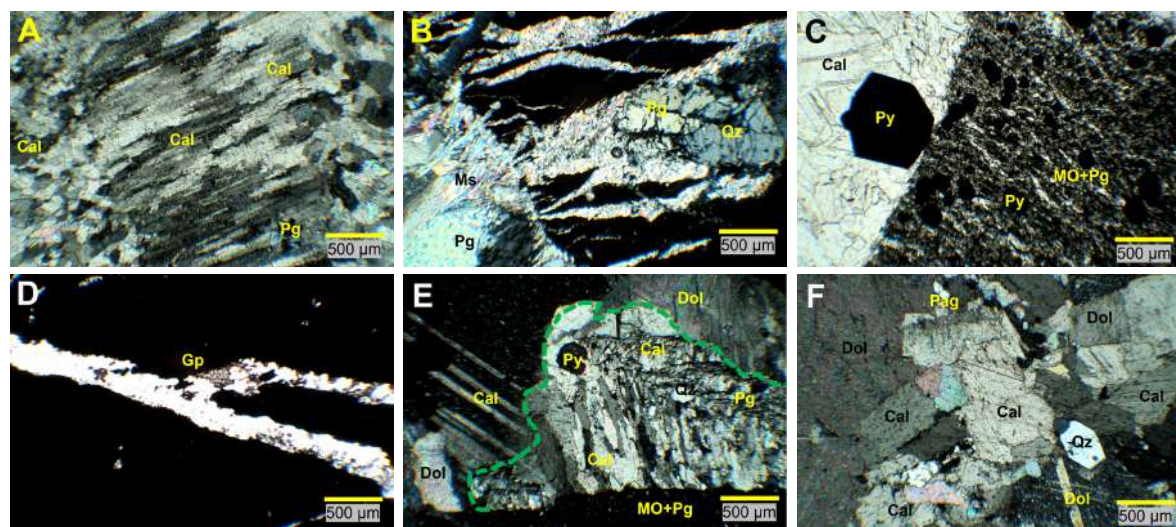


Figura 8. Microfotografías petrográficas de las etapas de carbonatización. **A.** Vena de calcita (Cal) fibrosa antitaxial. **B.** Misma vena formando estructura brechada por corrosión de roca caja y cristales de plagioclasa (Pg) y cuarzo (Qz), con moscovita-paragonita (Ms) en los bordes. **C.** Pirita euhedral (Py) en vena de calcita fibrosa. **D.** Yeso (Gp) dentro de venas de carbonatos. **E.** Relaciones de corte entre carbonatos fibrosos (bajo línea verde) y venas de carbonatos romboédricos (sobre línea verde). **F.** Vena de carbonatos romboédricos mostrando la paragénesis calcita + dolomita (Dol) + cuarzo ± plagioclasa.

Las relaciones petrográficas de cruce-corte vistas anteriormente son acordes a datos geoquímicos presentados en estudios previos (Cheilletz y Giuliani, 1996; González *et al.*, 2019), que establecen que entre las lodolitas negras carbonatizadas y las lodolitas negras albitizadas se desarrollan estructuras brechadas con venas esmeraldíferas donde la albitización se desarrolla externamente a las venas de carbonatos (Giuliani *et al.*, 1999). Las lodolitas negras encajantes de la mineralización (estériles) están enriquecidas en Na, empobrecidas en K, Al, Si, Mg y P y muestran

lixiviación de elementos traza ya que hay una fuerte caída en Ba, Be, Cr, Rb, Se, U, V, B y Th; al igual que una deflexión en REE livianos (Ce y Nd) (Cheilletz y Giuliani, 1996; Giuliani *et al.*, 1999). Esto se debe a que a medida que ocurre la cristalización de esmeraldas los elementos químicos lixiviados son incorporados en cuarzo, paragonita, moscovita (2M1 illita), microclina, calcita, dolomita, pirita, barita, parisita y minerales arcilla (González *et al.*, 2019; Romero-Ordóñez *et al.*, 2021); mientras que U, Th y V son almacenados por materia orgánica madurada (USGS, 1997).

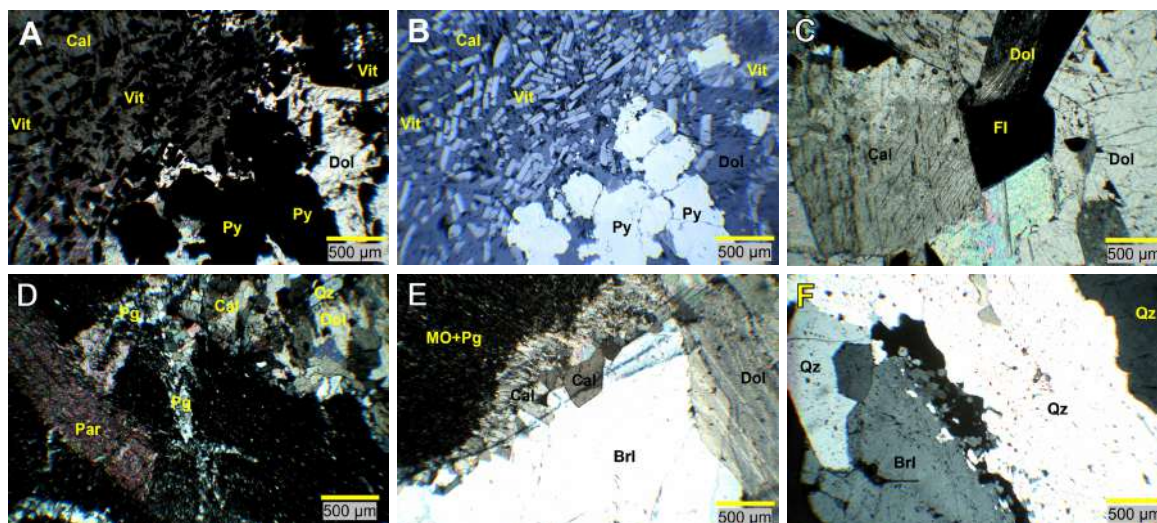


Figura 9. Microfotografías petrográficas de la etapa de carbonización II. **A.** y **B.** Materia orgánica-vitrinita (Vit) con alta madurez térmica, embebida en venas de calcita (Cal) + dolomita (Dol). **C.** Fluorita (Fl). **D.** Parisita (Par). **E.** Esmeralda (Brl) en paragénesis con calcita + dolomita. **F.** Intercrecimiento gráfico de esmeralda (Brl) y cuarzo (Qz).

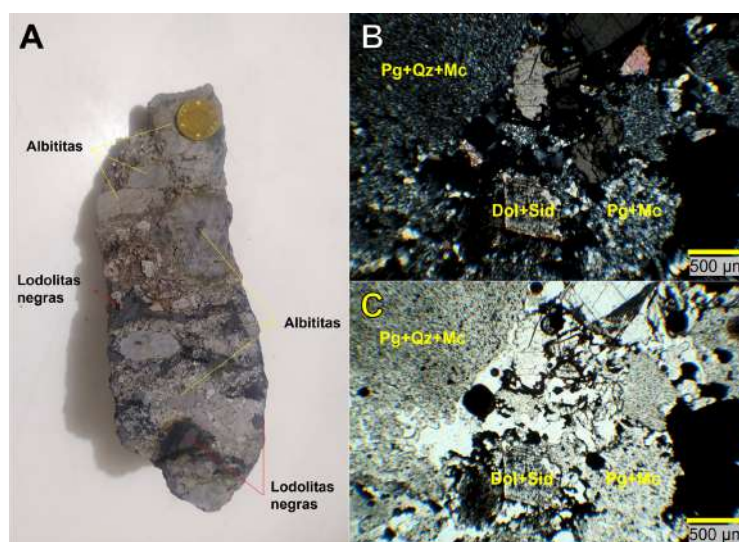


Figura 10. Etapa tardía. **A.** Fotografía de la muestra CAM-35 (brecha tectónica), contiene porfiroclastos de albititas y lodolitas negras embebidos en una matriz molida de color rojo, debido a la segregación de óxidos e hidróxidos. **B.** y **C.** Microfotografías petrográficas de la sección delgada de la misma brecha (REOCU-169), donde se observan los óxidos e hidróxidos segregados por los carbonatos dolomita siderita (Dol+Sid) y la sericita/caolinita segregada por la albita (Pg) y microclina (Mc).

En la última etapa ocurre la alteración de minerales formados previamente, generando óxidos férricos, producto de la oxidación de la piritita y la dolomita-siderita, así como sericitización de albita y caolinitización de microclina (Figura 10B, 10C). Este proceso de alteración es favorecido por brechamiento tectónico; el cual provoca la formación de porfiroclastos relictivos de albititas, genera brechas hidrotermales y lodolitas negras en una matriz retrabajada, lo cual se observa en la muestra CAM-35 / REOCU-169 (Figura 10A).

Discusión de resultados

Con base en la estratigrafía y petrografía registradas en el túnel Consorcio se pueden hacer varias observaciones respecto al contexto geológico local y regional.

Sustentado en el trabajo de campo en la mina de Cunas, se pudo determinar que la Formación Furatena presenta un espesor parcial entre 132,7-133,5 m, mientras que la Formación Muzo, presenta un espesor

entre 311,3-312,1 m (con 80 cm de intervalo de transición). Igualmente, en el túnel Consorcio la base de Furatena no se observa; caso semejante ocurre con el tope de la Formación Muzo. Esta última tiene un espesor mayor que en la sección tipo (160 m en la vía Pauna-Borbur, según Reyes *et al.*, 2006), aunque es muy similar al reportado en otras minas del CEOC (en Muzo-Quipama ronda aproximadamente 300 m según Reyes *et al.* (2006) y Terraza-Melo (2019)). Petrográficamente, no hay mayores diferencias entre este estudio y otros similares (Jiménez, 2017, 2020; Ramírez-Juya, 2020; Romero-Ordóñez *et al.*, 2021); donde estos autores describen rocas de composición mixta en la Formación Muzo, denotando las mismas etapas de mineralización (Figura 11A, 11C, 11D).

Los segmentos 1 al 7 descritos podrían corresponder a la Formación Furatena, ya que en la sección tipo de esta unidad (Reyes *et al.*, 2006) se describen rocas predominantemente siliciclásticas sin esmeraldas. El contacto entre Furatena y la suprayacente Formación Muzo se considera de carácter gradacional. Este contacto representa el cambio de ambiente marino somero a uno más profundo (posible superficie transgresiva), al pasar de lodolitas-limolitas ricas en micas y alternadas con arenitas de grano medio con pocos niveles calcáreos carbonosos, a lodolitas negras de gran espesor cementadas por carbonatos con niveles que llegan a ser calcáreos *sensu stricto*, según Dunham

(1962), tal como se ve en la Figura 5B. A medida que se asciende en la secuencia estratigráfica, las rocas contienen cada vez más fósiles y sedimentación química notoria, con posible incidencia de tormentas que podrían representar eventos de alta energía, sugerido por la presencia de intercalación de capas de arenitas de grano fino. En el segmento 8 se reconocen vetas de carbonatos mineralizadas, las cuales son productoras de esmeraldas y, por tanto, constituyen una evidencia geológica de que estas rocas corresponden a la Formación Muzo.

Entre la región del VMM, en áreas de Barichara-Villanueva y la subcuenca Magdalena-Tablazo (de la cuenca cordillera Oriental), hay contrastes y similitudes. Antes del trabajo de Reyes *et al.* (2006) la Formación Paja se consideraba como hospedadora de esmeraldas en el CEOC (Rodríguez y Ulloa, 1994). Petrográficamente, algunos segmentos del túnel Consorcio son equivalentes a rocas de la Formación Paja (Figura 11A, 11B), descrita en la sección tipo (Montoya-Arenas, 2019), teniendo en dicha sección una composición más calcárea puesto que allí el ambiente de depósito fue de plataforma interna en ambientes intermareales y supramareales, corroborable a medida que se asciende estratigráficamente. Además, la Formación Paja en la sección tipo presenta varias litologías calcáreas como *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *blindstone*, etc. (Figura 11B, 11E, 11F).

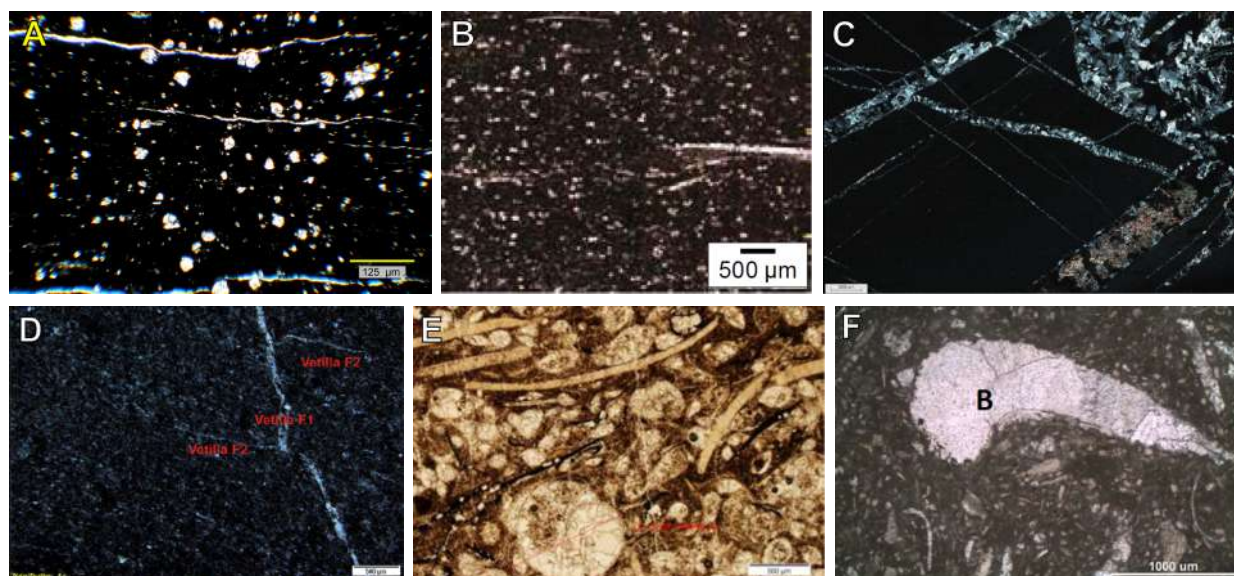


Figura 11. Microfotografías petrográficas de rocas de la Formación Paja y Formación Muzo. **A.** Lodolita micrítica, presente estudio (Cunas, Formación Muzo). **B.** *Mudstone* calcáreo, sección tipo (quebrada La Paja, Formación Paja) (Montoya-Arenas, 2019). **C.** Lodolita rica en materia orgánica (Las Pavas, Formación Muzo) (Ramírez-Juya, 2020). **D.** Micrita limosa (Puerto Arturo, Formación Muzo) (Jiménez, 2017). **E.** *Packstone* fosilífero (Barichara, Formación Paja) (Atuesta-Ortiz, 2018). **F.** *Packstone* (Villanueva, Formación Paja) (Valderrama, 2020).

Las texturas y estructuras descritas anteriormente (por ejemplo, venas de calcita fibrosa) no solo se presentan en la Formación Muzo, ya que [Rivera et al. \(2018\)](#) las describe también en la Formación Paja en la subcuenca Magdalena-Tablazo, lo que sugiere que este rasgo puede estar ligado a la historia diagenética que han sufrido todas estas rocas cretácicas, y que en estas localidades (aparte del CEOC) ocurrieron también las etapas de albitización y carbonización (I) ya que en ambas ocurrió reducción temprana del sulfato. Ahondando más en este último análisis y con base a las relaciones de corte vistas petrográficamente en el CEOC (concretamente en la mina de Cunas), sugieren que la materia orgánica de las rocas incidió en la reducción temprana de sulfato formando piritita euhedral, y luego alcanzó mayor temperatura en las soluciones hidrotermales (mostrada por su alta madurez térmica) y cristalizando en las venas de carbonatos romboédricos conteniendo esmeraldas.

Al comparar los rangos temporales de la Formación Paja en su sección tipo (Barremiano temprano-Albiano temprano) y la Formación Muzo en el túnel Consorcio (Valanginiano tardío-Barremiano/Aptiano temprano

(?)), además del trabajo de [Rivera et al. \(2018\)](#), se muestra claramente que las unidades son equivalentes temporalmente. Además, en términos de estratigrafía secuencial, la Formación Paja inicia con una superficie transgresiva en la parte más profunda de la cuenca durante la secuencia 2 (es decir, coincide con secuencias transgresivas o *transgressive system tract*, TST) o bien con el límite de secuencias 2 cuando se preservan facies de rampa interna en secuencias agradacionales de bajo nivel del mar o *lowstand system tract* (LST) ([Figura 12](#)), según [Rivera et al. \(2018\)](#). En la mina Cunas se preservan facies lagunares (pantanos debido a la presencia de lodolitas negras enriquecidas en materia orgánica), lo que sugiere que la línea de costa estuvo en un régimen transgresivo, donde la Formación Muzo representa depósitos transgresivos acomodados durante la secuencia 2, abreviado como TST-2 ([Figura 12](#)). Lo anterior coincide con el aumento en la sedimentación química y presencia de fósiles al ascender estratigráficamente en el túnel Consorcio, porque a medida que el mar transgrede, se depositan horizontes fosilíferos guía regionales hasta que se alcanza una superficie condensada, superficie de máxima inundación o *maximum flooding surface* (MFS).

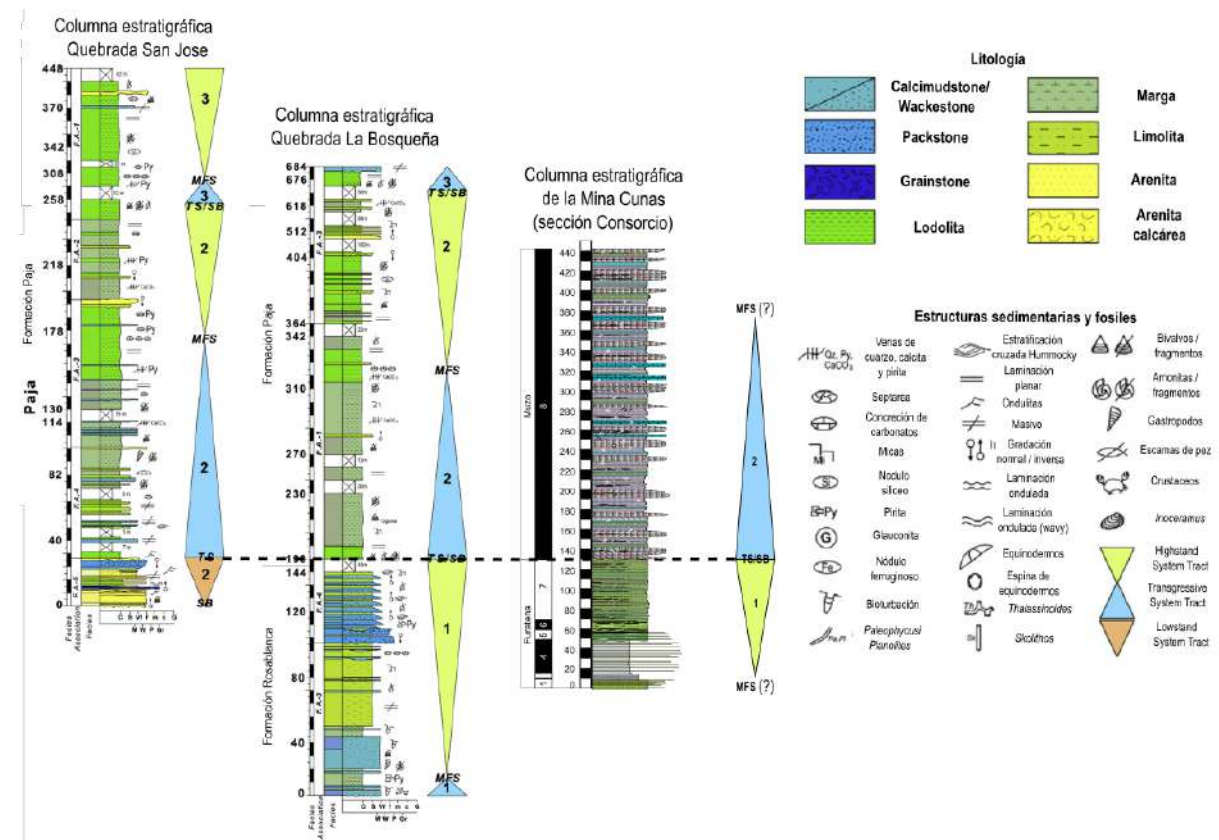


Figura 12. Correlación estratigráfica entre Consorcio y otras localidades en la cuenca Magdalena-Tablazo y valle medio del Magdalena. Modificado de [Rivera et al. \(2018\)](#).

Es posible que exista una MFS en la sección Consorcio, aunque debido a la falta de detalle en el muestreo estratigráfico no se reconoció, siendo probable que parte de los depósitos agradacionales de alto nivel del mar o *highstand system tract* (HST) estén representados por espesos pantanos intercalados con tormentitas (?) puesto que el segmento 8 preserva capas métricas de arenita, y los cambios de espesor de la Formación Muzo entre Cunas y la sección tipo (Figura 2, Figura 13) pueden deberse a la paleobatimetría conferida por la geometría de *grabens* y *semi-grabens* en que se depositaron estas rocas, siendo Cunas un yacimiento de esmeraldas desarrollado en el flanco de una estructura de plegamiento ligada a *fault-related fold* debido a reinversión tectónica (Branquet *et al.*, 1999).

Por lo tanto, estos depósitos en el CEOC estarían ligados al desarrollo de sistemas transpresivos, lo cual además se complementa con las evidencias petrográficas que muestran en la secuencia paragenética una etapa de carbonitización (II) acompañada del desarrollo estructuras y microestructuras brechadas, dando a entender que en otros puntos de la cuenca cretácica diferentes al CEOC pueden existir depósitos de esmeraldas ya que otros estudios sustentan un origen connato para los fluidos hidrotermales mineralizantes (Branquet *et al.*, 1999; Giuliani *et al.*, 2019).

Conclusiones

En la mina de Cunas hay cinco etapas de mineralización: 1) premineral que conserva estructuras relicticas en rocas de la Formación Muzo; 2) albitización debido

al metasomatismo sódico donde cristalizan albita, microclina y moscovita-paragonita; 3) carbonitización (I) donde se introducen venas de calcita fibrosa, pirita euedral y yeso; 4) carbonitización (II) que dio lugar a la maduración térmica de materia orgánica incidente en la reducción temprana del sulfato, formando brechas de venas de calcita-dolomita romboédricas, cuarzo, moscovita rica en Cr (fuchcita?), fluorita, parisita y esmeralda; y 5) etapa tardía favorecida por brechamiento, formando óxidos e hidróxidos de hierro y probablemente caolinita-sericita.

La secuencia paragenética y estructuras que comparten las formaciones Muzo y Paja sugieren que posiblemente en otros puntos de la cuenca cretácica (Magdalena-Tablazo y VMM) las etapas de albitización y carbonitización (I) pudieron haber ocurrido, siendo incluso estas etapas restringidas a una historia diagenética común.

Estratigráficamente, la Formación Muzo (Hauteriviano-Barremiano) descrita en el túnel Consorcio es equivalente a la Formación Paja (Valanginiano tardío-Albiano temprano) descrita en el VMM y otras localidades, porque además de abarcar un rango temporal similar, las litofacies muestran que la Formación Muzo registra las secuencias TST-2 y posiblemente HST-2 descritas en la Formación Paja. El espesor de la Formación Muzo aflorante en Cunas (~311 m, diferente a los 160 m de su sección tipo) se debe posiblemente a la paleobatimetría de depósito conferida por estructuras de graben y semi-graben posteriormente invertidas durante la orogenia andina.

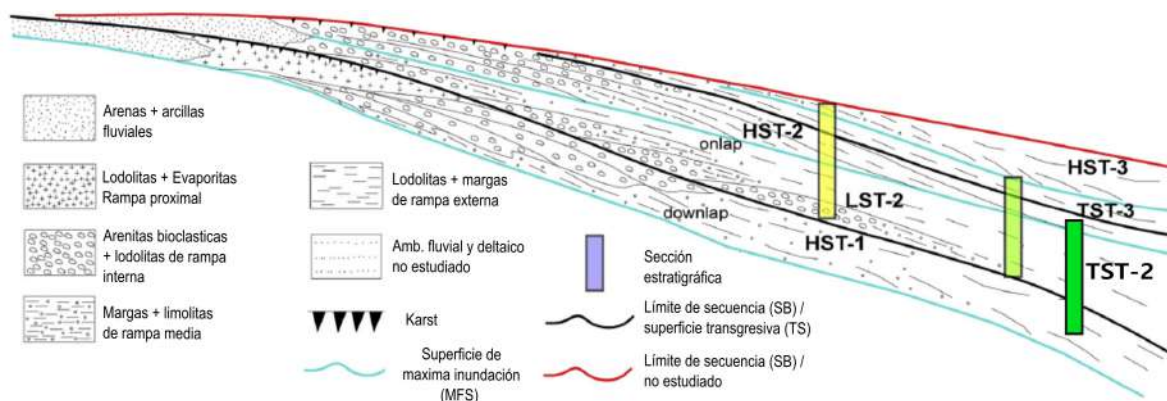


Figura 13. Diagrama Wheeler, donde se muestra la sección Consorcio (verde esmeralda), quebrada San José (verde claro), quebrada La Bosqueña (amarillo). Modificado de Rivera *et al.* (2018).

El carácter mixto de la Formación Muzo (con predominio de limolitas micríticas), a diferencia de la Formación Paja (calcárea), se debe a que el CEOC pudo estar mas cerca a la línea de costa respecto al VMM y otras localidades, conservando facies lagunares y de pantanos depositadas en regimen transgresivo con influencia de tormentas. Se sugiere hacer estratigrafía más detallada y análisis de facies con el fin de caracterizar mejor MFS, TST-2 y HST-2 para confirmar la naturaleza transgresiva del contacto entre las formaciones Furatena y Muzo.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Nacional de Colombia por haber permitido la realización de esta investigación. A las empresas C I GEMTEC S.A.S. y Esmeraldas Santa Rosa S.A. A Camilo Sánchez (Green Shine S.A.S.), Orlando Rodríguez, Hugo Rodríguez, Edwin Sua y William Rincón. Al Centro de Desarrollo Tecnológico de la Esmeralda Colombiana (CDTEC). Los aportes y comentarios de miembros de la Universidad Nacional de Colombia: Ariel Cadena, Thomas Cramer, Juan Carlos Molano, Denis Sánchez, Germán Bonilla, Gonzalo Valdivieso y Nicolás Tique fueron muy importantes. Igualmente, las observaciones de los revisores y pares académicos fueron significativas en la elaboración de este manuscrito.

Referencias

- Aranguren-Canal, D.A.; Gordillo, S.C.; Martín-Ravelo, A.; Moreno-Ramón, M.F.; Solano-Gil, D.F. (2020). Análisis neotectónico y de dinámica fluvial en las cuencas de los ríos Batá y Guavio, Cordillera Oriental de Colombia. Universidad Nacional de Colombia.
- Atuesta-Ortiz, D.A. (2018). Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica del contacto entre las formaciones Rosablanca y Paja en la Mesa de Barichara, Santander. Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Beus, A.A. (1960). *Geokhimija berillija i geneticheskie tipy berillievyykh mestorozhdeniy*. 1st ed. Academy of Science of the U.S.S.R.
- Beus, A.A. (1979). Sodium - a geochemical indicator of emerald mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia. *Journal of Geochemical Exploration*, 11(2), 195-208. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(79\)90023-2](https://doi.org/10.1016/0375-6742(79)90023-2)
- Branquet, Y.; Laumonier, B.; Cheilletz, A.; Giuliani, G. (1999). Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization. *Geology*, 27(7), 597-600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0597:EITECO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0597:EITECO>2.3.CO;2)
- Branquet, Y.; Giuliani, G.; Cheilletz, A.; Laumonier, B. (2015). Colombian emeralds and evaporites: tectono-stratigraphic significance of a regional emerald-bearing evaporitic breccia level. *13th SGA Biennial Meeting*, Nancy, Francia.
- Bürgl, H. (1956). Situación geológica de las minas de esmeraldas de Muzo, Boyacá. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 9(36-37), 381-388.
- Campos-Alvarez, N.O.; Roser, B.P. (2007). Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(4), 271-289. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.02.003>
- Cheilletz, A.; Giuliani, G. (1996). The genesis of colombian emeralds: a restatement. *Mineralium Deposita*, 31(5), 359-364. <https://doi.org/10.1007/BF00189183>
- Condie, K.C. (1991). Another look at rare earth elements in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(9), 2527-2531. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90370-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90370-K)
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Ed.). *Classification of carbonate rocks. A Symposium. American Association of Petroleum Geologists Memoir* (pp. 108-121). 1st ed.
- Fabre, A. (1983a). La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Primera parte: Estudio cuantitativo de la subsidencia. *Geología Norandina*, 8, 49-61.
- Fabre, A. (1983b). La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario inferior. Segunda parte: Esquema de evolución tectónica. *Geología Norandina*, 8, 21-27.

- Folk, R.L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company.
- Giuliani, G.; Cheilletz, A.; Arboleda, C.; Rueda, F.; Carrillo, V.; Sheppard, S.M.F. (1999). Geoquímica y origen de los depósitos de esmeraldas en Colombia. *Boletín de Geología*, 21(36), 7-13.
- Giuliani, G.; Groat, L.A.; Marshall, D.; Fallick, A.E.; Branquet, Y. (2019). Emerald deposits: A review and enhanced classification. *Minerals*, 9(2). <https://doi.org/10.3390/min9020105>
- González, A.; García-Tolosa, J.; Bonilla, G.; Cedeño, J.; Angarita, L.G. (2019). Geology of the La Pava emerald mine, Colombia. *15th SGA Biennial Meeting*, Nancy, Francia.
- Groat, L.A.; Giuliani, G.; Marshall, D.D.; Turner, D. (2008). Emerald deposits and occurrences: A review. *Ore Geology Reviews*, 34(1-2), 87-112. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.09.003>
- Jiménez, J.F. (2017). Estudio químico, mineralógico y espectroscópico de esmeraldas colombianas de los distritos mineros de Chivor, Muzo y Coscuez y su aplicación en la determinación de origen geográfico. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Jiménez, S. (2020). Planteamiento y caracterización de la secuencia paragenética a través de análisis petrográfico, inclusiones fluidas y espectroscopía Raman de la mineralización presente en el túnel “Cromo-Pomponio-Santodomingo” de la mina La Pava municipio de Quípama, Boyacá. Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Leventhal, J.S. (1990). Organic matter and thermochemical sulfate reduction in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Economic Geology*, 85(3), 622-632. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.3.622>
- Mantilla, L.; Tassinari, C.; Mancini, L. (2006). Estudio de isótopos de C, O, Sr y de elementos de tierras raras (REE) en rocas sedimentarias cretácicas de la Cordillera Oriental (Dpto. de Santander, Colombia): implicaciones paleohidrogeológicas. *Boletín de Geología*, 28(1), 61-80.
- Martín-Ravelo, A. (2020). Caracterización mineralógica y espectral de las rocas del cinturón esmeraldífero occidental (formaciones Furatena y Muzo) y su relación con la Formación Paja del Valle Medio del Magdalena. Implicaciones en la mineralización de esmeraldas en Cunas (Maripí, Boyacá). Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Maya, M.; Buenaventura, J.; Salinas, R. (2004). Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia. INGEOMINAS.
- Mendoza-Parada, J.E. (1996). Anotaciones geoquímicas para exploración de esmeraldas en la región de Muzo-Coscuez con base en la relación Na/K y elementos traza. *Geología Colombiana*, 21, 89-98.
- Montoya-Arenas, D.M. (2019). Formación La Paja: Descripción de la sección tipo. Influencia de los tapices microbiales en su génesis. En: F. Etayo-Serna (Ed.). *Estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico en la región del embalse del río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena* (pp. 51-67). Servicio Geológico Colombiano.
- Morales, L. (1958). General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. In: L.G. Weeks (Ed.). *Habitat of Oil* (pp. 641-695). American Association of Petroleum Geologists.
- Moreno, G.; Terraza, R.; Montoya, D. (2009). Geología del cinturón esmeraldífero oriental (CEOR). *Boletín de Geología*, 31(2), 51-67.
- Mount, J. (1985). Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32(3), 435-442. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00522.x>
- Ramírez-Juya, V. (2020). Secuencia paragenética presente en el túnel “Cromo-Pomponio-Santo domingo” de la mina La Pava municipio de Quípama, Boyacá obtenida a partir de la caracterización petrográfica, análisis de inclusiones fluidas y espectroscopía Raman. Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.

- Reyes, G.; Montoya-Arenas, D.M.; Terraza-Melo, R.; Fuquen, J.; Mayorga, M.; Gaona, T. (2006). Geología del cinturón esmeraldífero occidental. Planchas 169, 170, 189 y 190 (Vol. 170). Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- Rivera, H.A.; Le Roux, J.P.; Sánchez, L.K.; Mariño-Martínez, J.E.; Salazar, C.; Barragán, J.C. (2018). Palaeoredox conditions and sequence stratigraphy of the Cretaceous storm-dominated, mixed siliciclastic-carbonate ramp in the Eastern Cordillera Basin (Colombia): Evidence from sedimentary geochemical proxies and facies analysis. *Sedimentary Geology*, 372, 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.003>
- Rodríguez, E.; Ulloa, C.E. (1994). Mapa geológico de la plancha 189 La Palma, Escala 1:100.000. (INGEOMINAS).
- Romero-Ordóñez, F.H. (1993). Mineralogia, inclusões fluídas e gênese de esmeraldas das jazidas de Chivor, Coscuez, Muzo, Pacho e Yacopi, Colômbia. Tesis de Maestría, Universidad de São Paulo, Brasil.
- Romero-Ordóñez, F.H. (1998). Esmeraldas Colombianas: Mineralogia, geologia e genese. Tesis de Doctorado, Universidade de Sao Paulo, Brasil. <https://doi.org/10.11606/T.44.1998.tde-11112015-154809>
- Romero-Ordóñez, F.H. (2003). Características mineralógicas y gemológicas de la aguamarina del distrito minero de Chivor, Colombia. *Geología Colombiana*, 28, 95-100.
- Romero-Ordóñez, F.H.; González-Durán, A.F.; García-Tolosa, J.; Rotlewicz-Cohen, J.; Cedeño-Ochoa, C.J.; Alvarado-González, H.R.; Angarita-Sarmiento, L.G. (2021). Mineralogy and fluid inclusions of the Cunas emerald mine, Maripí - Boyacá, Colombia. *Earth Sciences Research Journal*, 25(2), 139-156. <https://doi.org/10.15446/esrj.v25n2.90210>
- Terraza-Melo, R.; Montoya-Arenas, D. (2011). La esmeralda de Colombia en su ámbito geológico. INGEOMINAS.
- Terraza-Melo, R. (2019). Notas sobre el contexto tectonoestratigráfico de formación de las esmeraldas colombianas. *Boletín Geológico*, 45, 37-48. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.45.2019.486>
- USGS (1997). Radioactive elements in Coal and Fly Ash: Abundance, forms, and environmental significance. U.S. Geological Survey.
- Valderrama, L. (2020). Caracterización petrográfica e interpretación ambiental de la parte inferior y media de la Formación Paja en el municipio de Villanueva, Santander. Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.

Fecha de recibido: 5 de octubre de 2021

Fecha de aprobado: 28 de febrero de 2022
