UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Análisis fractal de las brechas hidrotermales en ambos cinturones esmeraldíferos: Mecanismos de brechamiento y evolución

Camilo Andrés Betancur Acevedo

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá D.C, Colombia
2025

Análisis fractal de las brechas hidrotermales en ambos cinturones esmeraldíferos: Mecanismos de brechamiento y evolución

Camilo Andrés Betancur Acevedo

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:

M. Sc. Geología

Director (a):

Ph.D. Andreas Kammer

Línea de Investigación:

Geología Estructural

Grupo de Investigación en Geología Estructural y Tectónica Aplicada

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C, Colombia

2025

Este trabajo está dedicado a mi madre,

Pues todo se lo debo a ella.

Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que contribuyeron de manera significativa en la realización de este trabajo. En primer lugar, deseo agradecer a mi director de tesis Andreas Kammer, por su orientación experta, su paciencia, sus consejos y sugerencias fueron fundamentales para dar forma a este texto y llevarlo a su estado final. Agradezco también a Andrés Felipe González por su colaboración invaluable en la investigación y aportes a este documento. Sus aportes fueron imprescindibles para enriquecer el contenido del documento. Quiero expresar mi gratitud al equipo del CDTEC en especial a Valeria Juya y Javier García Toloza, pues gran parte de las cosas presentadas aquí fueron desarrolladas en conjunto con ellos. A todas las personas que siempre estuvieron dispuestas a ofrecer su ayuda y apoyo en cada etapa de este proyecto. Sus comentarios y sugerencias fueron de gran valor y contribuyeron en gran medida a mejorar la calidad de este trabajo.

Por otra parte, no puedo pasar por alto el apoyo de mi pareja Ivette Sepúlveda por tanta paciencia, tantos consejos y tantos empujones para poder seguir adelante y terminar este trabajo, gracias por levantarme en momentos tan oscuros, y siempre creer en mí. En verdad, la vida a tu lado es más feliz.

Quiero dedicar un profundo agradecimiento a mi familia, por su amor incondicional, su constante aliento y su comprensión durante este proceso. Su apoyo fue mi mayor fortaleza y motivación para seguir adelante en los momentos más difíciles. Además, quiero dar una parte de mis palabras a mis abuelitos y a mi tío que no pudieron ver la finalización de este proyecto y que gracias a ellos soy la persona que soy, gracias por tantos años de felicidad y gracias por tanto amor, su legado ha dejado una huella imborrable en mi vida.

Por último, quisiera aprovechar este espacio, para darle unas palabras a mi madre. Mami, cualquier cosa que te diga y escriba se quedará corta ante todo lo que has hecho por mí, eres la persona más fuerte, y al mismo tiempo más frágil, y no dejo de admirar como sigues adelante ante cualquier adversidad, aunque a veces estemos rotos por dentro y aunque a veces el cuerpo no da más, a veces llenos de lágrimas me enseñaste a continuar. Eres mi mayor inspiración para nunca detenerme, y espero algún día poderte retribuir, aunque fuera un poco de todo el amor que he recibido de ti. No me cabe la menor dudad de que tu presencia en mi vida y tu amor son los tesoros más preciados que he recibido, y me hacen sentir la persona más afortunada del mundo. Mami, quisiera dedicarte este trabajo pues como dije en las primeras páginas, **todo te lo debo a ti**.

A todas estas personas, mi más sincero agradecimiento. Este trabajo no habría sido posible sin su generosidad, apoyo y dedicación.

Declaración de obra original

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Original firmado _____.

Nombre: Camilo Andrés Betancur Acevedo

Fecha 03/2025

2025

Resumen

Se determinaron los mecanismos que dieron lugar al brechamiento que permitió la migración de los fluidos hidrotermales generadores de las esmeraldas colombianas en ambos cinturones esmeraldíferos. A partir del desarrollo de un análisis petrográfico se observaron los diferentes eventos hidrotermales que actuaron en estos cinturones. Posteriormente, se hizo un análisis de espectroscopía Raman en la fase gaseosa presente en las inclusiones fluidas, para determinar las bandas que componen el doblete de Fermi en minerales de las diferentes etapas hidrotermales, con la intención de calcular un acercamiento a la presión a la que fue sometida la roca en dichos eventos. Finalmente, partiendo de un análisis fractal de las brechas presentes en la zona, se determinaron los mecanismos de brechamiento desarrollados en ambos cinturones esmeraldíferos a lo largo de la historia hidrotermal. Aunque ambos cinturones presentaron eventos hidrotermales similares, el cinturón oriental presenta en general presiones más bajas para los eventos hidrotermales en comparación con el occidental. Además, en este cinturón, los mecanismos de brechamiento muestran un evento corrosivo de mayor intensidad y con una energía mecánica menor que en el occidental. Por último, la presencia de procesos de fluidización en el cinturón oriental (al igual que en el occidental) sugiere la posibilidad de una migración de clastos predominantemente asistida por fluidos, en lugar de una migración impulsada por halocinesis.

Palabras clave: Esmeraldas, Brechamiento, Análisis Fractal, Doblete Fermi, Eventos hidrotermales.

Abstract

Fractal Analysis of Hydrothermal Breccias in Both Emerald Belts: Brecciation Mechanisms and Evolution

The present study investigated the breccia mechanisms that allowed emerald-bearing hydrothermal fluids to migrate in both emerald belts in Colombia. Three different hydrothermal events were determined using petrographic analysis. Subsequently, Fermi diad bands were obtained by Raman spectroscopy in gaseous inclusions to calculate the pressure of the rock in minerals of those events. Finally, based on a fractal analysis of the breccias present in the area, the brecciation mechanisms developed in both emerald belts throughout hydrothermal history were determined. Although both belts experienced similar hydrothermal events, the eastern belt generally exhibits lower pressures for hydrothermal events compared to the western belt. Moreover, in the eastern belt, brecciation mechanisms indicate a more intense corrosive event with lower mechanical energy than in the western belt. Lastly, the presence of fluidization processes in the eastern belt (as well as in the western belt) suggests the possibility of clast migration predominantly assisted by fluids, rather than migration driven by halokinesis.

Keywords: Emeralds, Breccia mechanisms, Fractal analysis, Fermi diad, hydrothermal events.

Contenido.

1 Justificación 1

2 Objetivo general 3

3 Antecedentes 4
3.1 Marco regional: Evolución de la cordillera oriental 4
3.2 Marco geológico de las esmeraldas colombianas 7
3.3 Estratigrafía de los cinturones 9
3.3.1 Cinturón Occidental 9
3.3.2 Cinturón Oriental 13
3.4 Aspectos Estructurales 17
3.4.1 Cinturón occidental 17
3.4.2 Cinturón oriental 21
3.5 Espectroscopia Raman 22
3.6 Doblete de Fermi 23
3.7 Análisis de la Dimensión fractal: 24
3.7.1 Fractales 24
3.7.2 Distribución de tamaño de partículas (Ds) 26
3.7.3 Morfología de los clastos 27

4 Planteamiento del problema 29
4.1 Cinturón occidental 29
4.2 Cinturón oriental 30

5 Metodología 31
5.1 Petrografía 31
5.2 Dimensión fractal y parámetros morfológicos 31
5.3 Doblete de Fermi 33

6 Resultados 35
6.1 Petrografía 35
6.1.1 Cinturón oriental 35
6.1.2 Cinturón Occidental 42
6.2 Parámetros morfológicos y análisis de la Dimensión fractal: 48
6.2.1 Circularidad 48
6.2.2 Distribución de tamaño de clastos (Ds) 49
6.2.3 Dimensión fractal de la rugosidad (Dr) 50
6.3 Doblete de Fermi (Geo-barómetro) 54
6.3.1 Primer evento hidrotermal (Albitización) 54

6.3.2 Segundo evento hidrotermal (Carbonatización-Cristalización de esmeralda)..54
6.3.3 Segundo evento hidrotermal (Carbonatización en general) 55

7 Discusión 56
7.1 Mecanismos de brechamiento..... 56
7.1.1 Cinturón oriental 56
7.1.2 Cinturón occidental 57
7.1.3 Condiciones de los eventos hidrotermales.....58

8 Conclusiones.....58

9 Bibliografía 60

10 Scripts Matlab.....71
10.1 Cálculo de la dimensión fractal 71
10.2 Doblete de Fermi 71

11 Macros ImageJ 75
11.1 Macro de Berube et. al para Mapeo de distancias euclidianas..... 75
11.2 Macro para hallar la dimensión fractal de la rugosidad con el método de distancias euclidianas 76
11.3 Macro para hallar la dimensión fractal de la rugosidad con el método Minkowski–Bouligand 76

Lista de figuras

Figura 1. Secuencia Lito-estratigráfica tomada y editada de Mora et al (2010), se ubican las formaciones productoras de esmeraldas con un símbolo verde. 6
Figura 2. Esquema de inversión del Rift mesozoico desde el Oligoceno, hasta hoy (Mora et al., 2013). 7
Figura 3. Mapa geológico de la zona esmeraldífera (Pignatelli et al., 2015). Columnas estratigráficas generalizadas de los niveles esmeraldíferos para cada uno de los cinturones (Terraza et al., 2008; 2011). 9
Figura 4. Columna generalizada de las formaciones Rosablanca y Furatena tomado y modificado de Terraza (2019)..... 11
Figura 5. Columna estratigráfica de las Formaciones Muzo, Capotes y Tablazo (Terraza, 2019)..... 12
Figura 6. Columna estratigráfica de la Formación Santa Rosa (Berriasiano) tomado de Terraza et al. (2008)..... 14
Figura 7. Columna estratigráfica de la Formación Chivor (Berriasiano) tomado de Terraza et al. (2008)..... 16
Figura 8. A). Imagen esquemática de una brecha por comminución tectónica (Jébrak, 1997). B). Fotografía de brecha creada por comminution tectónica en Minnesota. Tomada de John (2015) 18
Figura 9. Brecha hidraulica de Coscuez. Tomada de Giuliani et al. (2017)..... 19
Figura 10. Brecha por procesos de fluidización tomada en las minas de Oriente (Cinturon esmeraldífero oriental). En donde se observa: Fragmentos de la roca huésped, fragmentos blancos de rocas alteradas previamente por fluidos ricos en sodio y fragmentos de venas anteriores al proceso. La matriz de la roca está compuesta por partículas de roca (fragmentos finos) derivada de la trituración del shale y minerales hidrotermales (calcita, dolomita, pirita) que rellenan espacios y reemplazan fragmentos. Foto: A. Kammer. 20
Figura 11. Diagrama Jablonsky, en donde se observa el comportamiento de la energía de un haz de luz monocromático con una energía constante (flechas verdes), en donde se excita un electrón a un estado virtual de energía, cuando el electrón cae nuevamente, puede caer a un nivel de energía superior (flecha naranja) o inferior (flecha azul) a la inicial, esto se denomina dispersión Raman tomado y modificado de Smith & Den (2005). 23
Figura 12. Explicación de la dimensión fractal en objetos euclidianos (línea) 24
Figura 13. Explicación de la dimensión fractal en objetos euclidianos (cuadro) 25

Figura 14. Explicación de la dimensión fractal en objetos euclidianos (Cubos)..... 25
Figura 15. Gráfica Log-Log del número de partículas más grandes que S contra el tamaño S de las partículas, la dimensión fractal se determina a partir de la pendiente de la gráfica 27
Figura 16. Representación del método Minkowski–Bouligand de un borde de un clasto, en verde el número de cajas (Nd) de tamaño que se necesitan para abarcar todo el borde. Con su respectiva gráfica de log (Nd) vs log (d) 28
Figura 17. Gráfica del Ln del area de la Minkowski-Sausage contra el logaritmo del ancho de las bandas que recubren el borde del fragmento, de la pendiente se obtiene la dimensión fractal Fd. 29
Figura 18. Fotografía de la muestra con su respectiva imagen analizada en el software imageJ. 32
Figura 19. Imagen del paso a paso del método Minkowski–Bouligand. De la brecha se selecciona un fragmento, a ese fragmento se le halla la línea de borde, a ese borde se le hace el conteo de cajas, y luego se gráfica. 32
Figura 20. Imagen del paso a paso del método de mapeo de distancias euclidianas. De la brecha se selecciona un fragmento, a ese fragmento se le halla la línea de borde, a ese borde se dibuja con diferentes grosores, y se le calcula el área (Minkowski- Sausage) y se gráfica esa área contra su grosor, de la pendiente se calcula la dimensión fractal con la Ecuación 12. 33
Figura 21. Doblete de Fermi representando los picos R1 (verde) y R2 (rojo). Con su respectiva tabla descriptiva (hallada con el script de Matlab) 34
Figura 22. A) Lodolita negra rica en materia orgánica, con baja presencia de monacita, se observa vetilleo de albita. Todo se encuentra cortado por una vena de calcita (XPL). B) Limolita con intercalaciones de bandas albitizadas. La pirita ocurre en bajas proporciones; PPL. C) Roca albitizada cortada por vena de calcita (contacto con la roca es corrosivo). D) Roca con alta materia carbonosa abierta por fluidos ricos en albita. Ab: albita, Ca: calcita, Mo: monacita, Py: pirita, Ru: rutilo; PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados, PPR: luz reflejada (Fotos tomadas de los informes técnicos 1 y 3 del CDTEC)..... 36
Figura 23. A) Lodolita negra carbonosa cortada por vetillas de albita perpendiculares a la estratificación de la roca caja. B) Albita parcialmente reemplazada por dolomita, se observan bordes bastante corroídos por la presencia del carbonato. C) Lodolita negra carbonosa con vetilla de albita y esmeralda. D) Vetilla de albita con presencia de albita, fluorapatita, xenotima y esmeralda. E) Fluorapatita en una vena con dolomita y esmeralda. F) Lodolita negra con ligero brechamiento causado por la inyección de vetillas de dolomita, cuarzo y pirita G) Asociación entre cuarzo, pirita, calcita y dolomita. H) Cristal de dolomita con zonación producto de la inclusión de material carbonoso debido al crecimiento del cristal. Abreviaciones: Ab: albita, Ca: calcita, Do: dolomita, Em: esmeralda, Py: pirita, Qz: cuarzo; PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados. (Las imágenes fueron tomadas de los informes 1, 3 y Ubalá del CDTEC). 39
Figura 24. A) Vetillas de albita y calcita cortando albitita. B) Cristales euhedrales de calcita y euclasa C) Vena de euclasa, albita y calcita en albitita D) Dos generaciones de calcita.

Abreviaciones: Ab: albita, AL: albitita, Ca: calcita, Eu: euclasa; PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados (Las imágenes fueron tomadas del informe 3 del CDTEC)..... 40
Figura 25. Brechas polimícticas por debida a procesos de fluidización presentes en el cinturón oriental, la matriz de la brecha está principalmente compuesta por partículas de la roca caja, mientras que los fragmentos de las venas y de la roca caja han sufrido alta rotación y transporte..... 42
Figura 26. A) Intercalaciones de niveles de limolitas con distintos tamaños de grano. B) Cristal de albita (Corbatín) atravesando un bandeamiento de albita y carbonatos. C) Limolita con abundante contenido de materia orgánica y cristal de parisita-(Ce). D) Presencia de rutilo y pirita autigénica. Al: albita, Pa: parisita-(Ce). 43
Figura 27. A) Venas de albita, perpendiculares al contacto de la roca, con presencia de cuarzo, y calcita. B) Vetilla de calcita fibrosa reabierta por inyección de albita. C) Limolita cortada por una vetilla de albita; que a su vez se encuentra cortada por una vetilla de calcita. E) Vena de albita dolomita y pirita, se evidencia reemplazamiento parcial de la albita por dolomita. Al: albita, Ca: calcita, Do: dolomita, Py: pirita (Las fotografías son tomadas del informe 1 del 2018 y el informe 3 del 2021 del CDTEC) 44
Figura 28. A) Cristales hexagonales de esmeralda con abundantes inclusiones sólidas y fluidas B) Cristales de esmeraldas en compañía de carbonatos C) Cristal de esmeralda hexagonal en asociación con calcita. D) Esmeralda en asociación con albita, cuarzo y calcita. E) Cristal euhedral de apatito rodeado de carbonato. Ca: calcita, Do: dolomita, Em: esmeralda (Imágenes tomadas de los informes 1, 2 y 3 de los informes del CDTEC). ... 45
Figura 29. A) Cristal de pirita con inclusiones de calcopirita y bornita; PPR. B) Oxidación supérgena de la pirita a goethita C) Maclas de deformación presentes en la calcita D) Dolomita con conminución por cataclasis; XPL. PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados y PPR: luz reflejada..... 46
Figura 30. A) Venas con alta presencia de albita cortando la roca caja B) Vena mineralizada con pirofilita en los bordes de las venas (imágenes tomadas de Reyes., 2016). 47
Figura 31. Gráfica de cajas y bigotes de la circularidad del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos, con su respectiva gráfica de frecuencia. 49
Figura 32. Gráfica de cajas y de la distribución del tamaño de los clastos (Ds) del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos..... 49
Figura 33. Gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal de la distribución del tamaño de los clastos (Ds). 50
Figura 34. Gráfica de cajas y bigotes de la dimensión fractal Dr con el método de Minkowski-Bouligand del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos, con su respectiva gráfica de frecuencia. 51
Figura 35. Gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal Dr (Minkowski–Bouligand), con sus las líneas de tendencia de ambos cinturones..... 51
Figura 36. Gráfica de cajas y bigotes de la dimensión fractal Dr con el método de mapeo de distancias euclidianas del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos, con su respectiva gráfica de frecuencia..... 52

Figura 37. Gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal Dr (Mapeo de distancias euclidianas), con sus las líneas de tendencia de ambos cinturones. 53
Figura 38. Gráficas de la distribución del tamaño de los fragmentos contra las diferentes dimensiones fractales Dr halladas, con sus las líneas de tendencia de ambos cinturones. 53
Figura 39. Presión calculada a partir del doblete de Fermi (Evento 1). 54
Figura 40. Presión calculada a partir del doblete de Fermi (Evento 2). 55
Figura 41. Presión calculada a partir del doblete de Fermi (Evento 2, Etapa final). 55
Figura 42. Mecanismos de brechamiento que actuaron en la generación de las brechas del cinturón oriental. Modificado de Jébrak (1997). 57
Figura 43. Mecanismos de brechamiento que actuaron en la generación de las brechas del cinturón occidental. Modificado de Jébrak, 1997 57

Lista de tablas

Tabla 1. Total de los fragmentos analizados de cada cinturón para hallar las diferentes dimensiones fractales. 31
Tabla 2. Secuencia paragenética generalizada de la mineralización de esmeraldas del CEOr. 41
Tabla 3. Secuencia paragenética generalizada de la mineralización de esmeraldas de Occidente. 48

1 Justificación

El grupo de Geología Estructural y Tectónica Aplicada (GETA) como parte integral del departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, entidad reconocida por COLCIENCIAS en el año 2019 en la categoría C en la medición y clasificación de grupos de investigación, cuenta con una amplia trayectoria de investigaciones llevadas a cabo en diferentes regiones de Colombia entre las que se destaca el margen Caribeño y una abundante producción científica en estudios de la Cordillera Oriental Colombiana, en artículos de investigación, tesis de pregrado y posgrado.

Nuestras investigaciones comprenden estudios estructurales, tectónicos y estratigráficos, combinados con técnicas de análisis mineral aplicadas al análisis de cuencas, evolución de eventos magmáticos, metamórficos y procesos hidrotermales. La finalidad de integrar estas diferentes aproximaciones es suministrar información física, geoquímica y geocronológica, llevando tales resultados a un contexto estructural local y regional, cuyas aplicaciones pueden enfocarse en la prospectividad y potencial de recursos minerales, energéticos e hídricos, así como la evolución de cadenas montañosas, procesos tectónicos y climáticos asociados.

En el marco de nuestro grupo contamos con la asesoría de diferentes centros de investigación a nivel internacional, con los cuales mediante convenios de cooperación investigativa buscamos promover la producción científica. Actualmente buscamos llevar estas colaboraciones a un escenario más aplicado, como es el caso de este proyecto particular. Gracias a estas cooperaciones contamos con el acceso a técnicas analíticas a un costo no-comercial.

Por esta razón es importante desarrollar proyectos de investigación, para avanzar en conocimiento científico y aplicado, permitiendo tanto la formación de talento humano como la producción científica, mediante trabajos de grado y artículos publicados en revistas indexadas de amplia circulación y con un alto factor de impacto. Esta es una necesidad imperativa para avanzar en el posicionamiento del Grupo de Investigación y ser reconocidos nacional e internacionalmente como líderes en investigación y generación de conocimiento geocientífico , entregando productos y servicios de impacto para el país, en este caso para el gremio esmeraldero, el cual conforma un sector pujante de la economía Colombiana, y presume un interés especial, dada la naturaleza peculiar y calidad de las esmeraldas Colombianas, que se han definido como únicas a nivel mundial.

La ocurrencia y/o concentración de minerales con interés económico obedece a una combinación favorable de varios sucesos geológicos que han ocurrido a lo largo del tiempo; por ende, en una fase exploratoria de cualquier proyecto minero-energético se hace de vital importancia comprender el entorno e historia geológica del área de interés. La combinación de metodologías básicas (y económicas) con nuevas tecnologías de laboratorio, no solo permiten generar conocimiento y apropiación de nuestros recursos naturales, si no que a su vez permiten comprender el comportamiento y variación espacial de los diferentes yacimientos, facilitando el control de inversión de las entidades mineras.

El área de investigación se desarrolló en ambos cinturones esmeraldíferos, comprendiendo sectores como Chivor, Gachala, Ubalá, Muzo, Peñas Blancas, la Pava, Pauna, etc. Lugares en los que se localizan las principales minas con producción, de acuerdo a lo proporcionado en el 2024 por Fedesmeraldas. En un marco global, el proyecto se incorpora a las iniciativas generadas por centros de investigación como la Universidad Nacional y el CDTEC, pretendiendo complementar la minería tradicional y optimizar un modelo empírico mezclándolo y complementándolo con técnicas e interpretaciones geológicas robustas.

El presente proyecto pretende ahondar en 2 factores que resultan vitales en la prospección y entendimiento de las brechas en las que se encuentran hospedadas las esmeraldas: 1) Mecanismos de brechamiento que marcaron el emplazamiento de los diferentes eventos hidrotermales presentes en el área 2) Condiciones físico-químicas de los diferentes eventos hidrotermales. Lo cual permitirá entender mejor cómo ha sido la historia de la deformación en ambos sectores, el entrampamiento de los fluidos hidrotermales como también condiciones y cambios regionales en la presión y temperatura. Otros análisis complementarios se pretenden realizar en conjunto con el apoyo y soporte del CDTEC, lo cual, se articulará mediante la propuesta de un modelo de deformación y emplazamiento regional y distribución areal local.

Además, esta propuesta también satisface las necesidades del programa de investigación del CDTEC, el cual se refiere al desarrollo de políticas, planes, programas y proyectos en materia de investigación geocientífica en los cinturones esmeraldíferos de Colombia, direccionándose a la realización de investigaciones con el objetivo de conocer y caracterizar la evolución, composición y procesos que determinan la configuración actual de los yacimientos de esmeraldas en Colombia

2 Objetivo general

Determinar los mecanismos de brechamiento originados por la migración de los fluidos hidrotermales que dieron lugar a los yacimientos de esmeralda en los cinturones esmeraldíferos oriental y occidental de la Cordillera Oriental de Colombia.

Objetivos específicos

- Análisis petrográfico (roca caja, brechas) de ambos cinturones esmeraldíferos, enfocándose en las formaciones Macanal (Formación Chivor para el cinturón oriental) y Paja (Formación Muzo para el cinturón occidental), con el fin de identificar etapas de mineralización, y caracterizar la historia de la mineralización.

- Determinación de la dimensión fractal del fracturamiento de la roca por medio de un análisis de la distribución del tamaño de las partículas (Ds).

- Determinación de la dimensión fractal del borde de grano (Dr), para definir la rugosidad de los fragmentos de brecha. Esto se desarrollará a partir de los métodos de mapeo de distancias euclidianas (EDM) y el método de Minkowski-Bouligand.

- Análisis comparativo de la dimensión fractal de las brechas productivas y no productivas de ambos cinturones esmeraldíferos, con el objetivo de determinar las diferentes etapas del brechamiento y los diferentes mecanismos que los generaron.

- Caracterización de las condiciones de presión (Usando datos de temperatura publicados) de los procesos que formaron los yacimientos de esmeraldas, aportando información clave para entender cómo se desarrolló su geología a lo largo del tiempo.

- Determinación de la presión de deformación con el uso de la espectroscopía Raman para calcular la densidad del CO_2 con el uso del doblete de Fermi, esto se desarrolla en la fase gaseosa de las inclusiones fluidas de los minerales de las diferentes etapas hidrotermales.

3 Antecedentes

3.1 Marco regional: Evolución de la cordillera oriental

La sucesión lito-estratigráfica al oriente de la cordillera oriental, inicia con el basamento metamórfico del Grupo Quetame, nombre asignado por Hettner (1892) y redefinido por Campbell & Bürgl (1965), el cual corresponde a una secuencia intercalada de rocas metamórficas de bajo grado (Filitas, Pizarras Esquistos verdes y Cuarcitas), es desconocida, sin embargo Renzoni (1968) afirma que son rocas Pre - Devónicas, afectadas por un evento metamórfico de bajo grado de edad desconocida, desde el Precámbrico hasta el Silúrico (Ulloa et al, 1978 en Acosta & Ulloa, 2002).

Por encima de estas rocas, se encuentra la secuencia estratigráfica del Grupo Farallones, denominado por Segovia (1963) y se divide en 3 formaciones: Formación arenisca de Gutiérrez (Renzoni, 1968) la cual está constituida principalmente por conglomerados y areniscas grises suprayacidas por 150 metros de areniscas verdosas, que en el tope se encuentran intercaladas con paquetes delgados de lutitas y areniscas rojas y abigarradas (Julivert M., 1968; Rodríguez, 2001). Sobre esta, se encuentra la Formación Lutitas de Portachuelo que está constituida por limolitas y lutitas negras, intercalada con calizas fosilíferas (Cortés & De la Espriella, 1983; Acosta & Ulloa, 2002). La Formación Portachuelo, a su vez, está suprayacida por las Capas Rojas de Guatiquía (Ulloa et al, 1978), la cual consta de una secuencia de arenitas, limolitas, calizas, conglomerados, arenitas calcáreas y lodolitas rojas (Renzoni, 1968 en Acosta & Ulloa, 2002). La parte baja del grupo Farallones, ha sido delimitada en el devónico debido a la presencia de fósiles como Strophedonta sp., SpiriferKingi Caster, Phacops sp., Cyatophillum sp., Eodevonaria? Stringocephalus sp., Acrospirifer cd. Olssoni Caster Schellwienella sp., (De Porta, 1961 en Renzoni, 1968). La parte superior del Grupo Farallones corresponde al carbonífero superior ya que presenta Spirifer sp., Dyctioclostus sp., Productus? Mesocalamites sp., (De Porta, 1961 en Renzoni, 1968).

Supra-yaciendo al Grupo Farallones, se encuentra de manera discordante el Grupo Cáqueza, el cual se subdivide en las Formaciones: Buenavista, Lutitas de Macanal y Alto Cáqueza (Pimpirev et al., 1992). La Formación Buenavista se divide en 2 miembros (Inferior y Superior), el miembro inferior está constituido principalmente por conglomerados con bloques angulares y una proporción de matriz limo-arenosa relativamente baja. El miembro superior se reconoce por el aumento excesivo de la cantidad de matriz (60%) con

respecto a la proporción de conglomerados (10-15%) (Pimpirev et al., 1992). Sobre esta Formación, se encuentra de manera concordante La Formación Lutitas de Macanal (Ulloa & Rodriguez, 1979), esta formación, está representada por una alternancia espesa de lodolitas y limolitas (Pimpirev et al., 1992). Al tope del Grupo Cáqueza, se encuentra la Formación Alto de Cáqueza, definida por Renzoni (1968). Está caracterizada por capas gruesas de arenita de grano fino, intercaladas con capas más delgadas de lodolita. Ulloa & Rodríguez (1979) le asignan el nombre de Formación Arenisca de las Juntas a esta secuencia (Pimpirev et al., 1992).

El Grupo Cáqueza se deposita en un ambiente turbidítico, debido a que presenta ritmitas de una secuencia Bouma (grano decreciente), y fósiles exclusivamente marinos (amonitas e icnofósiles tipo Nereites), que corresponden a un rango de edad Titoniano-Hauteriviano (Dorado, 1984; Pimpirev et al., 1992). La depositación de estas Formaciones se da por un rápido ascenso del nivel del mar, debido al desarrollo de una cuenca de rift intra-continental (Cazier et al., 1997; Kammer & Sánchez, 2006; Mora et al., 2006, 2010; Sarmiento-Rojas et al., 2006). La sedimentación synrift se extiende hasta el Albiano medio, en donde se depositan las Formaciones Fomeque, y parte de la Formación Une (Branquet et al., 2002; Mora et al., 2006; Sarmiento-Rojas et al., 2006). En ese momento se detiene la extensión (las paleo-fallas del Suárez, Chiscas y Guaicaramo dejan de ser activas) y da comienzo a un periodo de subsidencia termal (Branquet et al., 2002; Fabre, 1983; Mora et al., 2006), en donde el gradiente geotérmico que se había generado por el adelgazamiento de la corteza se empieza a normalizar (Sarmiento-Rojas et al., 2006), por esto, los espesores de las Formaciones se uniformizan progresivamente (Fabre, 1983). En esta fase se termina de depositar la Formación Une, y se depositan la Formación Chipaque, el Grupo Guadalupe y la Formación Guaduas por fluctuaciones del nivel eustático del mar (Branquet et al., 2002; Fabre, 1983; Guerrero, 2002a, 2002b).

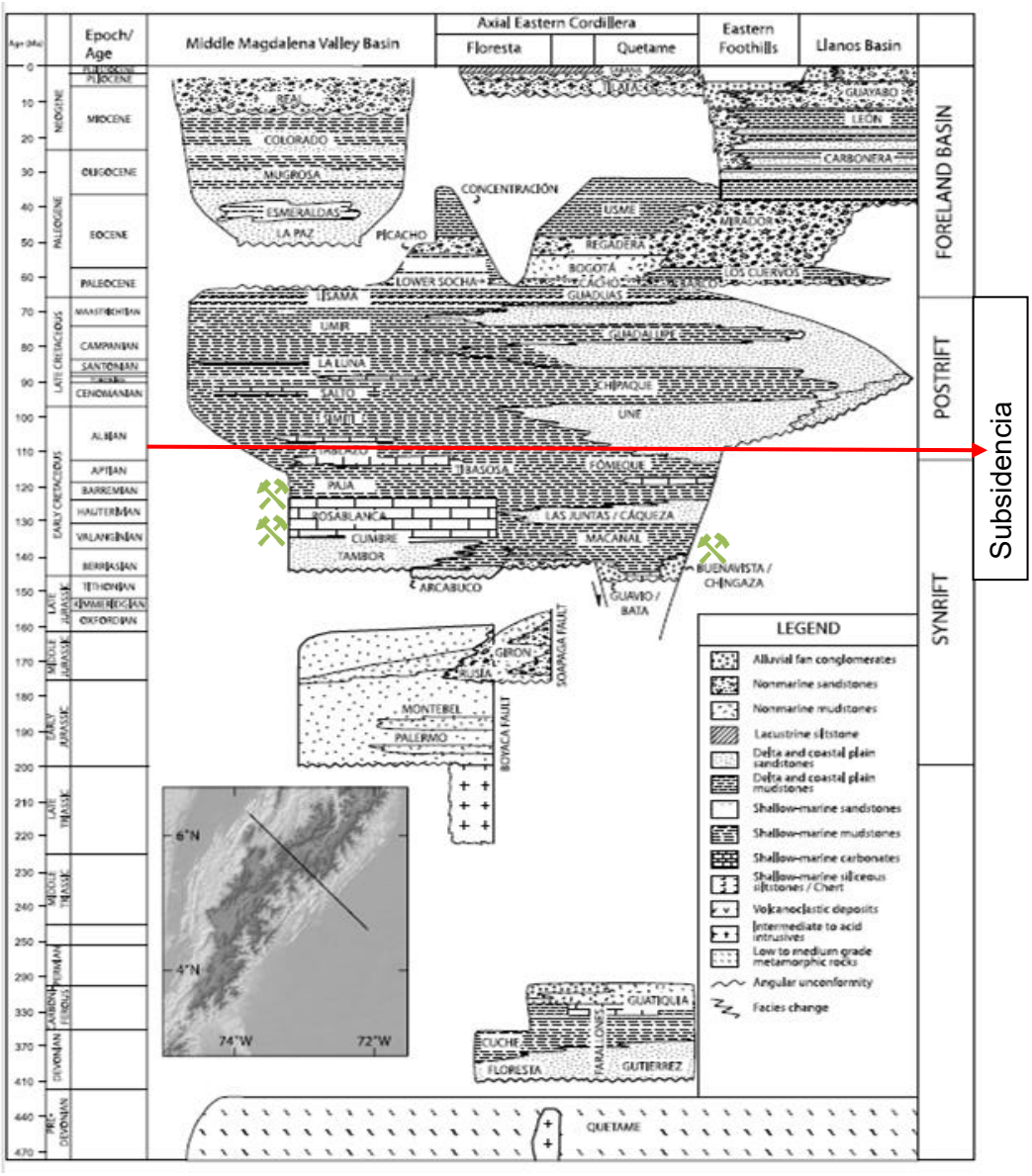


Figura 1. Secuencia Lito-estratigráfica tomada y editada de Mora et al (2010), se ubican las formaciones productoras de esmeraldas con un símbolo verde.

Desde el Eoceno, empieza un periodo de inversión del régimen extensional en la Cordillera Oriental debido a la acreción de la Cordillera Occidental (Horton et al., 2010), en donde se comienzan a invertir las fallas que bordean la cuenca synrift. Entre estas fallas, se encuentra la Falla de Servitá – Lengupá, la cual exhuma el bloque colgante del anticlinal de Farallones (Mora et al., 2006, 2010) y la Falla Pajarito en el piedemonte de la Cordillera Oriental. Al occidente, la Falla Bituima inicia la exhumación del anticlinorio de Villeta (Parra et al., 2009, en Mora et al., 2010), Por lo anterior, se comienza a observar un aumento en el tamaño de los sedimentos siliciclásticos hasta el Oligoceno Tardío con la depositación de las Formaciones Carbonera y León, que hacia el piedemonte llanero tienen facies

conglomeráticas. Para el Mioceno tardío, se depositan los materiales molásicos de la Formación Guayabo en consecuencia del levantamiento de la Cordillera Oriental (Horton et al., 2010; Mora et al., 2010). Vale la pena resaltar que en el periodo comprendido desde el Paleoceno-Mioceno se presentan las edades en donde se formaron las esmeraldas colombianas.

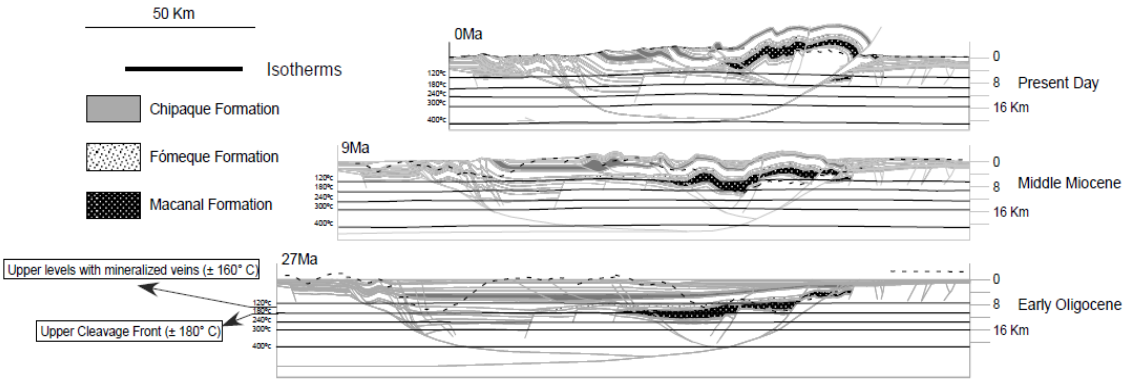


Figura 2. Esquema de inversión del Rift mesozoico desde el Oligoceno, hasta hoy (Mora et al., 2013).

3.2 Marco geológico de las esmeraldas colombianas

Las esmeraldas colombianas están distribuidas a lo largo de ambos flancos de la cordillera oriental en dos cinturones: El cinturón esmeraldífero oriental, el cual abarca los distritos mineros de Chivor, Gachalá y Ubalá y el cinturón esmeraldífero occidental que comprende los distritos mineros de Muzo-Quípama, Peñas blancas, Maripí, Coscuez y Yacopí-La Palma. En ambos cinturones, las esmeraldas se encuentran condicionadas a niveles de shales carbonosos a calcáreos y calizas de las formaciones Rosablanca y Muzo (Valanginiano, Barremiano respectivamente) en el cinturón occidental (Terraza, et al., 2011) y las formaciones Santa Rosa y Chivor (Berriasiano) para el cinturón oriental (Terraza et al., 2008).

Gran variedad de autores han recalcado y discutido la singularidad de los depósitos que dieron origen a las esmeraldas colombianas debido a su génesis vinculada a fluidos hidrotermales alojados en rocas sedimentarias. Esto contrasta con otros depósitos de esmeraldas en el mundo, donde su formación se debe a procesos magmáticos (pegmatíticos) o tectonometamórficos (Medina, 1970; McLaughlin & Arce, 1971; Baker, 1975; Escovar, 1975; Kozlowski, 1988; Hall et al., 1976; Restrepo, 1958; Giuliani, 1990;

Ottaway, 1991; Ottaway et al., 1994; Cheilletz and Giuliani, 1996). Giuliani (1990) da argumentos en favor de un modelo que relaciona niveles salinos (Evaporíticos) con la génesis de la esmeralda, basando su hipótesis en los modelos propuestos por (MacLaughlin & Arce, 1971; Kozlowski, 1988) presentando una caracterización de los fluidos hipersalinos de los depósitos colombianos. Los sulfatos presentes en estos fluidos hidrotermales son muy sensibles a las condiciones de reducción termoquímica en presencia de materia orgánica (Ottaway et al., 1994, Machel et al. 1995; Giuliani et al., 2017) y como producto de esta reacción del sulfato, se generan carbonatos (bajos en δ13C) y sulfuros (Giuliani et al. 2000). El sulfuro generado por este proceso reacciona con la materia orgánica presente en los shales, lo que libera el Cr, el V y el Be que se encuentra atrapado (Groat et al., 2008; Ottaway et al., 1994). Mientras el proceso de reducción termoquímica del sulfato ocurre, los fluidos salinos percolan por la roca y se encargan de la albitización del shale permitiendo la movilización de los elementos formadores de la esmeralda (Be, Al) y sus cromóforos (V, Cr, Fe) (Giuliani et al., 2017).

Por otra parte, la temperatura a la que se formaron estos depósitos se encuentra en un rango de 290º a 360º (Cheilletz et al., 1994; Ottaway, 1991; Romero & Hernández, 1999) y presenta presiones entre los 1.06 hasta los 1.12Kbares. Además, las edades de formación de las esmeraldas colombianas son materia de debate, debido a que se han presentado edades radiométricas para ambos cinturones con diferentes métodos, Cheilletz (1994 y 1995) presenta edades 40Ar-39Ar en micas de 65Ma (Paleoceno) para el cinturón oriental, y un rango de 38 a 23Ma (Eoceno) para el cinturón occidental. Romero (1999) presenta unas edades de Rb-Sr usando el método de errócronas, con edades de 67Ma y 64Ma para el occidental y oriental respectivamente. Mantilla (2007) presenta dataciones en Re-Os para el cinturón occidental de 12Ma. Altenberger (2022) 47 entre 51 Ma en análisis isotópicos de Th–Pb en Parisita. Como resultado, no hay un consenso sobre la cronología del emplazamiento de las esmeraldas colombianas.

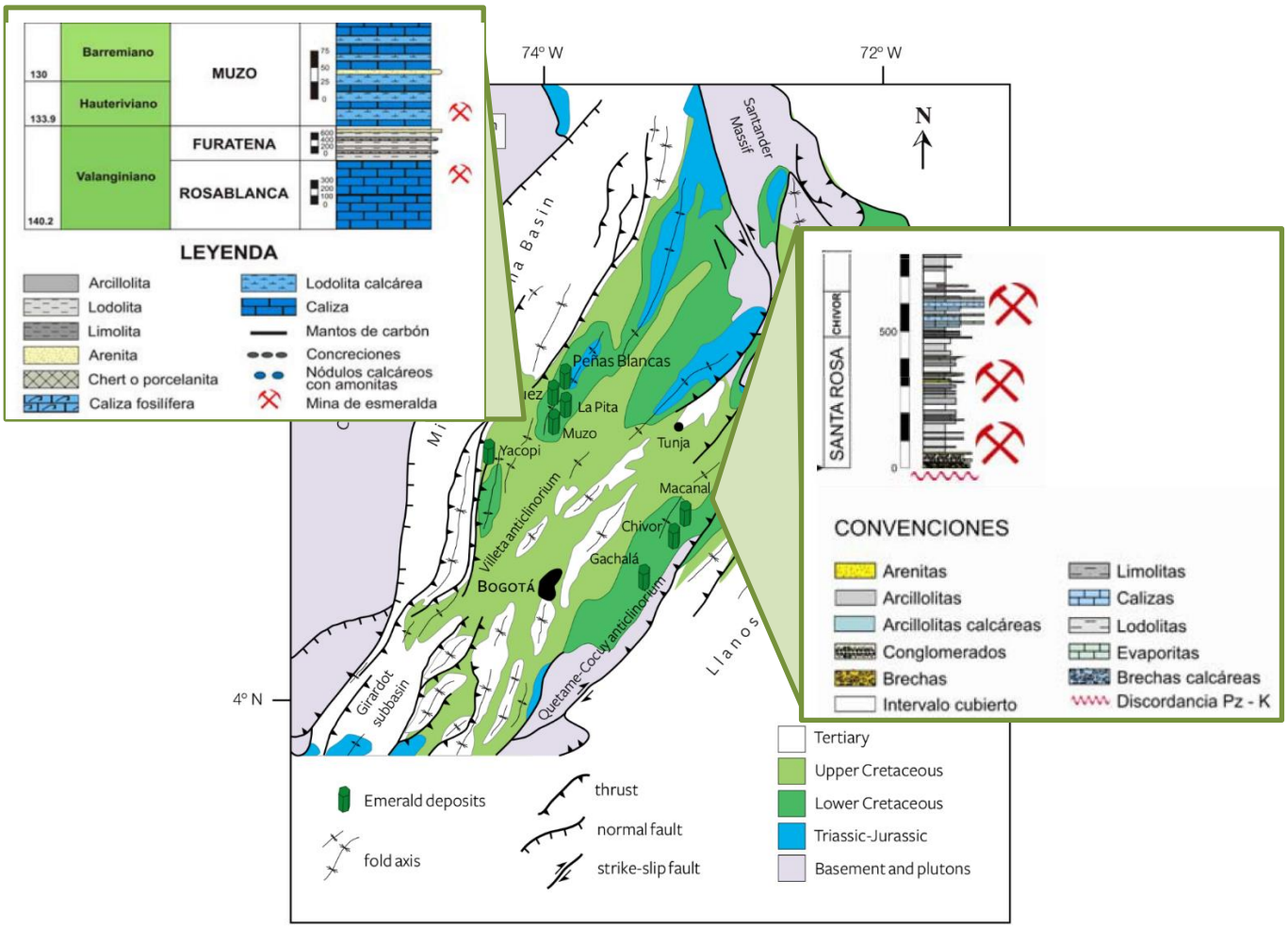


Figura 3. Mapa geológico de la zona esmeraldífera (Pignatelli et al., 2015). Columnas estratigráficas generalizadas de los niveles esmeraldíferos para cada uno de los cinturones (Terraza et al., 2008; 2011).

3.3 Estratigrafía de los cinturones

3.3.1 Cinturón Occidental

3.3.1.1 Formación Rosablanca

Fue definida por Wheler (1929) en el Valle Medio del Magdalena, Departamento de Santander (Morales et al.1958); su localidad tipo se encuentra ubicada en el Río Sogamoso, y recibe el nombre del cerro Rosablanca (Morales et al. 1958; Mendoza et al., 2009). La secuencia estratigráfica de la Formación Rosablanca suprayaciendo a la Formación Cumbre o Arcabuco, y se encuentra por debajo de la Formación Ritoque (Que se correlaciona con la Formación Furatena). Está compuesta en su base por capas de

calizas dolomíticas y de calizas evaporíticas con pocas intercalaciones de rocas de origen terrígeno (Guzmán 1985; Mendoza et al., 2009). Se caracteriza por tener depósitos de facies evaporíticas, que indican una hipersalinidad y condiciones de baja energía de depósito (Julivert 1968; Mendoza et al., 2009). En el intervalo dolomítico, hay ooesparitas, bioesparitas, bioesparitas impuras, esparitas arenosas con cuarzo y partículas de feldespato, que sugieren mayor energía en el medio (Guerrero 2002a; Mendoza et al., 2009).

Reyes et al. (2006) calcula un espesor de aproximadamente 1000 metros. Para la región de Peñas blancas la describe como capas gruesas de micritas intercaladas con capas de lodolitas calcáreas y cuarzoarenitas con cemento calcáreo; en la parte más inferior se observan capas delgadas y medianas de micritas con capas de lodolitas calcáreas carbonosas intercaladas; es en este sector donde se presentan mineralizaciones de esmeralda (Figura 4).

3.3.1.2 Formación Furatena

Esta unidad es propuesta por Reyes et al. (2006) en la carretera San Pablo de Borbur vereda Alto El Oso. Esta unidad es una secuencia de rocas de grano fino; se observan capas de arcillolitas y limolitas y en algunos sectores hay predominio de material silíceo que tiende a resaltar en la topografía. Esta formación suprayace a rocas de la Formación Rosablanca e infrayace a la Formación Muzo (Figura 4).

La Formación Furatena se encuentra por encima de la Formación Rosablanca de manera concordante-neta, está suprayacida por las arcillolitas calcáreas de la Formación Muzo en un contacto transicional.

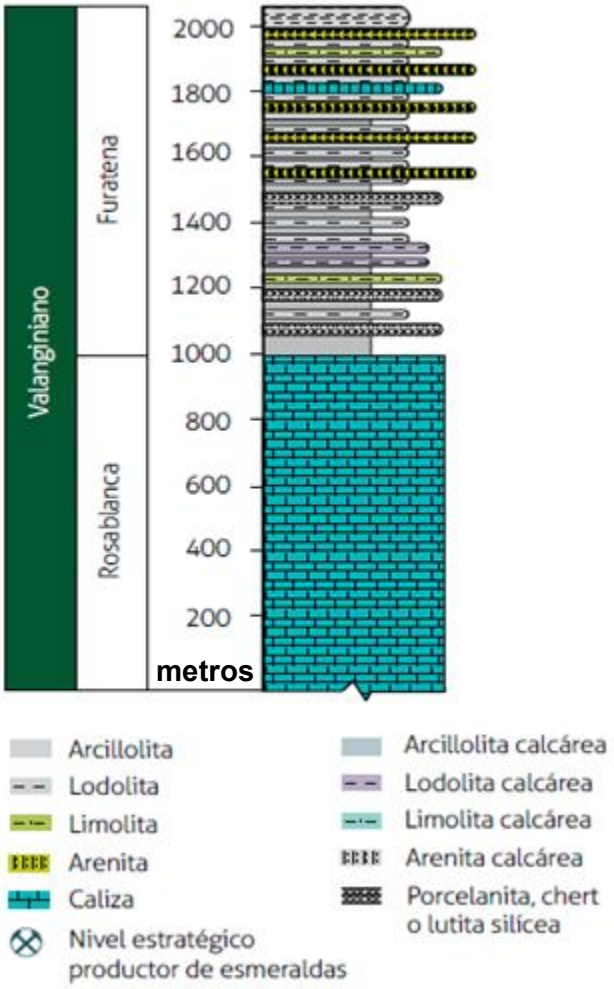


Figura 4. Columna generalizada de las formaciones Rosablanca y Furatena tomado y modificado de Terraza (2019).

3.3.1.3 Formación Muzo

Reyes et al. (2006) designa como Formación Muzo a la unidad representada por lodolitas calcáreas y no calcáreas intercaladas con arenitas, limolitas y calizas micríticas limitada en la base por la Formación Furatena y en el techo por la Formación Capotes. Los autores proponen como sección tipo la columna levantada en la carretera Borbur-Pauna. La Formación, presenta un espesor medido en la sección tipo de 160 m; sin embargo, en el sector de Muzo su espesor aproximado es de 300 m. El contacto inferior es transicional a neto con la Formación Furatena y se determina fácilmente por la naturaleza calcárea de la Formación Muzo; el contacto superior es concordante-neto a transicional con la Formación Capotes y se marca cuando la naturaleza de la roca se hace de grano más fino (arcillolitas) y de carácter terrígeno (Figura 5).

3.3.1.4 Formación Capotes

Cáceres & Etayo Serna (1969), definen esta unidad litológica como un Miembro de la Formación Socotá. Etayo-Serna (1979), asigna a esta sucesión una edad Albiano temprano. Acosta & Ulloa (2001) la suben a nivel de Formación Capotes al agregarle el Nivel de Esferitas descrito por Hubach (1931). Esta Formación presenta un espesor de 710 m en la región de Muzo (Reyes et al., 2006). Está compuesta predominantemente por arcillolitas las cuales están intercaladas con limolitas y con presencia esporádica de margas. El límite inferior con la Formación Muzo es concordante, el límite superior con la Formación El Tablazo, es neto y concordante (Reyes et al., 2006) (Figura 5). En la parte inferior de esta Formación se observan brechas hidrotermales no mineralizadas (estas brechas no se utilizaron para este estudio).

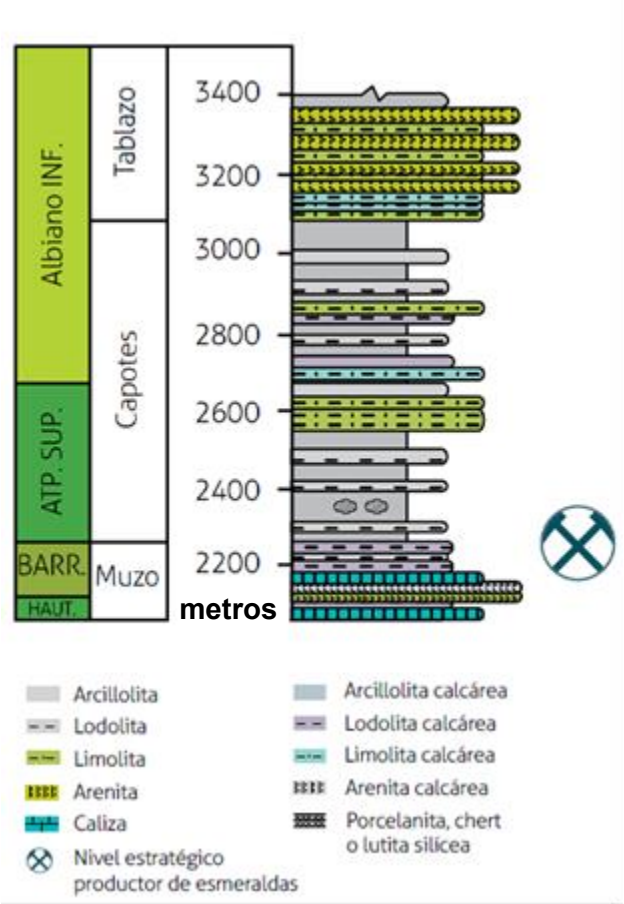


Figura 5. Columna estratigráfica de las Formaciones Muzo, Capotes y Tablazo (Terraza, 2019).

3.3.2 Cinturón Oriental

En el Jurásico tardío y en el Cretácico temprano, producto del ingreso del mar debido al adelgazamiento de la corteza por un rift intracontinental que se estaba desarrollando, se empieza a depositar sobre el Grupo Farallones, una secuencia turbidítica llamada Grupo Cáqueza la cual está conformada por la Formación Buenavista (Berriasiano), Lutitas de Macanal (Valanginiano) y Alto Cáqueza (Las Juntas). Esta secuencia es muy importante debido a que en las primeras dos formaciones (Buenavista, Macanal) se encuentran hospedadas las esmeraldas de este cinturón, en lo que posteriormente Terraza (2008) llamó la Formación Chivor. Por lo que, nos centraremos en la descripción estratigráfica de estas formaciones utilizando la nomenclatura de Terraza et al. (2008), en donde la Formación Buenavista se denomina Formación Santa Rosa y Formación Chivor (la cual tiene parte de la Formación Lutitas de Macanal).

3.3.2.1 Formación Santa Rosa

Según Terraza et al. (2008) esta unidad reposa sobre rocas Paleozoicas del Grupo Farallones y es suprayacida por la Formación Chivor. La Formación Santa Rosa representa una sucesión de rocas siliciclásticas en donde aparecen arenitas y conglomerados en los primeros 50 metros de la secuencia, seguidos de una intercalación de aproximadamente 420 metros principalmente de lodolitas, con arcillolitas y niveles de arenita que se presentan de manera esporádica (Figura 6). Esta unidad presenta producción de esmeralda en algunos de sus niveles.

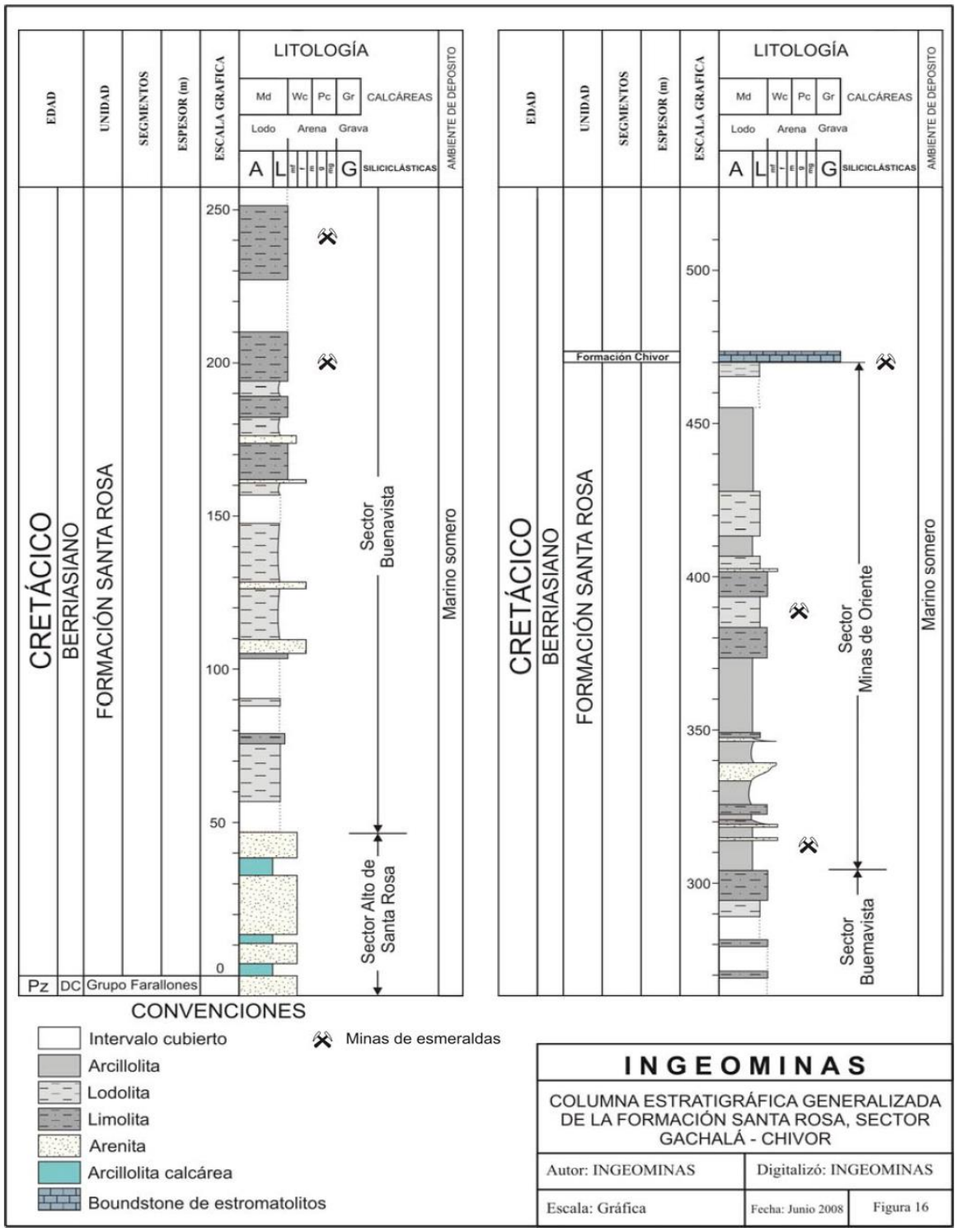


Figura 6. Columna estratigráfica de la Formación Santa Rosa (Berriasiano) tomado de Terraza et al. (2008).

3.3.2.2 Formación Chivor

Terraza et al. (2008) designan como Formación Chivor a las rocas que descansan sobre la Formación Santa Rosa e infrayace a la Formación Lutitas de Macanal. Esta formación se caracteriza por rocas con diferentes texturas evaporíticas, acumuladas en ambientes marinos muy someros con bajos niveles de energía, posiblemente llanuras intermareales donde hubo varios episodios evaporíticos. La Formación tiene un espesor de 130 metros aproximadamente de los cuales, los primeros 30 metros corresponden a una secuencia principalmente lodosa, con niveles calcáreos y presencia de algunos niveles evaporíticos. En los siguientes 30 metros las rocas evaporíticas son predominantes, mientras que los niveles lodosos se vuelven más esporádicos. En los siguientes 70 metros, la secuencia aumenta el porcentaje de sus niveles lodoso-arcillosos, además, aumenta también la proporción de niveles calcáreos (Calizas y lodolitas calcáreas).

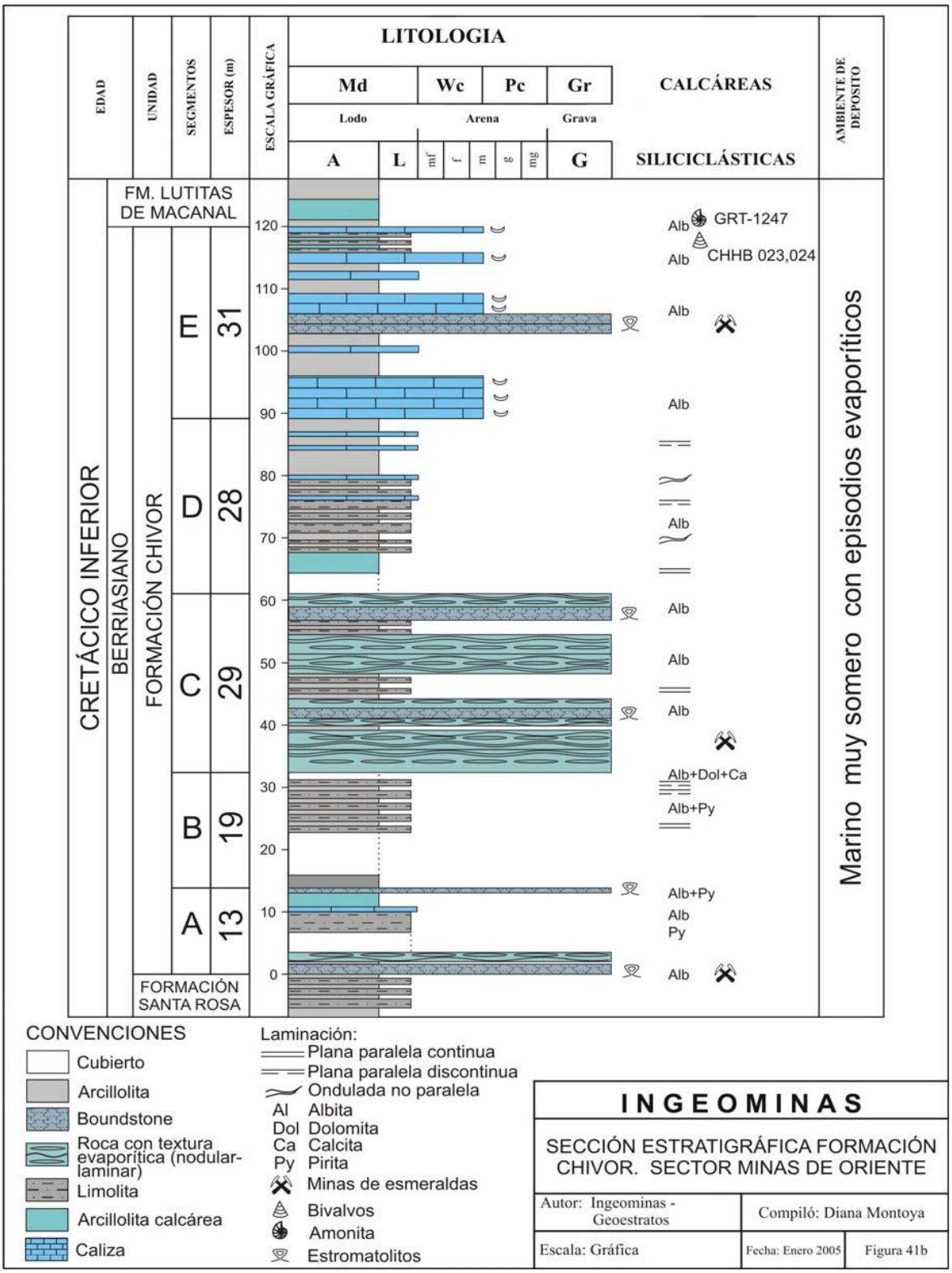


Figura 7. Columna estratigráfica de la Formación Chivor (Berriasiano) tomado de Terraza et al. (2008).

3.4 Aspectos Estructurales

La geología estructural presente en ambos cinturones expone grandes diferencias en términos del régimen que actúa en la generación de esmeraldas. El cinturón occidental presenta evidencias de una tectónica compresiva expresada por los diferentes estados de brechamiento, y la presencia de esmeraldas tipo trapiche. Mientras que, en el cinturón oriental, se presenta una tectónica extensiva representada por grandes zonas de albitización adyacentes a fallas normales, en donde se encuentran los depósitos esmeraldíferos (Branquet, et al., 1999a; Branquet, et al., 1999b; Branquet & Laumonier, 1996; Giuliani et al., 2017; Pignatelli et al., 2015). A continuación, se expone más detalladamente los rasgos estructurales que caracterizan a los cinturones esmeraldíferos:

3.4.1 Cinturón occidental

El Cinturón esmeraldífero Occidental (CEOc), tiene como rasgo estructural un alineamiento de los yacimientos a lo largo del Río Minero y su asociación con pliegues de dirección N-S, que divergen del tren regional NE-SE de la Cordillera Oriental. Los anticlinales asociados a estas direcciones podrían clasificarse como pliegues relacionados con fallas, las cuales habrían actuado como conductos para canalizar parte de los fluidos mineralizantes. Esta interpretación se sustenta en la presencia de brechas desarrolladas en estos yacimientos hidrotermales, tal como lo sugiere Branquet (1995).

Branquet (1995) explica que la presencia de las esmeraldas en el CEOc se encuentra íntimamente relacionada a eventos tectónicos de plegamiento y fallamiento, que pudieron estimular el aumento en la presión del fluido (sobrepresión) y posterior brechamiento. Pignatelli (2015) explica que después del brechamiento, se genera una descompresión abrupta, la cual es denominada como una etapa de fracturamiento crítico (Sibson, 1986; Jébrak, 1997). A partir de lo anterior, se describen los tipos de estructuras presentes:

Brechas tectónicas: Se caracterizan por presentar clastos monomícticos, es decir, fragmentos derivados de un único tipo de roca, generados por trituración mecánica en zonas de deformación frágil (Sibson, 1977; Fossen, 2016). Estos clastos suelen ser angulares y poco rotados, conservando una alineación preferencial acorde a la dirección del esfuerzo tectónico (Jébrak, 1997). Además, es común observar estructuras de deformación como bandas de cizalla, estriaciones o foliación en la matriz, indicativas de un régimen de esfuerzos coherente con fallas o zonas de cabalgamiento (Passchier & Trouw, 2005).

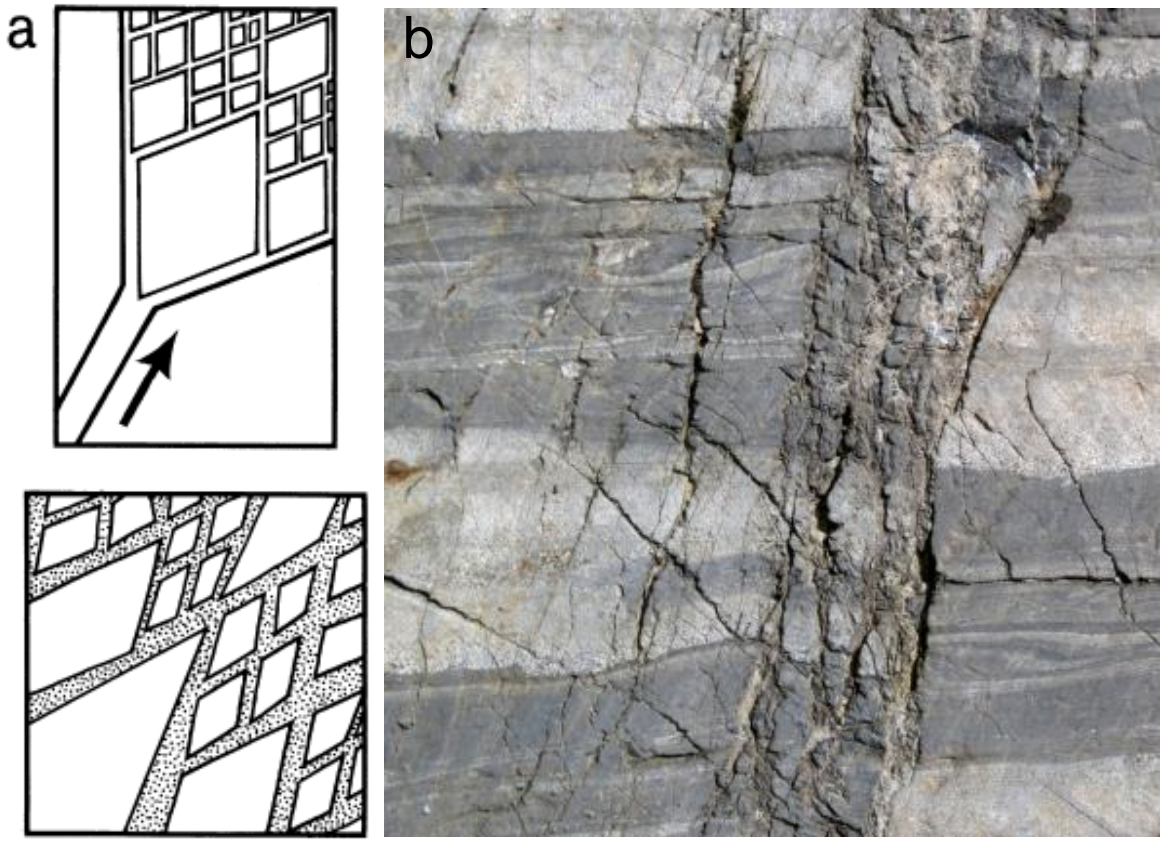


Figura 8. A). Imagen esquemática de una brecha por comminución tectónica (Jébrak, 1997). B). Fotografía de brecha creada por comminution tectónica en Minnesota. Tomada de John (2015)

Brecha hidráulica: Estas brechas se forman comúnmente en el centro de los pliegues, debido a la sobrepresión de fluidos hidrotermales con respecto a la presión de la roca caja, la primera presenta una presión mayor, lo que permite que el fluido fracture la roca (hidráulicamente). Este tipo de entrampamiento es en el que predominan las esmeraldas (Branquet 1995; Maya et al., 2004). Sin embargo, estas brechas se pueden confundir con las tectónicas cuando una falla está afectando una zona mineralizada (Reyes et al., 2006).

Figura 9. Brecha hidraulica de Coscuez. Tomada de Giuliani et al. (2017)

Brecha por fluidización: La fluidización es un fenómeno físico en el que un material particulado (como arena, cenizas o fragmentos de roca) adquiere un comportamiento similar al de un fluido debido al flujo ascendente de gases o líquidos que reducen la fricción entre partículas y contrarrestan su peso. Este proceso no es exclusivo de sistemas geológicos, sino que ocurre en cualquier contexto donde un fluido en movimiento interactúe con partículas sólidas (Kunii & Levenspiel, 1991).

En ambientes hidrotermales, como los cinturones esmeraldíferos colombianos, las brechas por fluidización se forman tras un evento inicial de fracturamiento hidráulico, este proceso es impulsado por la entrada masiva de fluidos hidrotermales sobrepresurizados y gases volátiles, principalmente CO_2, liberados durante la reducción termoquímica de sulfatos (TSR, por sus siglas en inglés) en interacción con materia orgánica presente en los shales (Branquet et al., 1999a). Este fenómeno no se debe únicamente al aumento de porosidad por fracturamiento, sino a la expansión de gases como el CO_2, que reduce la densidad de los fluidos y genera un gradiente de presión favorable para la movilización de partículas. La alta concentración de gases en los fluidos induce un comportamiento pseudolíquido en el material particulado (fragmentos de shale, clastos de brechas y venas), facilitando su transporte turbulento. Este mecanismo, denominado fluidización cataclástica (Branquet et al., 1999a), genera brechas polimícticas con un transporte considerable, una alta rotación

de los fragmentos y un proceso de elutriación que separa las partículas más pequeñas de las grandes (Branquet et al., 1999a; Pignatelli et al., 2015). Cabe destacar que la fluidización no es exclusiva de sistemas hidrotermales; ocurre en cualquier material particulado (ej.: arena, cenizas volcánicas, shale, etc) sometido a flujo turbulento de fluidos con presencia de gases

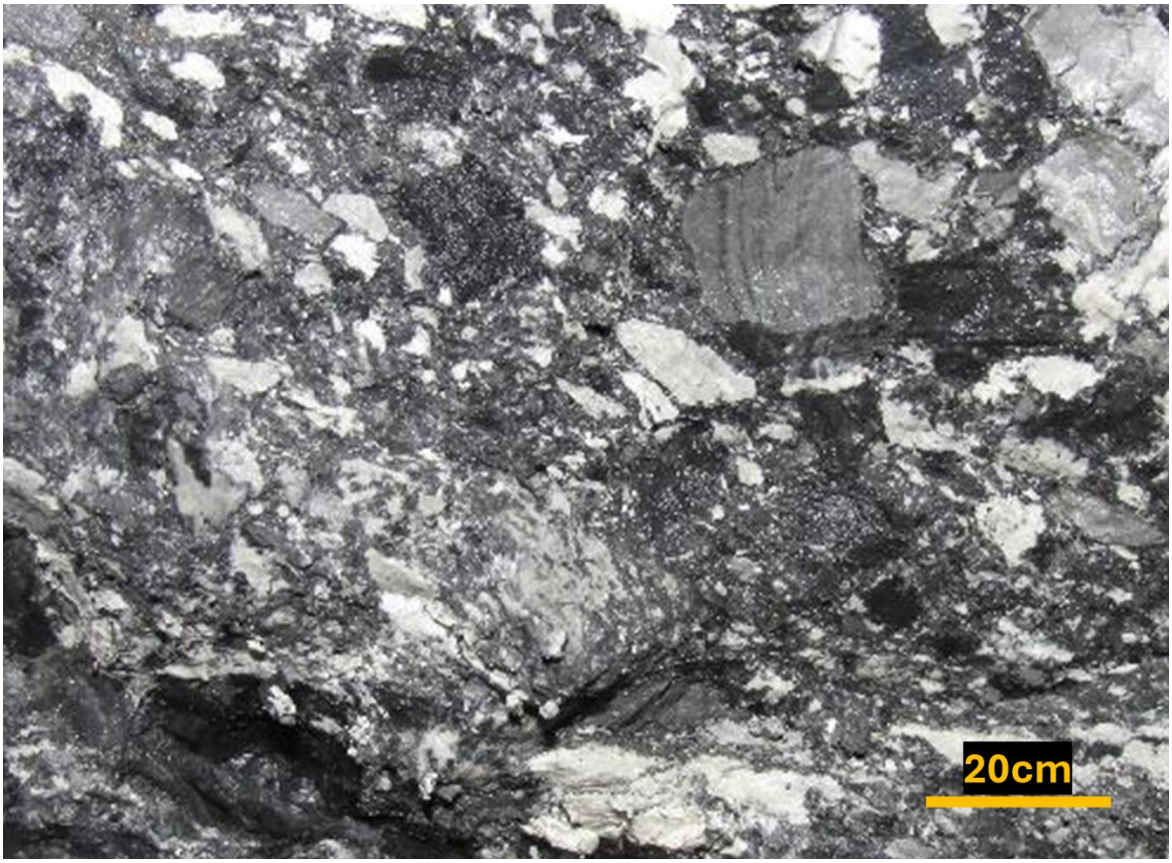


Figura 10. Brecha por procesos de fluidización tomada en las minas de Oriente (Cinturon esmeraldífero oriental). En donde se observa: Fragmentos de la roca huésped, fragmentos blancos de rocas alteradas previamente por fluidos ricos en sodio y fragmentos de venas anteriores al proceso. La matriz de la roca está compuesta por partículas de roca (fragmentos finos) derivada de la trituración del shale y minerales hidrotermales (calcita, dolomita, pirita) que rellenan espacios y reemplazan fragmentos. Foto: A. Kammer.

Vetas: Es muy difícil caracterizar el tipo de génesis de cada veta, sin embargo, es posible identificar 2 grupos según su orientación con respecto a la estratificación (Cheilletz & Giuliani 1996; Branquet, 1999)

1) Los fluidos hidrotermales metasomáticos extremadamente ricos en Na-Ca generan procesos que albitizan y carbonatizan masivamente los black shales, transformándolos en horizontes blancos (albititas). Además, durante esta etapa, se

produce la apertura de venas (V1) paralelas a la estratificación (beef), las cuales se encuentran rellenas de calcita o pirita fibrosas.

2) El segundo estado se distingue por fallamiento y plegamiento, asociado con la formación de venas (V2) que contienen carbonato, pirita, albita, cuarzo y en algunos casos esmeralda. Durante esta etapa, se desarrolló un brechamiento hidráulico, vinculado a la generación de los depósitos de esmeralda, este fue originado por un sistema hidráulico que canalizó los fluidos altamente salinos.

Sin embargo, Terraza (2019) argumenta que, para el cinturón occidental, 'no hay evidencia suficiente que soporte que la migración de fluidos se haya dado mayormente a través de fallas de cabalgamiento'. El autor también afirma que 'no se observaron casos suficientes como para generalizar sobre la presencia de despegues mineralizados como lo asumen Cheilletz et al. (1994)'. Además, explica que la diferencia de edades presentada por varios autores (Cheilletz et al., 1994; Mantilla et al., 2007; Altenbergen et al., 2022) entre ambos cinturones no implica necesariamente que los procesos y contextos tectónicos sean diferentes como lo propone Branquet et al. (1999b).

Teniendo en cuenta lo anterior, En el cinturón occidental, está dominado por tectónica compresiva, los esfuerzos regionales generan pliegues anticlinales y fallas inversas que actúan como conductos para fluidos hidrotermales. Estos fluidos, posiblemente vinculados a la interacción con evaporitas, generan sobrepresión que fractura la roca encajante. Aunque no hay evidencia directa de domos salinos, la reducción termoquímica de los sulfatos bajo fluidos altamente ricos en sodio y calcio sugiere un sistema donde materiales dúctiles, como sales, podrían movilizarse hacia núcleos de anticlinales bajo presión.

3.4.2 Cinturón oriental

En este cinturón, como lo explica Ardila (2018) 'las fallas normales (reactivadas o no) tienen una orientación NE-SW y en algunos lugares N-S, son sub-paralelas a la tendencia estructural de la Cordillera Oriental'. En las cuales, las primeras corresponden al tren regional de esfuerzos compresivos generados en la cordillera oriental, mientras que las fallas que presentan direcciones N-S se encuentran ligeramente desviadas de ese tren, lo cual puede indicar un esfuerzo local generado por una descompresión lateral debida al levantamiento de la cordillera y a un desplome gravitacional generado hacia los llanos orientales. Estas fallas se encuentran asociadas a una tectónica extensiva y permitieron la migración de los fluidos mineralizantes (Hall, 1976; Cheilletz et al., 1994; Giuliani et al., 1995; Cheilletz & Giuliani, 1996; Branquet, 1999; Ardila., 2018). Durante la reactivación tectónica extensiva post-orogénica se observan venas con varios eventos de apertura, lo que soporta la idea de que han ocurrido varios pulsos de migración de fluidos anteriores relacionados a la mineralización de esmeraldas (Ardila., 2018).

Para el cinturón oriental, la unidad de brecha es estratiforme es decir paralela a los estratos, está compuesta de shale albitizado (albititas) (Branquet, 1999; Branquet et al.,

2015; Branquet, et al., 1999b; Giuliani et al., 2017), que se generaron a partir de la disolución de un horizonte evaporítico (Branquet et al., 2015; Giuliani et al., 2017). En las minas de Chivor, la esmeralda se localiza en fallas lístricas portadoras de carbonato-pirita, fracturas extensionales inyectadas por fracturamiento hidráulico (brecha hidrotermal) debido a una alta presión de fluido, un set de fracturas extensionales en la albitita y el shale calcáreo rico en materia carbonosa de la Formación Macanal (Giuliani et al., 2017). Las estructuras generadas son diagnósticas de fracturamiento hidráulico asociado a la disolución de evaporita en el interior del nivel principal de la brecha altamente salina, dentro de este nivel, los clastos son arrancados y arrastrados (Branquet et al., 2015). Sin embargo, Branquet (2015) señala que el transporte de los clastos sigue sin resolverse. Según su investigación, este fenómeno podría explicarse mediante dos mecanismos principales: el primero llamado halocinesis (un flujo de sal dúctil) o el segundo, el cual se refiere a un transporte asistido por la migración de los fluidos a través de un proceso hidráulico y de fluidización.

3.5 Espectroscopia Raman

Este método consiste en exponer un material (en este caso una muestra) a un haz monocromático de luz (con una frecuencia predeterminada). La luz puede ser absorbida, dispersada o atravesar sin interactuar con la malla cristalina. El primer caso (absorción) ocurre si la energía del haz de luz corresponde exactamente a la energía necesaria para que la molécula sea promovida a un estado mayor de excitación de energía (Smith & Den., 2005).

Por otra parte, puede ocurrir que una pequeña parte de la luz sea dispersada en todas las direcciones, si la luz dispersada tiene la misma cantidad de energía que la luz recibida se genera una dispersión Rayleigh (Vandenabeele, 2013). Sin embargo, una pequeña porción de la luz dispersada puede poseer una frecuencia diferente a la frecuencia de la luz incidente. Este cambio de frecuencia en los fotones emitidos se debe a que los electrones en la muestra interactúan con la energía recibida por los fotones de la luz monocromática, y se desplazan a un estado virtual de energía. Cuando el electrón cae del nivel vibracional virtual, este emite un fotón con una energía, que es igual a la diferencia de energía entre el nivel vibracional virtual, y el nivel vibracional final. Si el nivel vibracional final es igual al que el electrón se encontraba inicialmente, la frecuencia del haz de luz y la frecuencia del fotón emitido son iguales y se genera la dispersión de Rayleigh (Vandenabeele, 2013; Smith & Den., 2005). Sin embargo, si el nivel vibracional final difiere de la inicial: es decir que el electrón cayó en un nivel vibracional diferente a la inicial, la frecuencia del fotón emitido será diferente al del haz de luz recibido, esto se denomina dispersión Raman. Por lo anterior, si el fotón emitido posee una menor frecuencia que el fotón incidente (del haz de luz monocromático), se observan las líneas Stokes en el espectro Raman, mientras que, si el fotón emitido posee una energía mayor, se observan líneas Anti-Stokes en el espectro. Los diferentes espectros Raman son característicos de los materiales, debido a que las frecuencias emitidas por los materiales varían dependiendo de su composición,

por esta razón, los minerales pueden ser diferenciados usando espectroscopia Raman (Vandenabeele, 2013; Smith & Den., 2005).

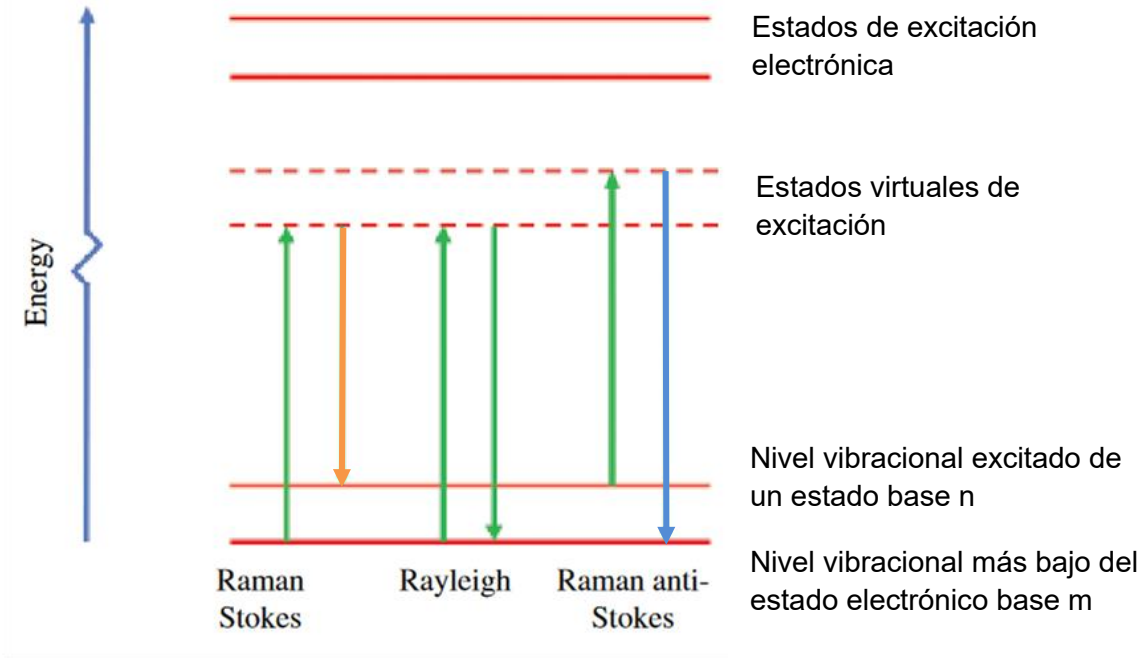


Figura 11. Diagrama Jablonsky, en donde se observa el comportamiento de la energía de un haz de luz monocromático con una energía constante (flechas verdes), en donde se excita un electrón a un estado virtual de energía, cuando el electrón cae nuevamente, puede caer a un nivel de energía superior (flecha naranja) o inferior (flecha azul) a la inicial, esto se denomina dispersión Raman tomado y modificado de Smith & Den (2005).

3.6 Doblete de Fermi

Con lo anterior, desde los años 50 los modos vibracionales del CO_2 han sido medidos e interpretados (Yuan et al. 2017), con base en estos análisis, se han venido investigando los efectos de la temperatura, la presión y la densidad del CO_2 (Yuan et al. (2017). Varios autores han logrado plantear la relación que existe entre la diferencia de las bandas características del doblete de Fermi (v_+ y v_-) con la densidad del CO_2 (Fall et al., 2011; Wang et al., 2011; Lamadrid et al., 2017; Wang et al., 2019; Hagiwara et al., 2021), en estos experimentos, los autores varían las condiciones de presión y temperatura con la finalidad de observar los cambios que se generan en la densidad y en la separación de las bandas del doblete. Con eso, los autores proponen diferentes aproximaciones matemáticas que relacionan estas dos variables. Sin embargo, autores como Yuan et al. (2017) presentan esta herramienta como un potencial geobarómetro para rangos de presión y temperatura que se encuentran calibrados hasta los 400ºC y presiones de hasta 12.500 bares. Las relaciones matemáticas utilizadas en este trabajo son (ligeramente modificadas para presentar los datos en Kbar):

Ecuación 3 $$P(Kbar) = \frac{-16+1.232*T-53.72*(\Delta v_)-1.83x10^{-3}*T^2+24.46*(\Delta v_)^2-0.292*T*(\Delta v_)}{100}$$

Ecuación 4 $$P(Kbar) = \frac{-26+1.501*T+193.24*(\Delta D)-1.61x10^{-3}*T^2+5.436*(\Delta D)^2+0.158*T*(\Delta D)}{100}$$

3.7 Análisis de la Dimensión fractal:

3.7.1 Fractales

El primero en acuñar el término fractal, fue Mandelbrot en 1975, quien analizó figuras geométricas cuya estructura se repite a diferentes escalas (autosimilitud) (Petigen et al., 1992; Hasting & Sugihara., 1993). Por lo que un objeto autosimilar que se observa a macroescala tendría las mismas propiedades estadísticas a meso y microescala.

Para poder hablar de la dimensión fractal, primero se debe definir la dimensión en objetos euclidianos conocidos. Por ejemplo, se toma una línea de tamaño L=1. Esta línea puede ser expresada como 2 líneas r=1/2, o 3 líneas tamaño r=1/3, o 4 líneas de tamaño r=1/4, etc.

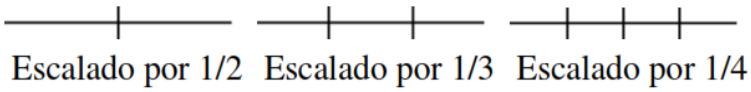


Figura 12. Explicación de la dimensión fractal en objetos euclidianos (línea)

En general, la línea puede ser escalada por la expresión:

Ecuación 5 $$N_{(r)} = \frac{L}{r}$$

En donde $N_{(r)}$ corresponde al número de segmentos de escala r.

Por otra parte, en un cuadrado de lado L=1, se necesita 4 cuadrados de lado r=1/2, o 9 cuadrados de lado r=1/3 y/o 16 cuadrados de lado r=1/4 para abarcar toda la estructura.

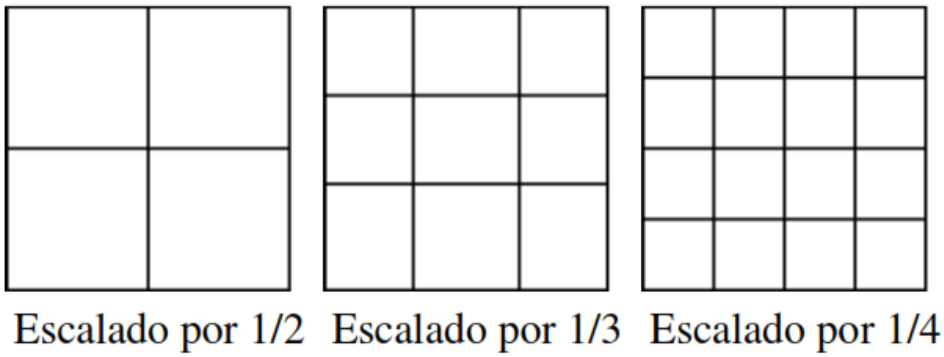


Figura 13. Explicación de la dimensión fractal en objetos euclidianos (cuadro)

El comportamiento anteriormente explicado puede ser representado por la expresión:

Ecuación 6 $$N_{(r)} = \frac{L^2}{r}$$

Finalmente, se desarrolla la misma explicación en un cubo donde se repiten las mismas cantidades de r utilizadas en los anteriores ejemplos, y se observa que para r=1/2, r=1/3 y r=1/4 necesitamos una cantidad de 8, 27 y 64 cubos para representar una figura de tamaño L=1 como se observa en la siguiente figura:

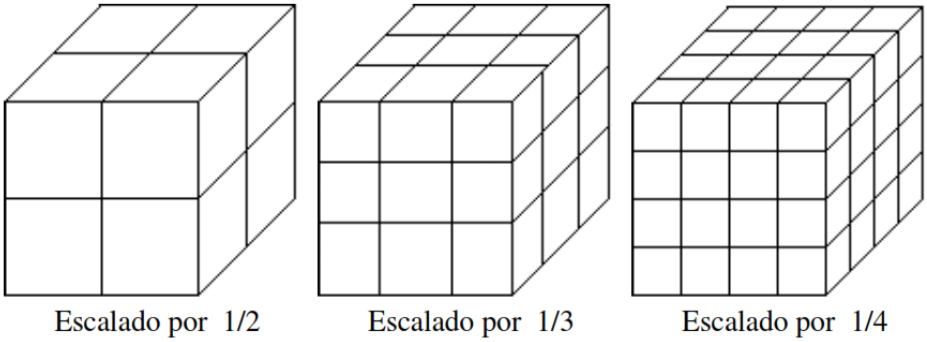


Figura 14. Explicación de la dimensión fractal en objetos euclidianos (Cubos)

El comportamiento para esta figura euclidiana está representado en la expresión:

Ecuación 7 $$N_{(r)} = \frac{L^3}{r}$$

Por lo anterior, se observa que existe una relación directa entre la escala r y el número de segmentos N que se necesitan para cubrir la forma original. Además, es posible determinar que independientemente de la figura euclidiana usada, la base L/r de la representación matemática se mantiene y sólo varía el exponente, el cuál es el valor de la dimensión (d) de las diferentes figuras: es decir que para una línea su dimensión es d=1, para un

cuadrado d=2 y para un cubo d=3, por lo que en general, para cualquier figura, se puede expresar la relación:

Ecuación 8 $$N_{(r)} = \frac{L^d}{r} = S^d$$

La anterior observación muestra que, cualquier figura puede ser representada en su totalidad al ser “fragmentada” en diferentes partes, por lo que después de haber definido la dimensión de las figuras euclidianas conocidas, a partir de la anterior expresión, se puede determinar la dimensión de los objetos, despejando (d) de la siguiente manera:

Ecuación 9 $$d = \frac{log\ (N_{(r)})}{loglog\ (\frac{1}{r})}$$

3.7.2 Distribución de tamaño de partículas (Ds)

Varios estudios de brechas se han desarrollado a diferentes escalas (desde microscópica hasta escalas de decenas de metros), demostrando su inherente autosimilitud (Sammis & Biegel, 1986), por lo que Blenkinsop (1991) explica cómo hallar la dimensión de un material fragmentado, utilizando el número de fragmentos más grandes que un tamaño determinado (**Nr**), un tamaño de referencia **R** y un coeficiente **d** que en este caso será la dimensión (fractal) del objeto fragmentado. Estos parámetros se relacionan de la siguiente forma:

Ecuación 10 $$N_{(r)} \sim R^{-d}$$

Este coeficiente **d** es determinado a partir de la pendiente en una gráfica de Log (Nr) contra el Log (R) (Blenkinsop, 1991, Figura 5). Vale la pena resaltar que las ecuaciones 8 y 6 son claramente equivalentes.

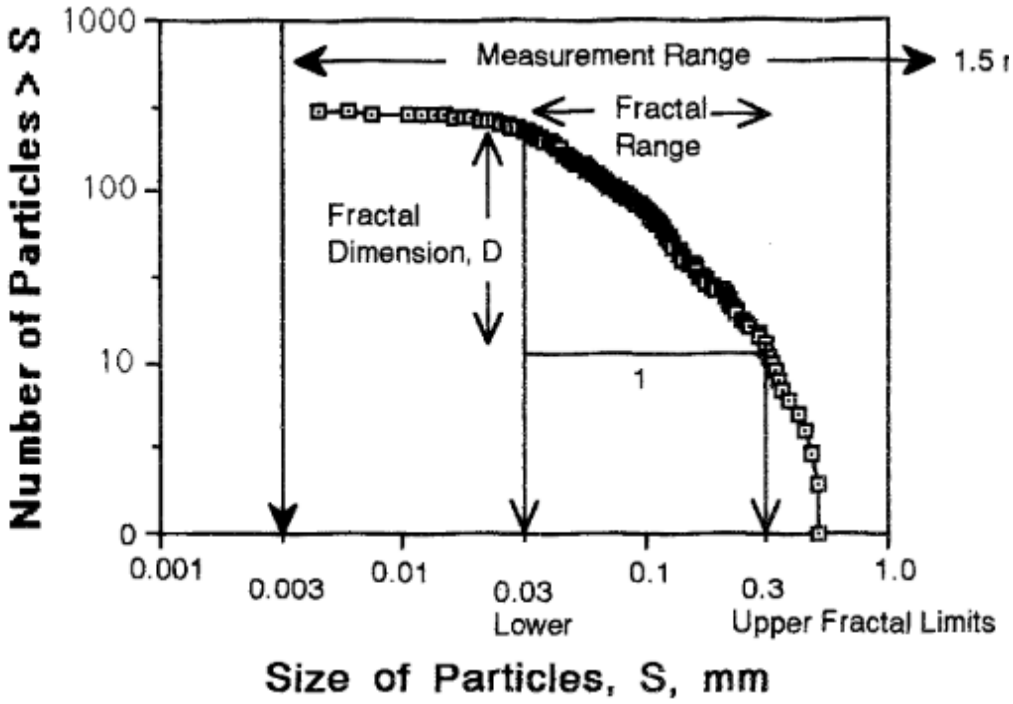


Figura 15. Gráfica Log-Log del número de partículas más grandes que S contra el tamaño S de las partículas, la dimensión fractal se determina a partir de la pendiente de la gráfica

3.7.3 Morfología de los clastos

Desde la introducción del término autosimilitud, la morfología de las partículas ha sido ampliamente estudiada usando diferentes parámetros, como la esfericidad; que permite distinguir fragmentos anisométricos e isométricos (Budkewitsch & Robin, 1994; Genna et al., 1996; Jébrak, 1997). La circularidad la cual da un acercamiento general de la forma del fragmento, pero no de los detalles morfológicos (Burkhard, 1990; Russ, 1995 en Jébrak, 1997) este parámetro, es directamente proporcional al fracturamiento (Roy et al., 2012) y está descrito con la siguiente ecuación, en donde los valores de C cercanos a 0 representan una forma elongada, y valores cercanos a 1 formas redondeadas (Dellino & La Volpe, 1996; Roy et al., 2012).

Ecuación 11 $$C = \frac{4\pi Area_{clasto}}{Perimetro^2_{clasto}}$$

Por último, el parámetro de la dimensión fractal de un borde, permite medir y evaluar la complejidad de un fragmento en términos de su rugosidad (Jébrak, 1997; Bérubé & Jébrak, 1999; Bonnet et al., 2001; Dellino & Liotino, 2002; Lorilleux et al., 2002; Roy et al., 2012). Teniendo en cuenta que la rugosidad está conectada a la noción de dimensión fractal (Dubuc et al., 1989). Existen varios métodos para la determinación de esta dimensión fractal, entre esos los más usados son el método de Richardson (Structured walk)

modificado por Kaye (1994), el método de Minkowski–Bouligand (Box Counting), el método de dilatación y el método de mapa de distancias euclidianas, el cual es considerado como el más preciso (Barnett, 2004; Bérubé & Jébrak, 1999; Jébrak, 1997; Roy et al., 2012; Turcotte, 1986). Para este trabajo, la dimensión fractal se obtuvo tanto con el método de conteo de cajas, como con el método de distancias euclidianas.

El método Minkowski–Bouligand centra en el conteo de un número de cajas N(d) de tamaño d que se requieren para cubrir completamente un objeto en una imagen, este conteo se hace con diferentes d, y posterior mente se genera una gráfica del Log(N(d)) contra el Log(d) (Luppe, 2015). Este método representa una limitación, ya que son sensibles a errores por pixelización de imágenes (aumenta rugosidad falsa), tamaño y resolución de los objetos (depende altamente de la resolución de la imagen), y a una topología compleja. En general, este método tiende a exagerar los valores de rugosidad (Bérubé & Jébrak, 1999).

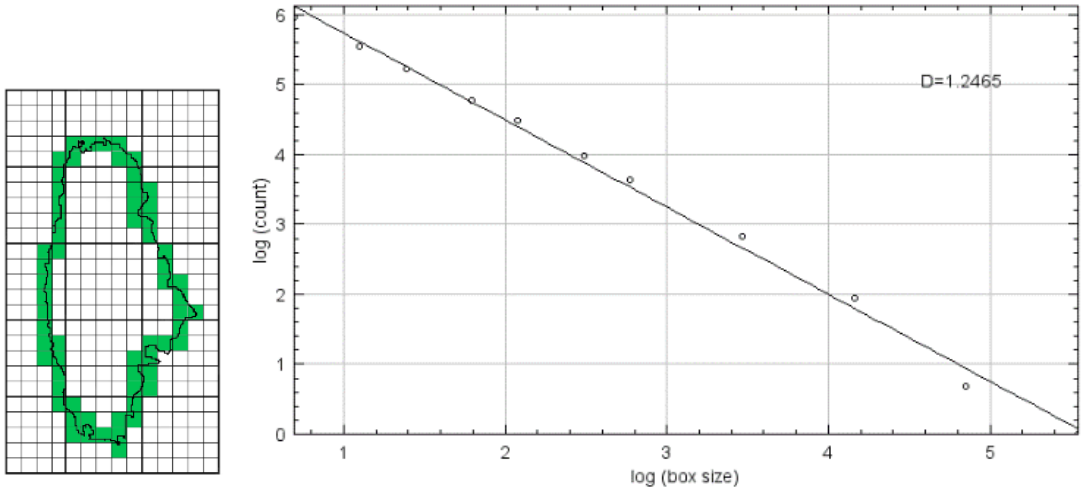


Figura 16. Representación del método Minkowski–Bouligand de un borde de un clasto, en verde el número de cajas (Nd) de tamaño que se necesitan para abarcar todo el borde. Con su respectiva gráfica de log (Nd) vs log (d)

El método de mapeo de distancias euclidianas (EDM, por sus siglas en inglés) es considerado el más preciso para este tipo de análisis. Fue desarrollado por Bérubé y Jébrak (1999), opera sobre imágenes binarias generando un mapa de distancias donde cada píxel del fondo recibe un valor numérico proporcional a su distancia euclidiana al borde más cercano del fragmento. Visualmente, esto se traduce en una escala de grises donde las zonas cercanas al borde aparecen más brillantes (valores bajos) y las lejanas más oscuras (valores altos). Al aplicar umbrales (thresholds) crecientes a este mapa, se crean capas concéntricas de ancho constante (δ) que envuelven el contorno, formando la denominada 'salchicha de Minkowski'. La relación entre el logaritmo del ancho de estas

capas (ln δ) y el logaritmo de su área cubierta (ln A) produce una curva lineal cuya pendiente (s) permite calcular directamente la dimensión fractal mediante la expresión:

Ecuación 12 $$F_d = 2 - s$$

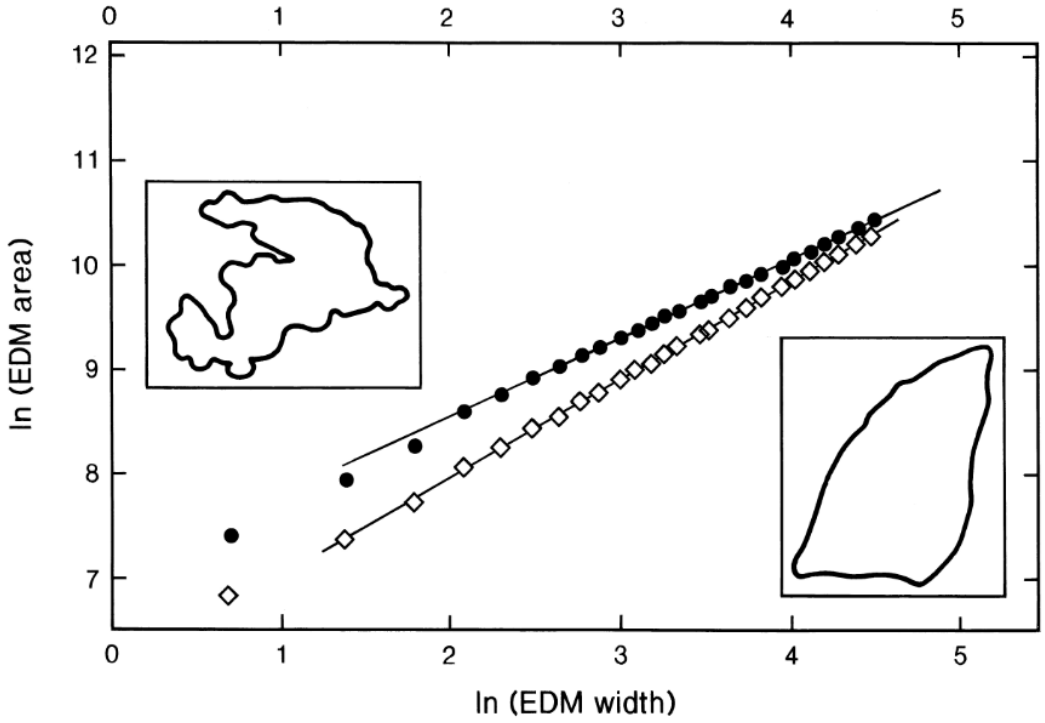


Figura 17. Gráfica del Ln del area de la Minkowski-Sausage contra el logaritmo del ancho de las bandas que recubren el borde del fragmento, de la pendiente se obtiene la dimensión fractal Fd.

4 Planteamiento del problema

4.1 Cinturón occidental

La hipótesis sobre la génesis de las esmeraldas colombianas ha sido promovida por diversos autores, entre ellos Beus y Mineev (1972), Escovar (1975), Giuliani (1990), Ottaway et al. (1991, 1994) y Cheilletz y Giuliani (1996), entre otros. Esta propuesta, que plantea un origen hidrotermal vinculado a niveles evaporíticos, goza de amplia aceptación

dentro de la comunidad científica. No obstante, aún persisten algunos interrogantes que merecen ser considerados. Terraza (2019) a partir de observaciones obtenidas por las comisiones hechas por el Servicio Geológico Colombiano a las zonas esmeraldíferas, resalta que si bien para el cinturón oriental esta hipótesis resulta plausible debido a las extensas zonas de alteración y a la interconexión entre zonas albitizadas, para el cinturón occidental, existe una mayor incertidumbre debido a que las estructuras de brechamiento poseen una baja continuidad, por lo que considera que los fluidos mineralizantes para este cinturón debieron tener un origen autóctono en un sistema cerrado; es decir, que los fluidos mineralizantes no migraron desde otros niveles, sino que se dan por disolución de la misma roca caja. Lo que conlleva a una migración de fluido con distancias cortas. Esto se encuentra en contraposición con los que sustenta Branquet et al. (1999b). En donde considera que la migración de los fluidos se genera principalmente a través de fallas de cabalgamiento, en donde la migración del fluido es bastante alta, argumentando la alta movilidad de los fragmentos y los fluidos por la presencia de brechas por fluidización.

4.2 Cinturón oriental

Si bien para el cinturón oriental las estructuras generadas son diagnósticas de fracturamiento hidráulico asociado a la disolución de evaporita en el interior del nivel principal de la brecha altamente salina, dentro de este nivel, los clastos son arrancados y arrastrados (Branquet et al., 2015). Sin embargo, para Branquet (2015) el transporte de los clastos sigue siendo un interrogante que resolver. El autor plantea que los clastos pudieron haber tenido un transporte debido a halocinesis (flujo de sal dúctil) o un transporte asistido por el fluido a través de un proceso de fluidización (Cox & Munroe, 2016).

Por lo anterior, el presente estudio arrojará nuevos datos sobre las brechas en las que se encuentran hospedadas las mineralizaciones de esmeralda de ambos cinturones esmeraldíferos, generando claridad en cuanto a los procesos de formación de estas brechas. Esto permitirá avanzar en el entendimiento de los procesos responsables de la formación de las esmeraldas colombianas con datos que ayudarán a complementar el modelo genético de la misma.

5 Metodología

5.1 Petrografía

Para la determinación de la secuencia para genética, se utilizó un microscopio ZEISS Axio Scope A1 con aumentos de 5x, 10x, 20x, 50x y 100x en 74 secciones delgadas, 39 del cinturón oriental y 35 del cinturón occidental. Las fotomicrografías expuestas en este trabajo se tomaron en un microscopio Olympus BX51. El análisis petrográfico presente en esta tesis se ha realizado en el marco de diferentes proyectos desarrollados por el CDTEC que empezaron en el año 2018 hasta la actualidad y se ha llevado a cabo por diferentes profesionales como Andrés Felipe González Duran, Javier García Toloza, Valeria Ramírez Juya y Camilo Andrés Betancur Acevedo.

5.2 Dimensión fractal y parámetros morfológicos

A partir de 28 muestras de brechas tomadas en ambos cinturones esmeraldíferos (16 Occidental, 12 Oriental), se desarrolló el análisis de la dimensión fractal a partir de su distribución del tamaño de los clastos (Ds), en donde se analizaron 880 fragmentos para el cinturón oriental, y 1626 para el cinturón occidental (Figura 15).

	Total Fragmentos Ds	Total Fragmentos Dr
Oriental	880	870
Occidental	1626	1445
Total	2506	2315

Tabla 1. Total de los fragmentos analizados de cada cinturón para hallar las diferentes dimensiones fractales.

Para su análisis se tomaron fotografías de cada una de las muestras, posteriormente procesadas en el software ImageJ (Schneider et al., 2012) con ayuda del programa se obtienen los datos de área de cada fragmento, con los cuales se obtiene matemáticamente el diámetro (R) de cada uno de los clastos, luego se cuentan la cantidad de fragmentos que sean más grandes que ese diámetro (N(r)), esto se hace con cada uno de los fragmentos y se hace una gráfica Log-Log, en donde la pendiente de la misma hace referencia a la dimensión fractal (Ds)

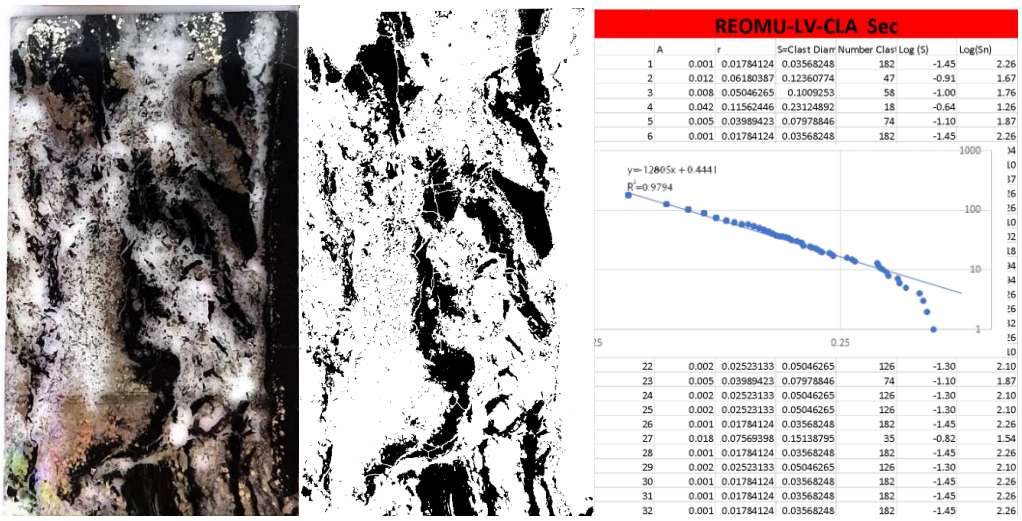


Figura 18. Fotografía de la muestra con su respectiva imagen analizada en el software imageJ.

Además, se desarrolló el análisis fractal del borde de clasto (Dr) en 870 fragmentos para oriente, y 1445 para occidente usando el método Minkowski–Bouligand. En este proceso, primero se aísla cada fragmento, luego se obtiene la línea que delimita el contorno del fragmento y finalmente, se realiza el conteo de cajas utilizando cuadrículas de diferentes tamaños para determinar la dimensión fractal del borde de grano.

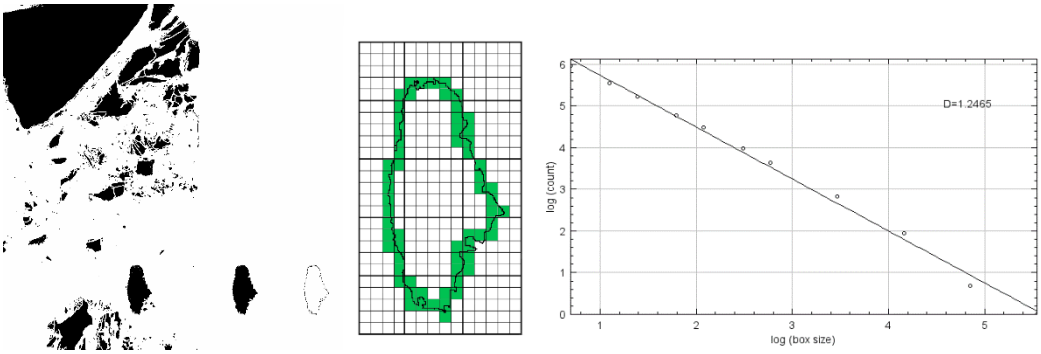


Figura 19. Imagen del paso a paso del método Minkowski–Bouligand. De la brecha se selecciona un fragmento, a ese fragmento se le halla la línea de borde, a ese borde se le hace el conteo de cajas, y luego se gráfica.

Además, se desarrolló el análisis fractal del borde de clasto (Dr) en 775 fragmentos para oriente y 1593 para occidente usando el método de distancias euclidianas. A partir del borde de grano (Figura 16, C), usando el macro de Bérubé & Jébrak (1999) obtenemos una tabla con los resultados del ancho el cual va aumentando de 2 en 2 y del área (Minkowski-Sausage). Posteriormente a los datos se les calcula el logaritmo natural y se grafica para obtener la pendiente. Para esta parte se programó un script en Matlab que procesara todas las tablas de una muestra obtenidas en el programa ImageJ y hallará los resultados de la dimensión fractal (Fd).

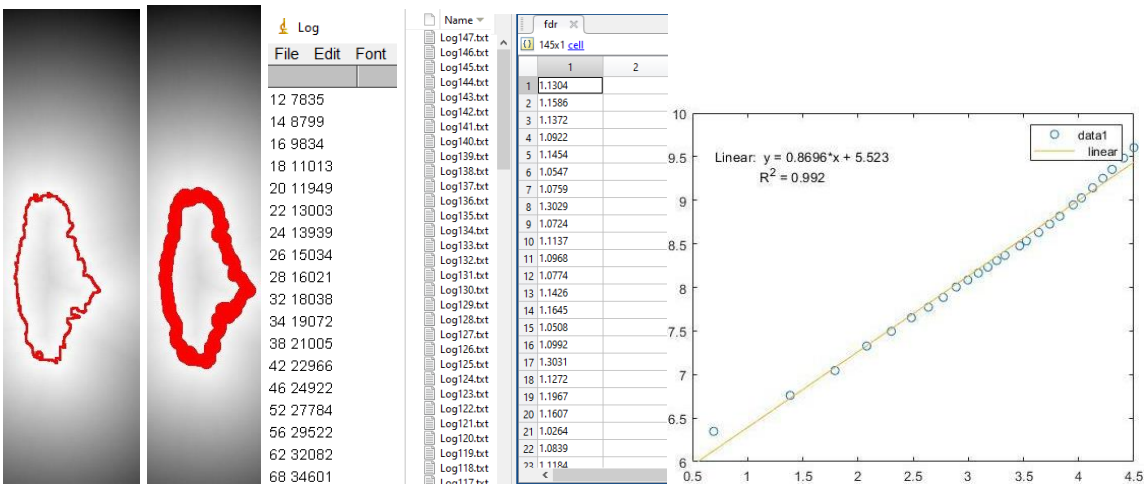


Figura 20. Imagen del paso a paso del método de mapeo de distancias euclidianas. De la brecha se selecciona un fragmento, a ese fragmento se le halla la línea de borde, a ese borde se dibuja con diferentes grosores, y se le calcula el área (Minkowski- Sausage) y se gráfica esa área contra su grosor, de la pendiente se calcula la dimensión fractal con la Ecuación 12.

En cuanto a otros parámetros morfológicos como la circularidad y redondez de los fragmentos, se hallan con el perímetro de los fragmentos utilizando las ecuaciones anteriormente descritas.

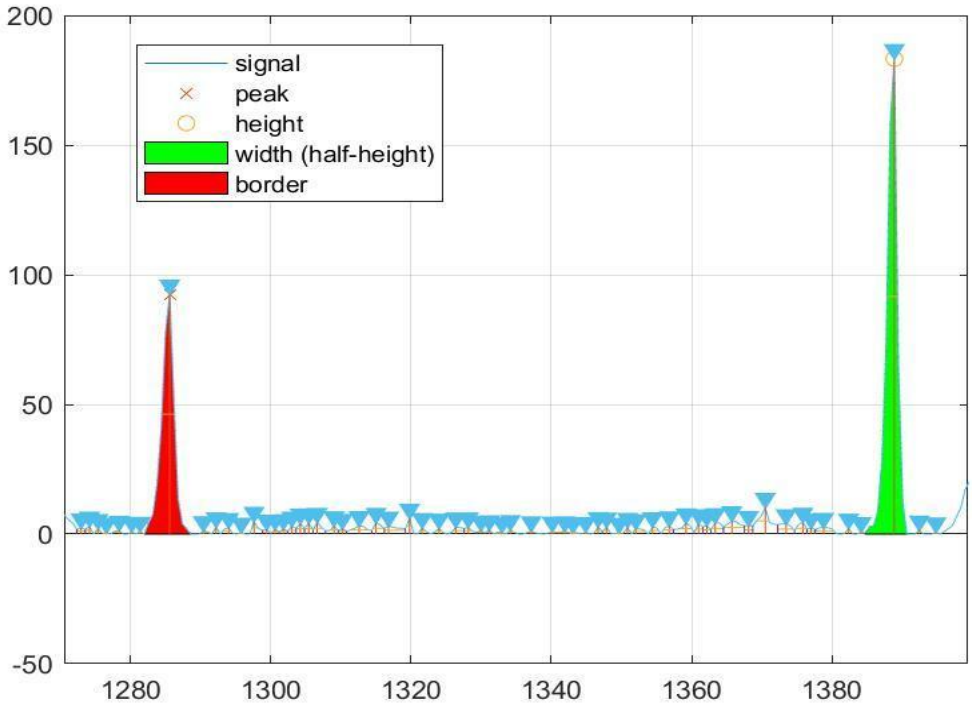
5.3 Doblete de Fermi

Se utilizó un espectrómetro Raman Horiba LabRAM HR Evolution para analizar el CO_2 en inclusiones gaseosas, siguiendo metodologías estándar para el estudio de inclusiones fluidas (Frezzotti, 2001; Burke, 2001). La muestra se preparó y montó adecuadamente, y las inclusiones se localizaron mediante microscopía óptica integrada. El equipo se configuró con un láser de 532 nm o 785 nm, ajustando la potencia a niveles bajos (10-20% del máximo) para evitar alteraciones térmicas (Hagiwara et al., 2021). Se emplearon objetivos de alta magnificación (50x o 100x) y se definió un rango espectral entre 1260 cm^{-1} y 1400 cm^{-1} para abarcar ambos picos del doblete de Fermi del CO_2 (~1285 cm^{-1} y ~1388 cm^{-1}). El tiempo de exposición (10-30 s) y el número de acumulaciones (3-5 ciclos) se optimizaron para maximizar la relación señal-ruido. El equipo se calibró previamente con un estándar de silicio (pico a 520.7 cm^{-1}) según protocolos establecidos (Larkin, 2017), y los datos se procesaron mediante el software LabSpec. Para garantizar la confiabilidad, se realizaron mediciones repetidas en diferentes zonas de la inclusión, evitando interferencias de minerales circundantes y registrando los parámetros experimentales.

Las inclusiones fluidas hospedadas en diferentes minerales característicos de cada evento de alteración fueron analizadas mediante espectroscopía Raman con el objetivo de identificar sus fases volátiles, con el fin de calcular el doblete de Fermi. Utilizando las

posiciones de los dos picos que componen el doblete de Fermi en el espectro del CO_2, se calculó su densidad utilizando la distancia de separación de las señales en 1285 y 1388cm-1 (Frezzotti et al., 2012) usando la ecuación descrita por Wang et al. (2011).

Después de obtener los resultados por medio de la espectroscopía Raman, en donde se obtuvieron 186 espectros para el cinturón oriental y 366 para el occidental, se programó un script de Matlab en donde primero se igualaron las variables X, Y en términos de su dimensión. Posteriormente se corrigió la línea base de los espectros basándose en la función propuesta por Schulze et al. (2012). El script se centra principalmente en encontrar los dos picos más altos presentes en los espectros, a los cuales se les calcula su posición (X,Y), el área de cada pico utilizando la integral trapezoidal, su ancho medio, la diferencia entre la localización de los picos (R1x-R2x), la diferencia de intensidad (R1y-R2y) y finalmente, a partir de las ecuaciones de Yuan et al. (2017) se calcula la presión a la que fue sometida el CO_2 al momento del entrampamiento.



R1x	R2x	R1y	R2y	w1	w2	R1area	R2area	R1x-R2x	R1x/R2x	Kbares
1388.9	1285.6	183.280392	92.4238303	1.50815726	1.7926534	316.365635	187.684322	103.3	1.98304259	1.11287804

Figura 21. Doblete de Fermi representando los picos R1 (verde) y R2 (rojo). Con su respectiva tabla descriptiva (hallada con el script de Matlab) .

6 Resultados

6.1 Petrografía

6.1.1 Cinturón oriental

Las rocas hospedantes contienen un alto contenido de materia orgánica evidenciado por su color negro y apariencia opaca (Figura 19A). El tamaño de los granos se encuentra en un rango entre 1 y 16 micras que corresponde a lodolitas y limolitas con respecto a la escala granulométrica de Wentworth (1922). Presentan intercalaciones de bandas con diferente tamaño de grano, las cuales están dispuestas en láminas de manera plano-paralela (Figura 19B). Mineralógicamente las rocas presentan plagioclasa, cuarzo, carbonatos y micas, la materia orgánica se vuelve muy abundante en las láminas con menor tamaño de grano. Vale la pena resaltar la ocurrencia de cristales de monacita autigénica la cual se presenta de manera euhedral con formas romboédricas o tabulares, su tamaño varía entre 10 – 500 micras y puede poseer zonación. También se observaron minerales accesorios como zircones, rutilo y pirita.

Adicionalmente se identificaron niveles de rocas con texturas evaporíticas (Nódulos derivados de concreciones de yeso) en donde la roca se encuentra totalmente afectada por procesos de albitización y su contenido de materia orgánica es casi nulo, estos niveles pueden presentar intercalaciones con las lodolitas y limolitas (Figura 19B). Los procesos de albitización alteran totalmente la roca por lo que enmascara la composición original de la misma, sin embargo, algunos cristales relícticos de monacita y pirita se logran distinguir. Las vetillas de albita y carbonatos son comunes en estas rocas (Figura 19 C, D).

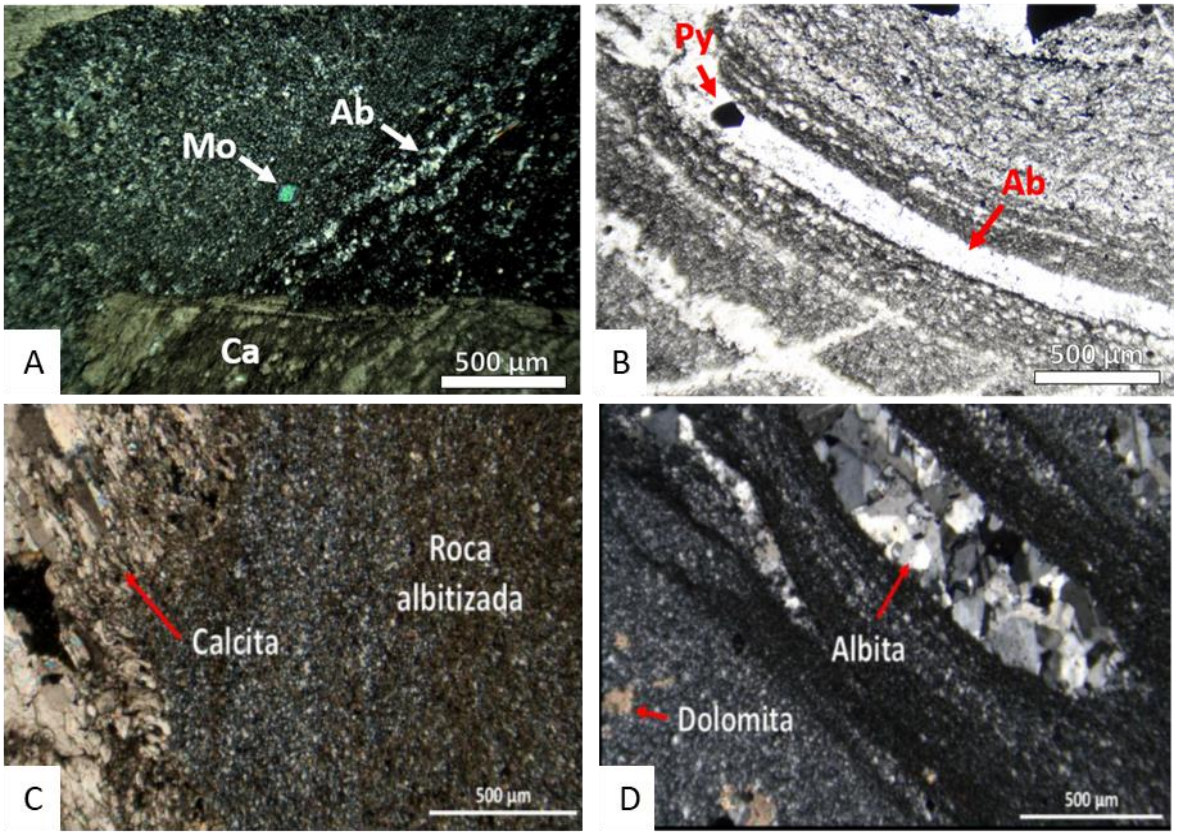


Figura 22. A) Lodolita negra rica en materia orgánica, con baja presencia de monacita, se observa vetilleo de albita. Todo se encuentra cortado por una vena de calcita (XPL). B) Limolita con intercalaciones de bandas albitizadas. La pirita ocurre en bajas proporciones; PPL. C) Roca albitizada cortada por vena de calcita (contacto con la roca es corrosivo). D) Roca con alta materia carbonosa abierta por fluidos ricos en albita. Ab: albita, Ca: calcita, Mo: monacita, Py: pirita, Ru: rutilo; PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados, PPR: luz reflejada (Fotos tomadas de los informes técnicos 1 y 3 del CDTEC).

La roca caja anteriormente descrita se encuentra afectada por dos eventos de alteración hidrotermal. El primero evento corresponde a la albitización, la cual se evidencia por la presencia de vetillas de albita y por el reemplazamiento casi total de las rocas con texturas evaporíticas (Albititas). La albita generalmente se presenta en forma de cristales prismáticos y maclados que se encuentran al interior de vetillas de manera perpendicular al contacto con la roca y venas orientadas de manera paralela y/o no paralela a la laminación (Figura 20 A, B). La albitización se encuentra acompañada de minerales como mica y de manera más esporádica de xenotima y esmeralda (Figura 20. C). La xenotima se distingue por sus colores altos de interferencia intermedios, además de un relieve muy alto cuyo hábito es euhedral, se encuentra en contacto con albita y en los fragmentos de

roca caja inmersos en las brechas, normalmente su tamaño alcanza algunas decenas de micras (Figura 20. D). En menor medida se encuentra el rutilo con tamaños menores a una docena de micras, se caracteriza por su relieve muy alto y su color marrón en ppl.

El segundo evento hidrotermal de la zona es la carbonatización, el cual está evidenciado por vetillas de carbonatos los cuales se caracterizan por su hábito romboédrico y su tamaño puede alcanzar algunos centímetros, siendo la calcita el carbonato más abundante, este se encuentra en diferentes hábitos; elongado, rhombohedral y maclado, normalmente estas maclas alcanzan las 20 micras de grosor, son continuas y tienen una o dos direcciones preferenciales. Dolomita es el otro carbonato, su hábito es euhedral y sus cristales superponen los de calcita. En menores proporciones se observa pirita, fluorapatita, cuarzo y esmeralda (Figura 20. E, F). Las Albititas representan focos de alteración hidrotermal donde la albitización es completamente pervasiva; mientras que la carbonatización se hace más evidente en las lodolitas negras. Una textura común en la mayoría de las muestras es el reemplazamiento parcial de albita por dolomita; muchos de los cristales de albita presentan bordes corroídos al estar rodeados de dolomita, lo cual permite inferir que la carbonatización es posterior a la albitización (Figura 20. B). Durante la etapa de carbonatización se formaron varias generaciones de carbonatos, los cuales pueden ser distinguidos de acuerdo con diferencias texturales, morfológicas y por relaciones de corte. Adicionalmente, la mayoría de las muestras exhiben evidencias de brechamiento hidrotermal, cuyo material cementante es inicialmente albita y posteriormente carbonato.

La esmeralda ocurre principalmente en venas de dolomita en rocas altamente afectadas por procesos de carbonatización y albitización. También se distingue mineralización de esmeralda en compañía de albita (Figura 20 C). Sin embargo, la asociación mineralógica más común es esmeralda, dolomita y albita (Figura 20 C, D, E) La esmeralda se encuentra en forma de prismas hexagonales; las inclusiones fluidas son abundantes y algunos cristales se encuentran levemente fracturados (Figura 20 D, E). En bajas proporciones se logran observar cristales de pirita, cuarzo y dolomita (Figura 20 G). La dolomita suele ocurrir con gran variedad de formas y tamaños, mostrando fenómenos de zonación y maclas por deformación (Figura 20 H).

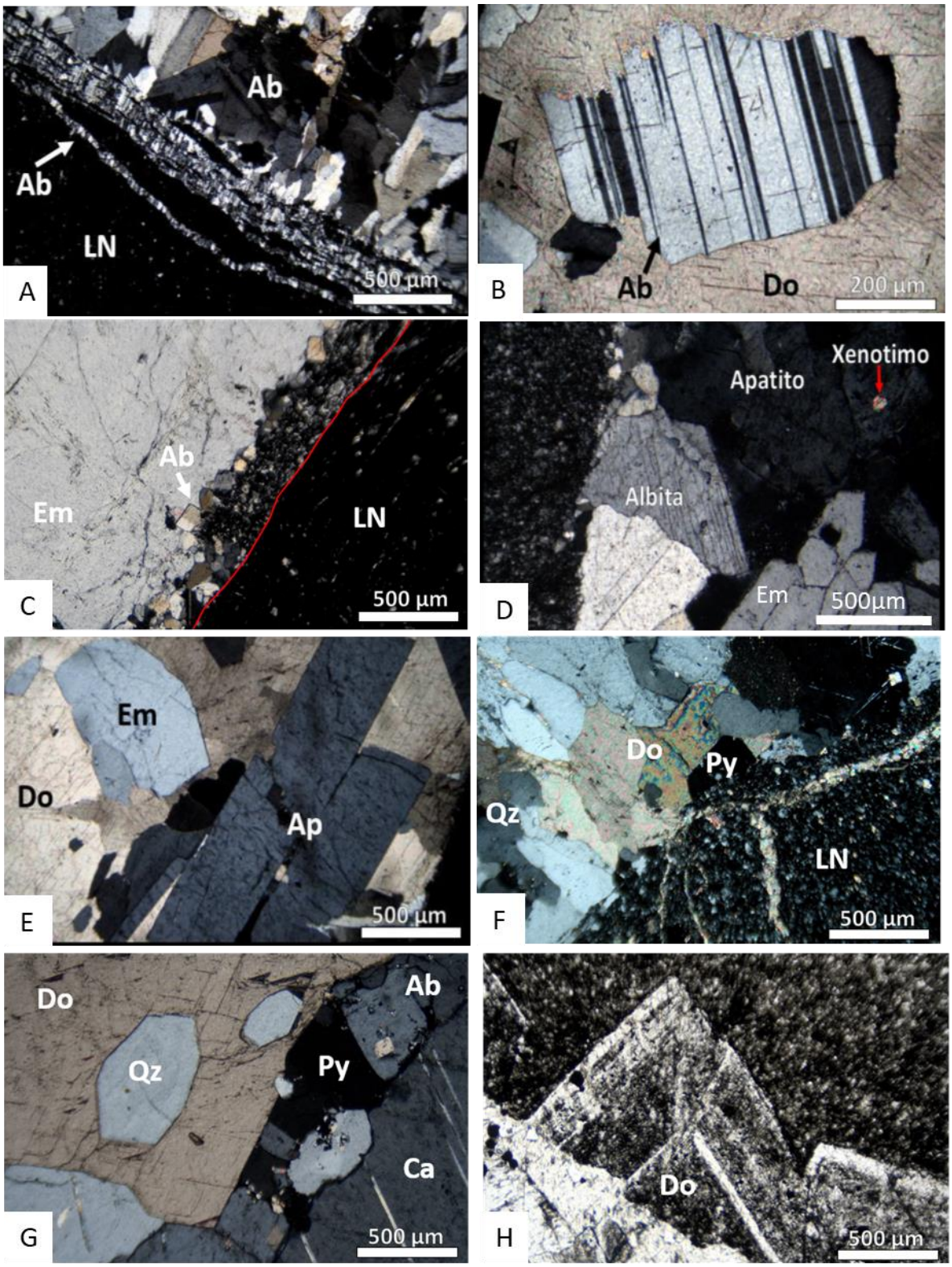

Ab
Ab
LN
500 µm
A
Ab
Do
200 µm
B
Ab
Em
LN
500 µm
C
Xenotimo
Apatito
Albita
Em
500µm
D
Em
Do
Ap
500 µm
E
Do
Py
Qz
LN
500 µm
F
Do
Ab
Qz
Py
Ca
500 µm
G
Do
500 µm
H

Figura 23. A) Lodolita negra carbonosa cortada por vetillas de albita perpendiculares a la estratificación de la roca caja. B) Albita parcialmente reemplazada por dolomita, se observan bordes bastante corroídos por la presencia del carbonato. C) Lodolita negra carbonosa con vetilla de albita y esmeralda. D) Vetilla de albita con presencia de albita, fluorapatita, xenotima y esmeralda. E) Fluorapatita en una vena con dolomita y esmeralda. F) Lodolita negra con ligero brechamiento causado por la inyección de vetillas de dolomita, cuarzo y pirita G) Asociación entre cuarzo, pirita, calcita y dolomita. H) Cristal de dolomita con zonación producto de la inclusión de material carbonoso debido al crecimiento del cristal. Abreviaciones: Ab: albita, Ca: calcita, Do: dolomita, Em: esmeralda, Py: pirita, Qz: cuarzo; PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados. (Las imágenes fueron tomadas de los informes 1, 3 y Ubalá del CDTEC).

La euclasa es un mineral extremadamente escaso que suele encontrarse en venas de calcita alojadas en albititas grises. Estas venas atraviesan aquellas que contienen esmeraldas, lo que indica que se encuentra en una etapa diferente a la de las esmeraldas. Las rocas en las que se presenta exhiben un intenso vetilleo de albita, seguido por la formación de venas de calcita (Figura 21A). La euclasa se presenta en forma de prismas euhedrales con un clivaje perfecto en la dirección (010) (Gilles et al., 2022) y birrefringencia de primer orden. Se asocia comúnmente con calcita, albita y pirita (Figura 21B, C). Las venas están compuestas por grandes cristales de calcita que rodean fragmentos de calcita preexistente (Figura 21D).

La oxidación supérgena es intensa en algunos sectores, siendo la pirita el mineral más afectado, el cual es reemplazado parcial o totalmente por goethita; este fenómeno también se presenta en carbonatos, especialmente en dolomita ferrosa dado a su contenido de hierro. Del mismo modo se observó allofanita botroidal como producto de oxidación de plagioclasas.

Dos aspectos que se destacan son: la presencia de inclusiones fluidas trifásicas (una combinación de líquido, gas, y sólido.) compuestas por un líquido salino (salmuera), una burbuja de gas (normalmente CO_2) y una fase solida (Halita). Estas inclusiones son comunes en los minerales observados en las zonas esmeraldíferas colombianas. El segundo aspecto es la micro deformación; a lo largo de la mayoría de las muestras se observan texturas indicativas de cizallamiento durante o posterior al crecimiento mineral. Algunas de estas texturas son: maclas polisintéticas en los carbonatos, maclas con plegamientos en las plagioclasas, micro fallamiento en plagioclasas, fracturamiento de cristales de esmeraldas, brechamiento entre carbonatos, calcita con textura fibrosa y plegada, cuarzo cizallado, reapertura de venas de tipo crack and seal y brechamiento.

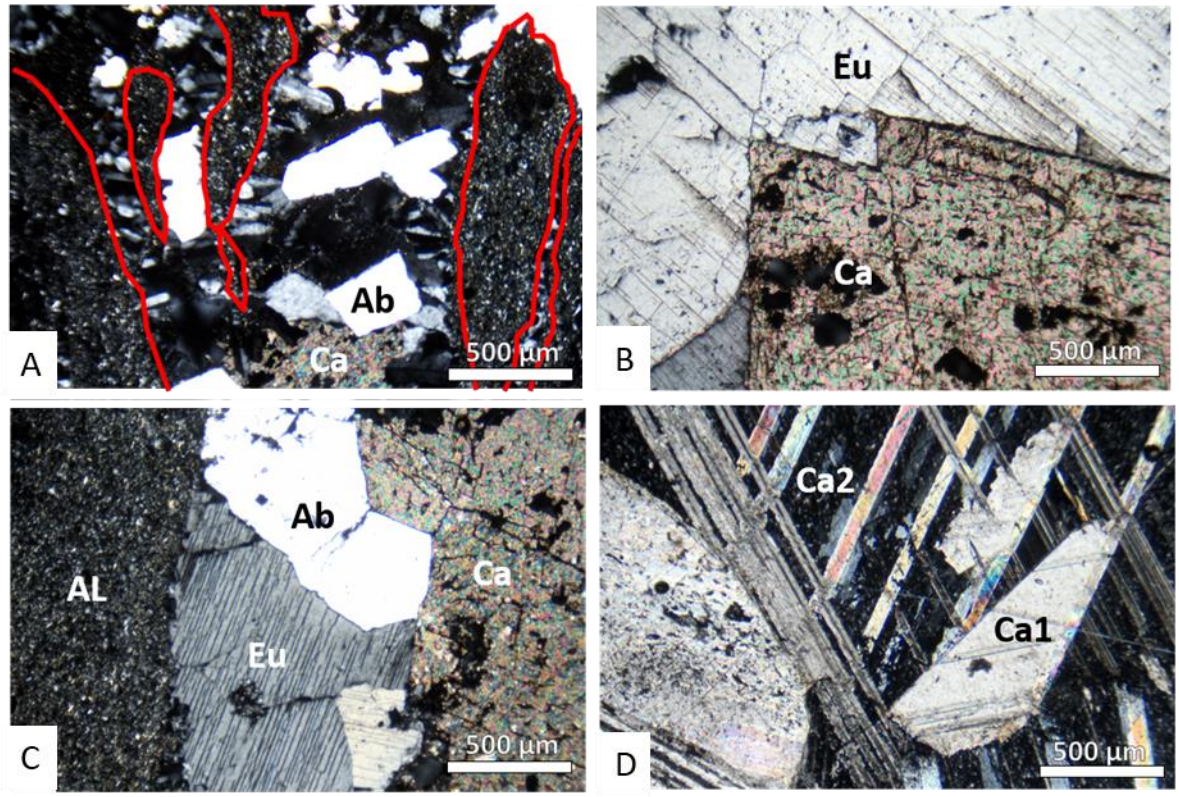


Figura 24. A) Vetillas de albita y calcita cortando albitita. B) Cristales euhedrales de calcita y euclasa C) Vena de euclasa, albita y calcita en albitita D) Dos generaciones de calcita. Abreviaciones: Ab: albita, AL: albitita, Ca: calcita, Eu: euclasa; PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados (Las imágenes fueron tomadas del informe 3 del CDTEC).

La Tabla 2 muestra una secuencia paragenética generalizada de la mineralización de esmeralda-euclasa para en cinturón oriental. Allí los minerales se clasifican en cuatro categorías: i) minerales formadores de roca (diagénesis); ii) minerales formados durante la etapa hidrotermal de albitización; iii) minerales formados durante la etapa hidrotermal de carbonatización; iiii) minerales formados por procesos de oxidación supérgena.

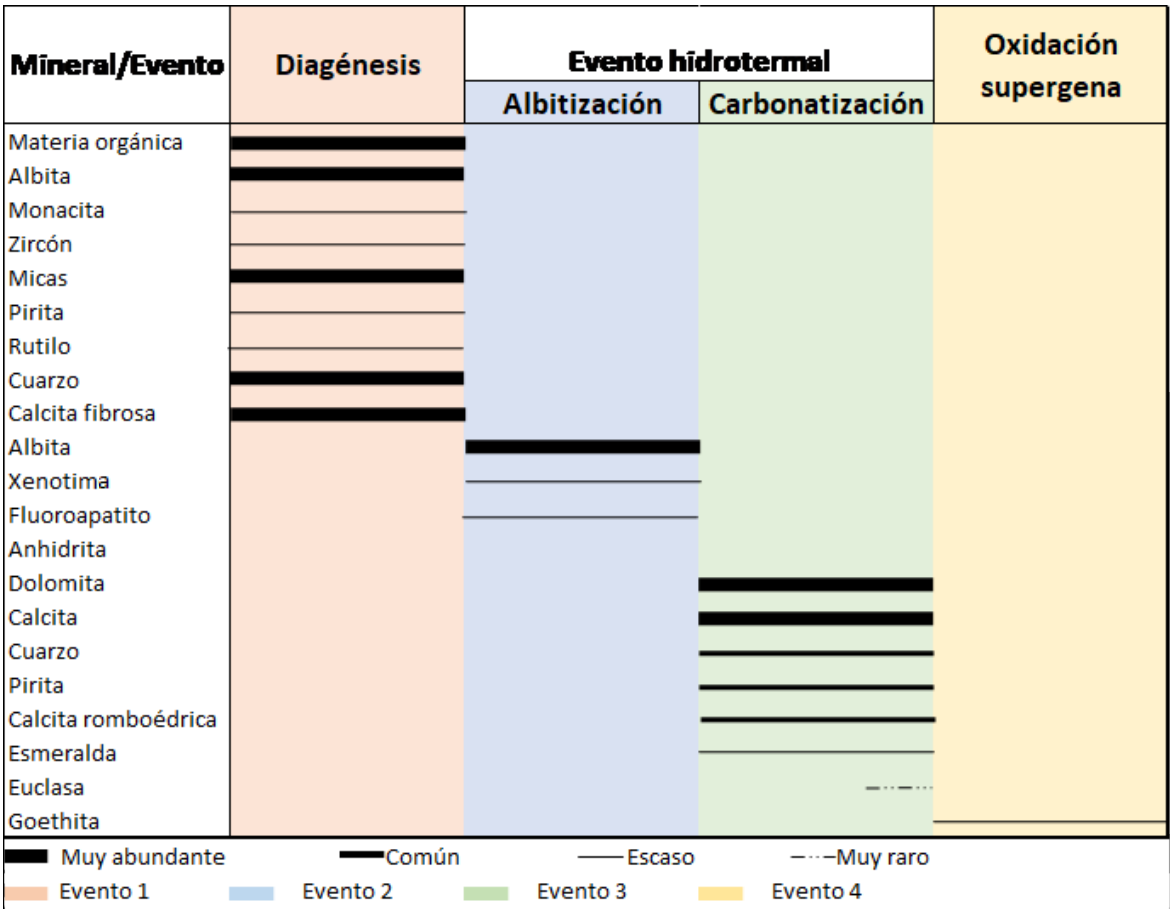


Tabla 2. Secuencia paragenética generalizada de la mineralización de esmeraldas del CEOr.

En algunas áreas del cinturón oriental, se detectaron estructuras de flujo asociadas a brechas formadas por procesos de fluidización (Figura 25). En este fenómeno, todo el material adopta un comportamiento similar al de un fluido: tanto la roca caja, la brecha y el mismo fluido hidrotermal se comportan como un líquido. Esto se evidencia por la presencia de una brecha compuesta por fragmentos de veta y de roca caja, los cuales están cementados por una matriz derivada de la misma roca caja.

Este fenómeno, entendido como fluidización cataclástica, ocurre cuando cambios bruscos de presión asociados a la intrusión de fluidos hidrotermales fracturan la roca original, generando una red de fracturas. La circulación de fluidos y reacción del fluido con la roca caja produce un alto contenido en CO_2, la presencia del gas incrementa la presión interna y reduce la viscosidad del sistema, permitiendo que partículas finas de la roca caja, restos de vetas preexistentes y fluidos se mezclan en una suspensión móvil.

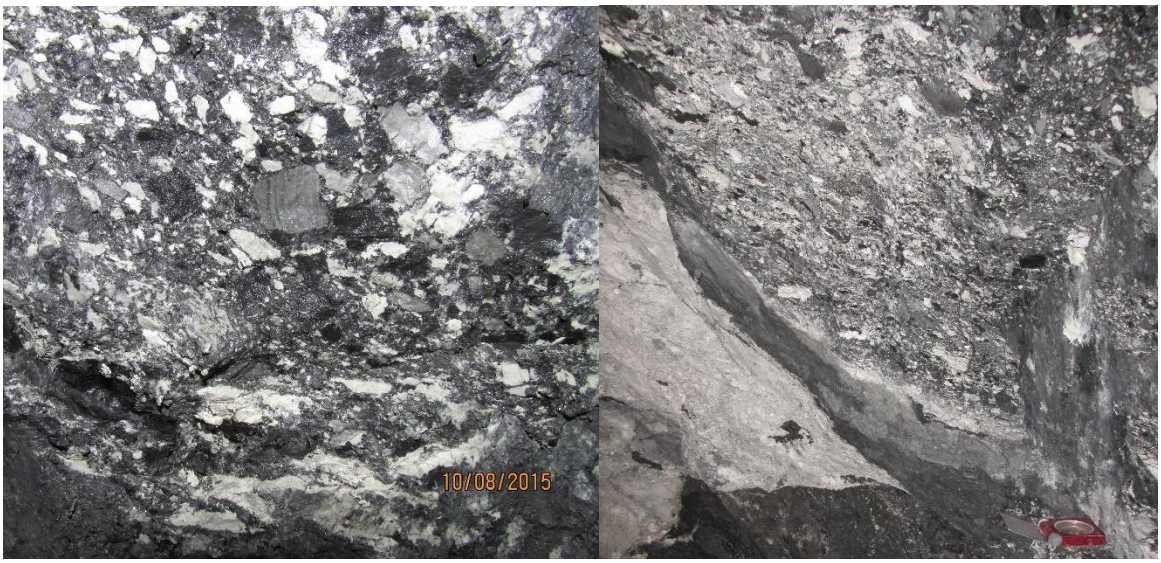


Figura 25. Brechas polimícticas por debida a procesos de fluidización presentes en el cinturón oriental, la matriz de la brecha está principalmente compuesta por partículas de la roca caja, mientras que los fragmentos de las venas y de la roca caja han sufrido alta rotación y transporte.

6.1.2 Cinturón Occidental

Las rocas hospedantes de la mineralización para el cinturón occidental corresponden a lodolitas de la Formación Muzo principalmente. Presenta un tamaño de grano desde arcilla a limo medio de acuerdo con la escala granulométrica de Wentworth (1922). La roca presenta una laminación plano-paralela con láminas de cuarzo reemplazado por albita (Figura 23 B), láminas con una porción más fina en donde el contenido de materia orgánica es alto (Figura 23 A). Composicionalmente, las rocas están dominadas por la presencia de filosilicatos y plagioclasa, con algunas trazas de pirita autigénica, parisita-(Ce), y rutilo (Figura 23 C, D).

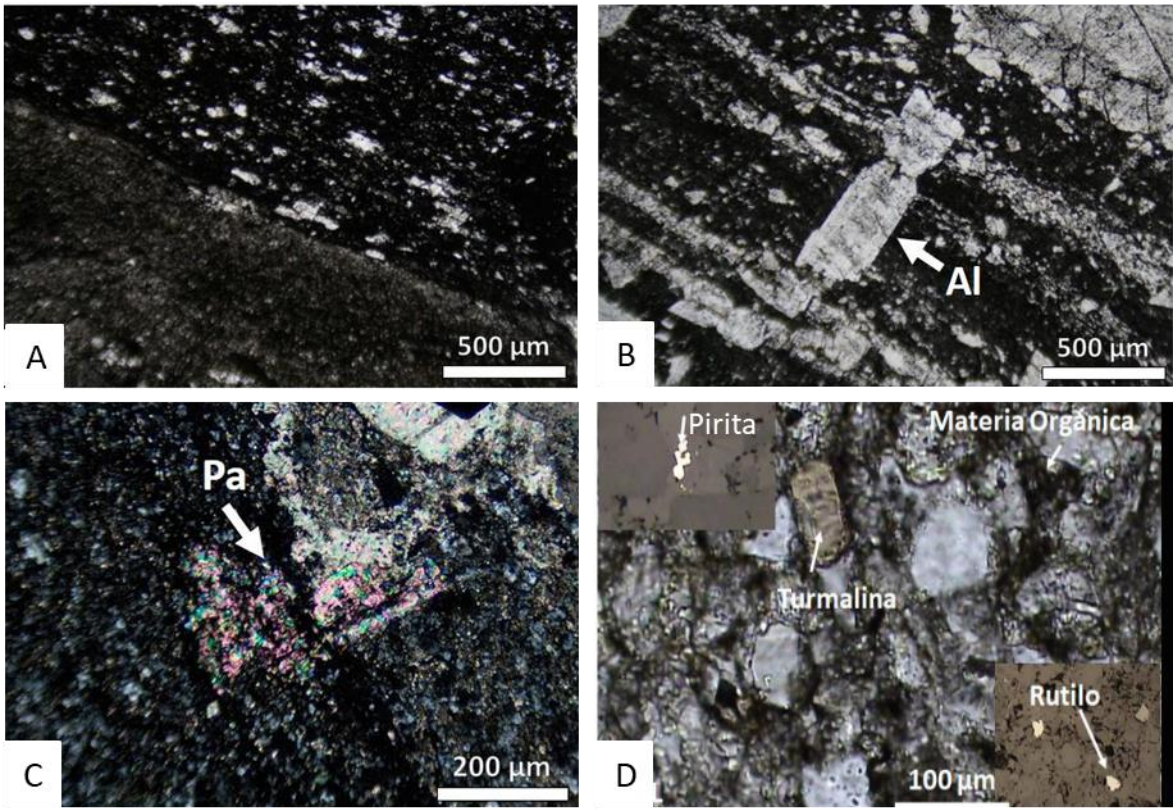


Figura 26. A) Intercalaciones de niveles de limolitas con distintos tamaños de grano. B) Cristal de albita (Corbatín) atravesando un bandeamiento de albita y carbonatos. C) Limolita con abundante contenido de materia orgánica y cristal de parisita-(Ce). D) Presencia de rutilo y pirita autigénica. Al: albita, Pa: parisita-(Ce).

Al igual que en el cinturón oriental, se presentan dos estilos principales de metasomatismo: Una etapa de albitización y otra etapa de carbonatización, los cuales son comunes en la mayoría de las rocas analizadas. La primera etapa se ve evidenciada mediante vetillas de albita de tamaño de grano fino a grueso, que crece perpendicular al contacto de la roca con la vena, junto con minerales como el cuarzo, apatito y esporádicamente cristales muy finos de xenotima (Figura 24 A). En esta etapa, la albita genera reemplazamiento de granos en la roca caja. En algunos sectores se observan vetillas de calcita fibrosa, las cuales han sido reabiertas por inyecciones de albita (anterior al evento hidrotermal, Figura 24 B). Por otra parte, en la etapa de carbonatización los minerales más abundantes son calcita y dolomita, ambos carbonatos presentan hábito romboédrico y se encuentran en vetillas que suelen cortar la albita (Figura 24 C), es común que el carbonato reemplace parcialmente los minerales de albita o de cuarzo, por lo que estos en ocasiones presentan sus bordes corroídos (Figura 24, D). Además, en esta etapa se encuentran cristales de pirita, cuarzo, micas y en menor medida fluorapatita y esmeralda.

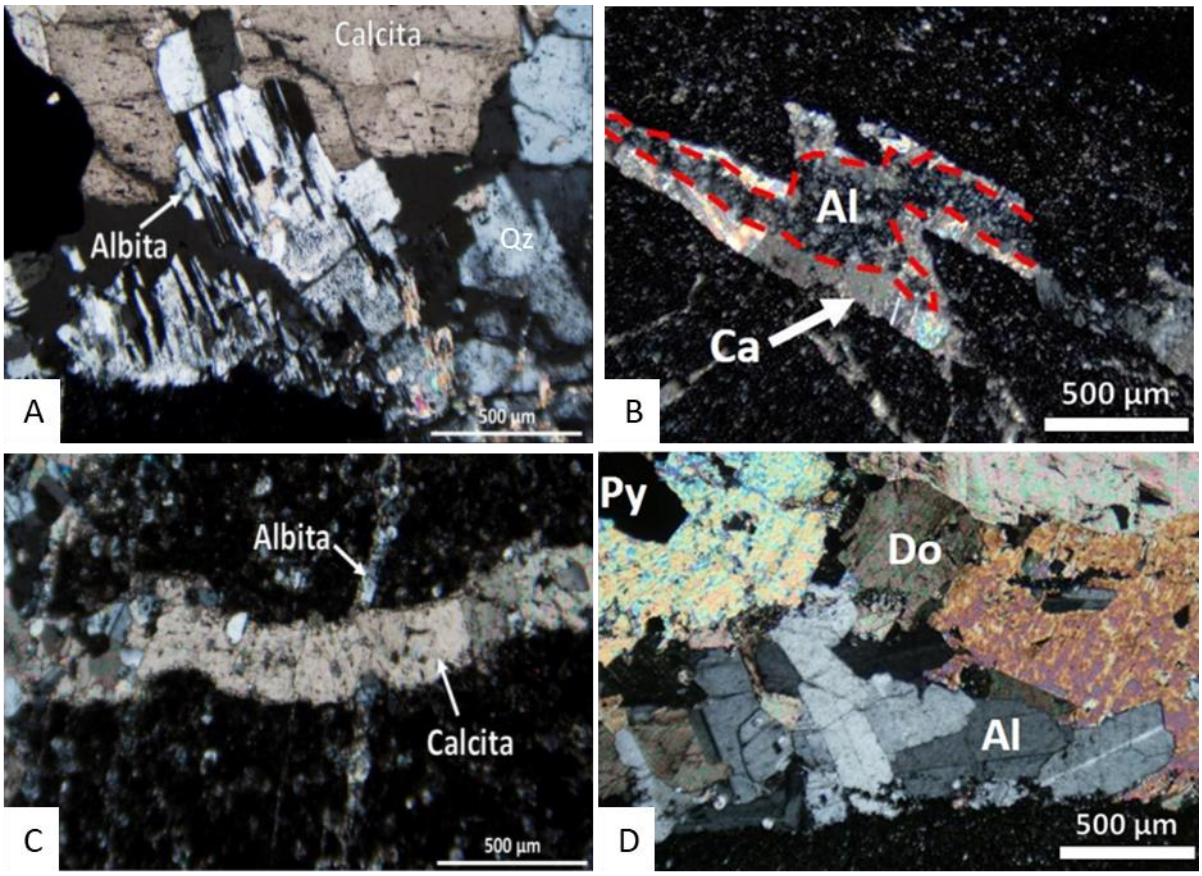


Figura 27. A) Venas de albita, perpendiculares al contacto de la roca, con presencia de cuarzo, y calcita. B) Vetilla de calcita fibrosa reabierta por inyección de albita. C) Limolita cortada por una vetilla de albita; que a su vez se encuentra cortada por una vetilla de calcita. E) Vena de albita dolomita y pirita, se evidencia reemplazamiento parcial de la albita por dolomita. Al: albita, Ca: calcita, Do: dolomita, Py: pirita (Las fotografías son tomadas del informe 1 del 2018 y el informe 3 del 2021 del CDTEC)

Las esmeraldas se encuentran al interior de venas de carbonatos y albita, se observa como prismas hexagonales de gran tamaño y con abundantes inclusiones sólidas y fluidas (Figura 25 A). Los cristales de esmeraldas suelen ocurrir en contacto directo con dolomita y calcita, pueden contener inclusiones de pirita y fragmentos de carbonatos. En algunos sectores se observan asociaciones entre las esmeraldas y cristales de cuarzo, fluorapatita y albita (Figura 25 E).

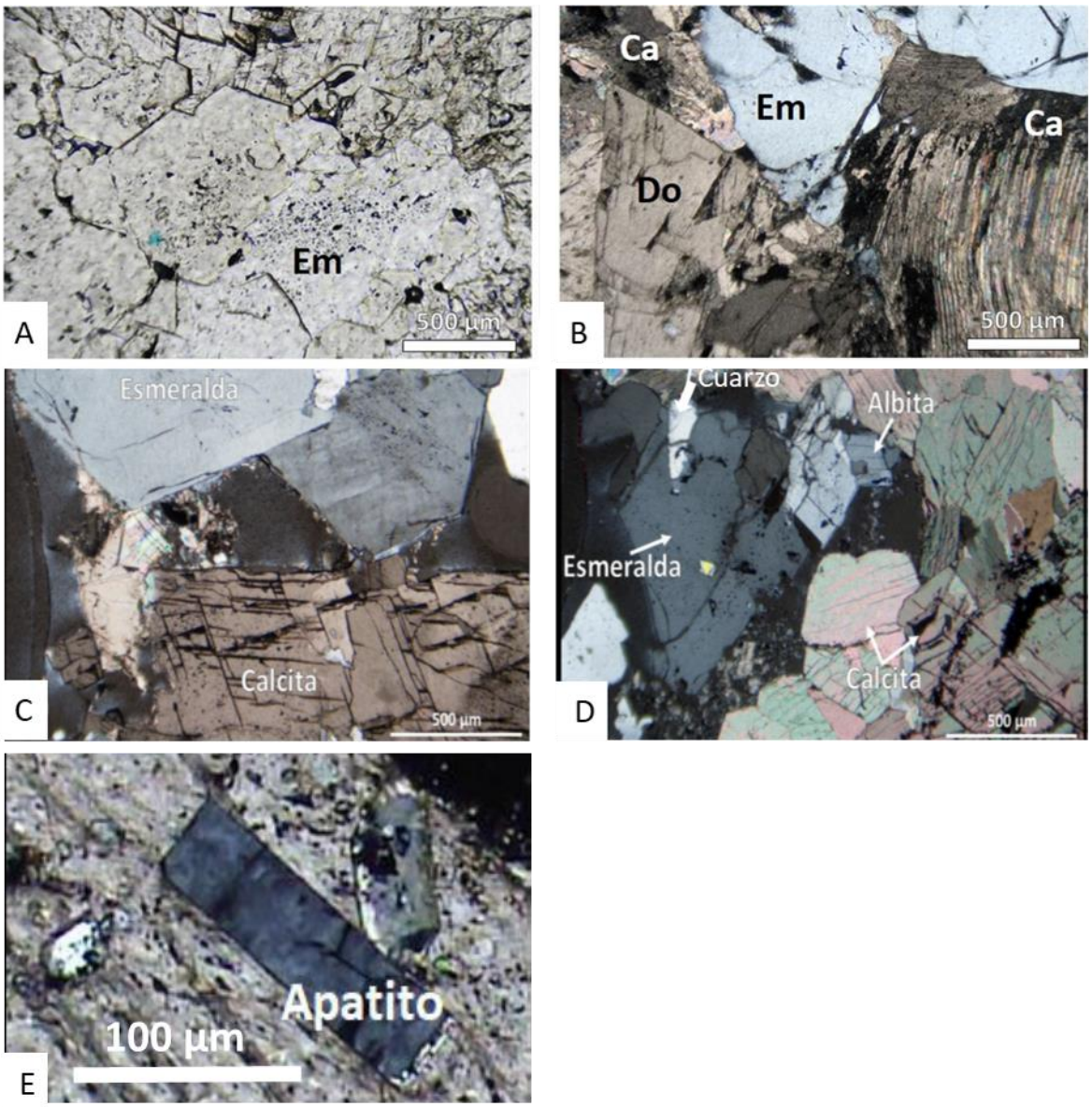


Figura 28. A) Cristales hexagonales de esmeralda con abundantes inclusiones sólidas y fluidas B) Cristales de esmeraldas en compañía de carbonatos C) Cristal de esmeralda hexagonal en asociación con calcita. D) Esmeralda en asociación con albita, cuarzo y calcita. E) Cristal euhedral de apatito rodeado de carbonato. Ca: calcita, Do: dolomita, Em: esmeralda (Imágenes tomadas de los informes 1, 2 y 3 de los informes del CDTEC).

En algunas muestras hay altos contenidos de pirita. Esta ocurre principalmente como cristales dodecaédricos en mosaico con carbonatos y cuarzo; muestran zonación concéntrica y muy leve oxidación supérgena (Figura 26 B). Al interior de los cristales de pirita es común encontrar relictos de anhidrita, en anillos más externos se presentan inclusiones de minerales de cobre como calcopirita y bornita, también es común encontrar rutilos (Figura 26 A). Finalmente, a lo largo de todas las secciones se presenta una gran

diversidad de texturas que incluyen micro deformación por cataclasis, brechamiento, reapertura de venas tipo crack-seal, agregados aciculares, maclas por deformación en carbonatos, reemplazamientos, zonaciones y bordes de reacción (Figura 26 C, D).

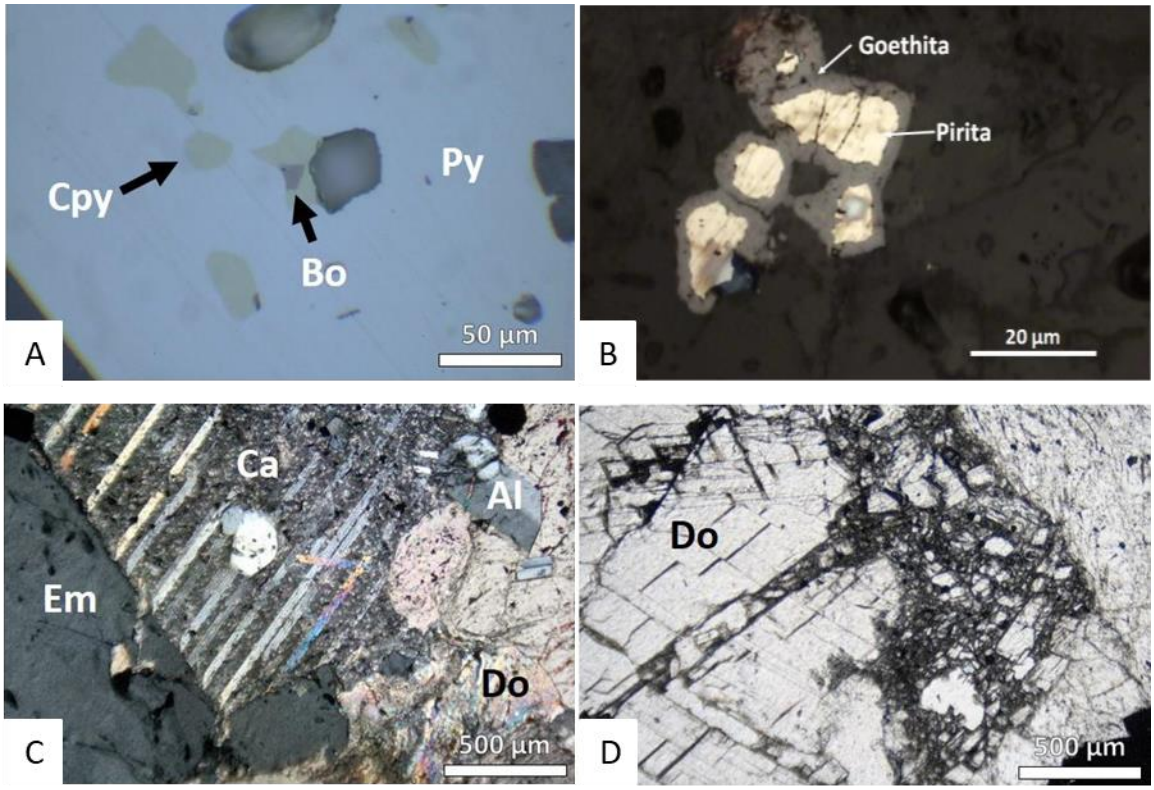


Figura 29. A) Cristal de pirita con inclusiones de calcopirita y bornita; PPR. B) Oxidación supérgena de la pirita a goethita C) Maclas de deformación presentes en la calcita D) Dolomita con conminución por cataclasis; XPL. PPL: luz polarizada plana, XPL: luz polarizada con nicoles cruzados y PPR: luz reflejada.

Según las condiciones de cristalización descritas por Reyes (2016), la euclasa se forma en asociación con minerales como albita y apatito. Es importante destacar que, aunque este proceso también da lugar a la cristalización de la esmeralda (Pignatelli et al., 2017), la euclasa rara vez se encuentra en paragénesis con esta gema (Reyes, 2016).

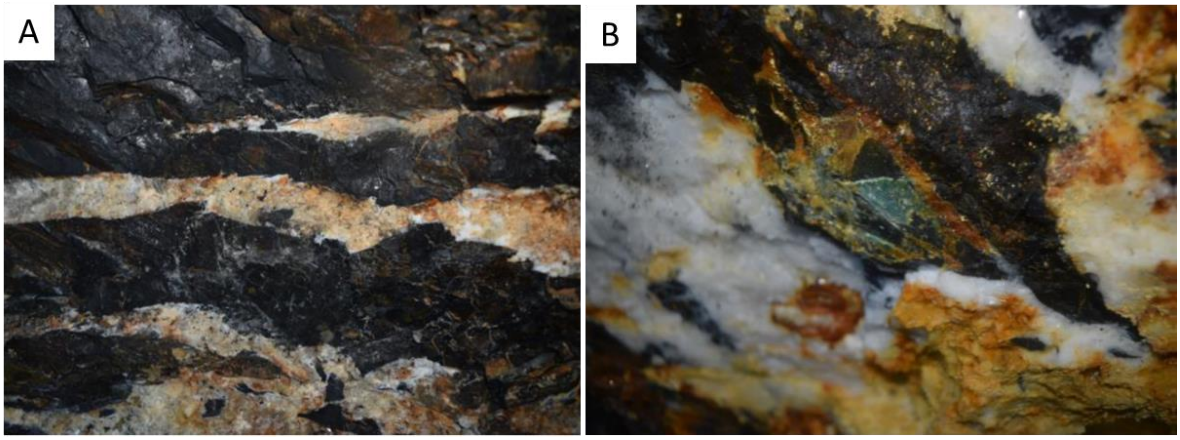


Figura 30. A) Venas con alta presencia de albita cortando la roca caja B) Vena mineralizada con pirofilita en los bordes de las venas (imágenes tomadas de Reyes., 2016).

Finalmente partiendo de las relaciones texturales observadas y analizadas a partir de la literatura, se construyó una secuencia paragenética generalizada esquemática que se divide en 4 etapas: i) minerales formadores de roca (diagénesis); ii) minerales formados durante la etapa hidrotermal de albitización; iii) minerales formados durante la etapa hidrotermal de carbonatización; la cual se sub divide en 2 iiii) minerales formados por procesos de oxidación supérgena (Tabla 3).

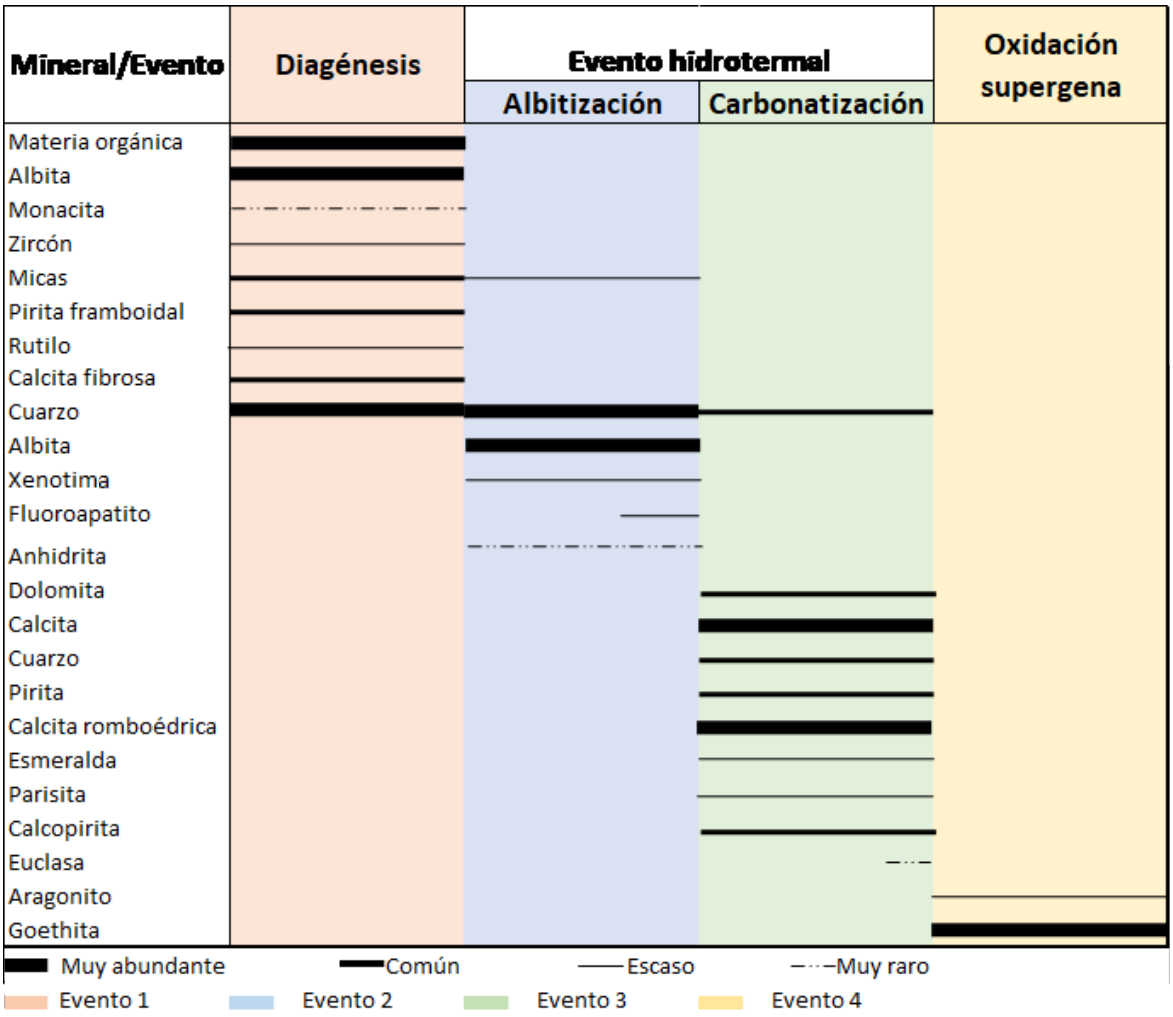


Tabla 3. Secuencia paragenética generalizada de la mineralización de esmeraldas de Occidente.

6.2 Parámetros morfológicos y análisis de la Dimensión fractal:

6.2.1 Circularidad

La circularidad de los diferentes fragmentos de las muestras en ambos cinturones nos muestra que los valores de tienden a ser mayores en el cinturón occidental (Promedio 0.391) que en el cinturón oriental (0.378), la dispersión de los datos es ligeramente mayor en el cinturón occidental (0.176 desviación estándar) con respecto al oriental (0.169 desviación estándar)

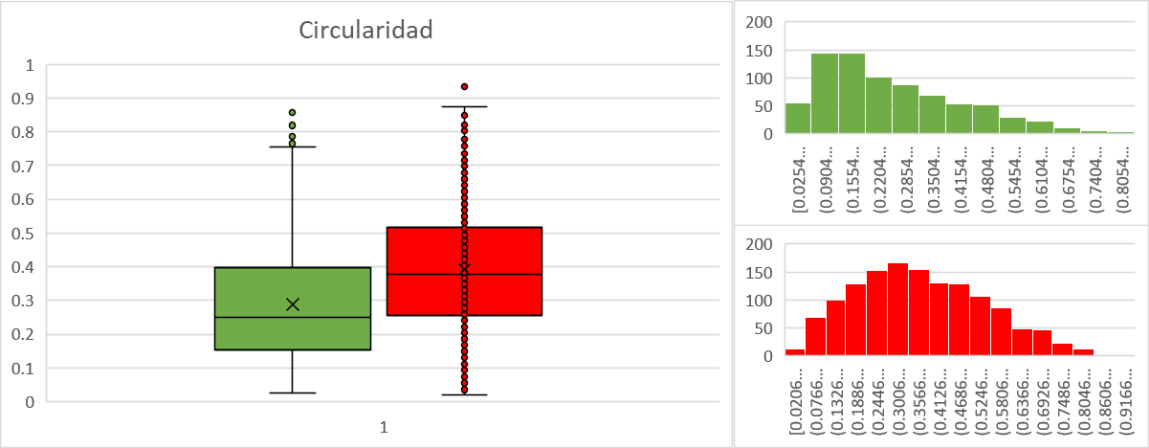


Figura 31. Gráfica de cajas y bigotes de la circularidad del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos, con su respectiva gráfica de frecuencia.

6.2.2 Distribución de tamaño de clastos (Ds)

Los datos de la distribución de tamaño de los clastos (Ds), nos muestra para el cinturón occidental una desviación estándar de 0.415, mientras que para el cinturón oriental es de 0.189, mostrando una mayor dispersión en los datos del cinturón occidental. Los datos del cinturón occidental tienen un promedio y una mediana de 1.575mm y 1.550mm respectivamente, mientras que los del cinturón oriental son 1.284mm y 1.306mm respectivamente, por lo que los datos del cinturón oriental en general son menores que los datos del occidental.

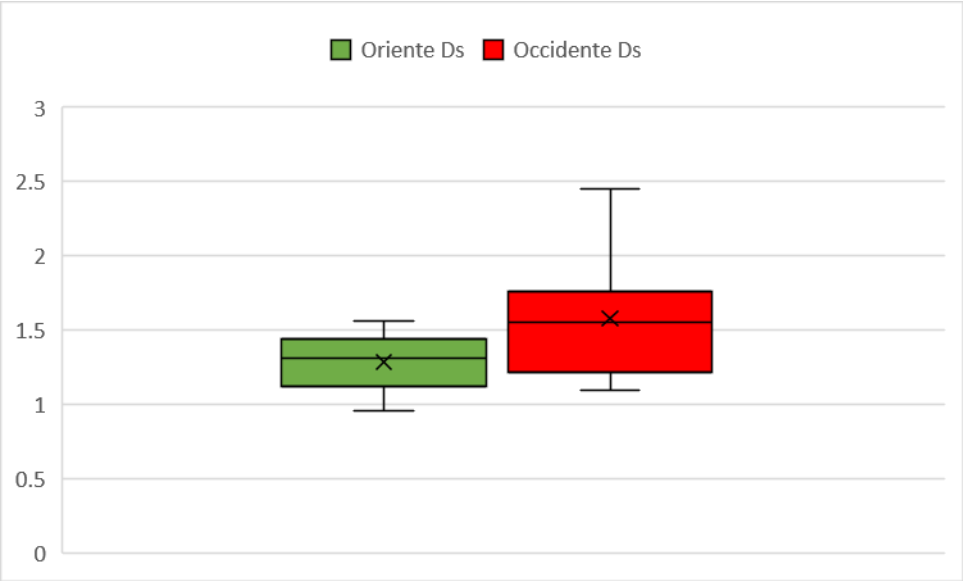


Figura 32. Gráfica de cajas y de la distribución del tamaño de los clastos (Ds) del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos.

Al hacer una gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal (Fds), se puede observar que en general se generan 2 grupos, dividiendo gran parte de los datos, sin embargo, existe un pequeño traslape entre los datos observados.

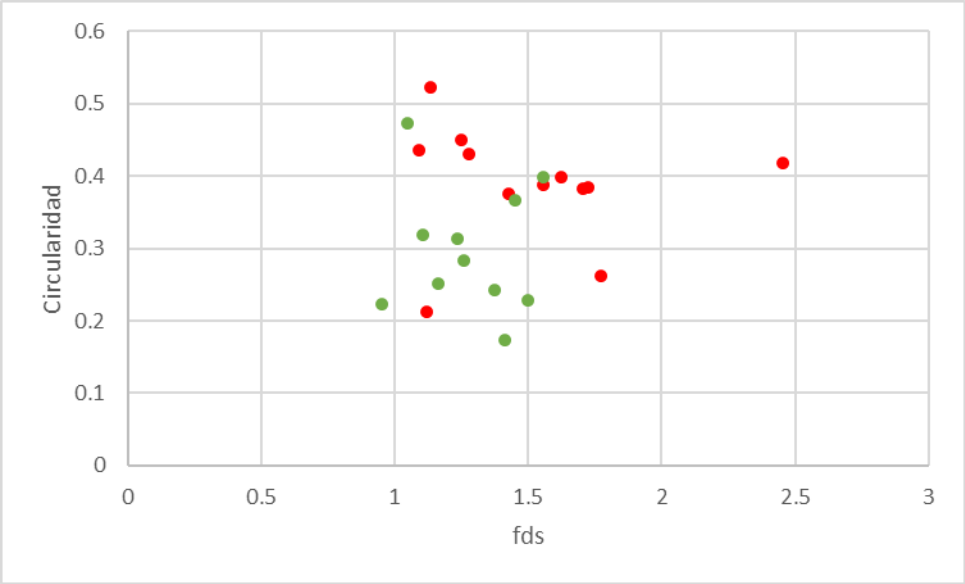


Figura 33. Gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal de la distribución del tamaño de los clastos (Ds).

6.2.3 Dimensión fractal de la rugosidad (Dr)

A partir del método de Minkowski–Bouligand, se muestra que los datos de ambos cinturones tienen una dispersión de los datos bastante similar (0.0913 desviación oriente, 0.0977 desviación occidente). Los datos de la dimensión fractal del borde de grano son ligeramente menores en el cinturón occidental (promedio 1.24, mediana 1.22) que en el cinturón oriental (promedio 1.28, mediana 1.28), en donde los datos son bimodales con mayor frecuencia de datos en 1.333 y en 1.223.

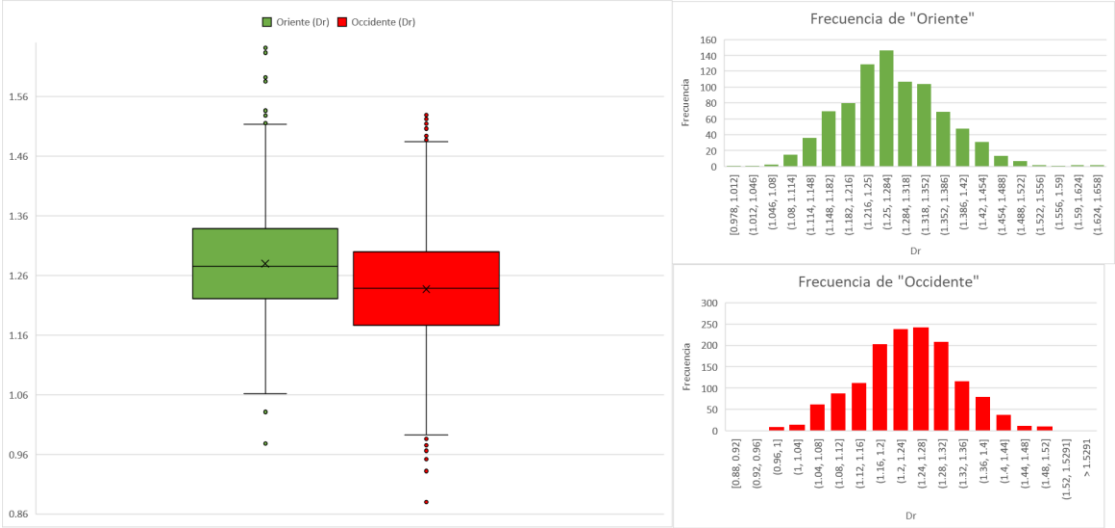


Figura 34. Gráfica de cajas y bigotes de la dimensión fractal Dr con el método de Minkowski-Bouligand del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos, con su respectiva gráfica de frecuencia.

En una gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal (Minkowski–Bouligand), se observa que ambos cinturones presentan una tendencia inversamente proporcional entre la circularidad y la dimensión fractal, por lo que a medida que aumenta la circularidad, disminuye la dimensión fractal.

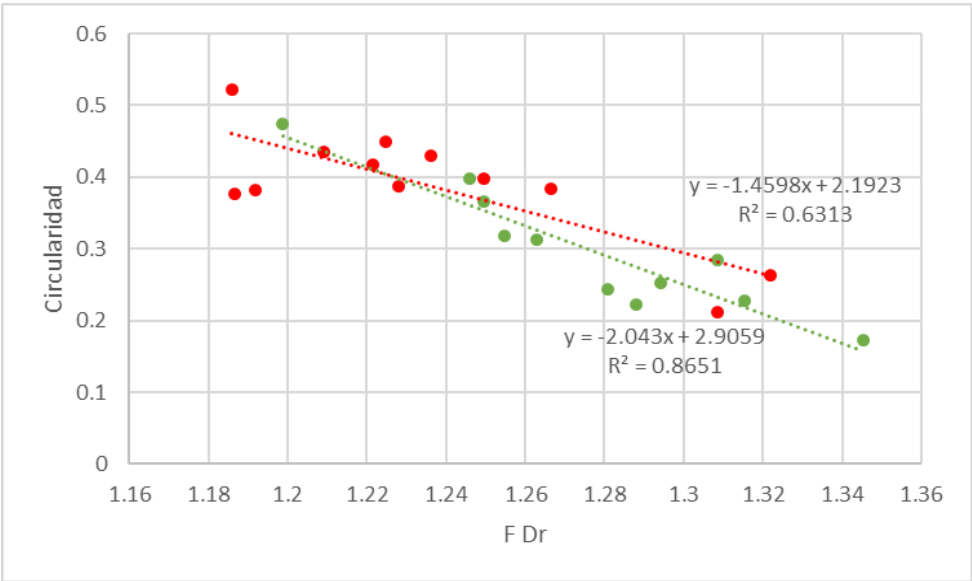


Figura 35. Gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal Dr (Minkowski–Bouligand), con sus las líneas de tendencia de ambos cinturones.

Tomando en cuenta el método para hallar la dimensión fractal del borde de un fragmento por medio del mapeo de distancias euclidianas, al igual que con el anterior método, el

cinturón oriental presenta los valores más altos (promedio 1.167, mediana 1.169), con respecto al cinturón occidental (promedio 1.129, mediana 1.137), las gráficas de frecuencia, muestran que en el cinturón oriental los datos con mayor frecuencia, presentan un rango muy amplio, mientras que en el cinturón occidental, los datos que se repiten más regularmente se presentan en un punto específico de la gráfica.

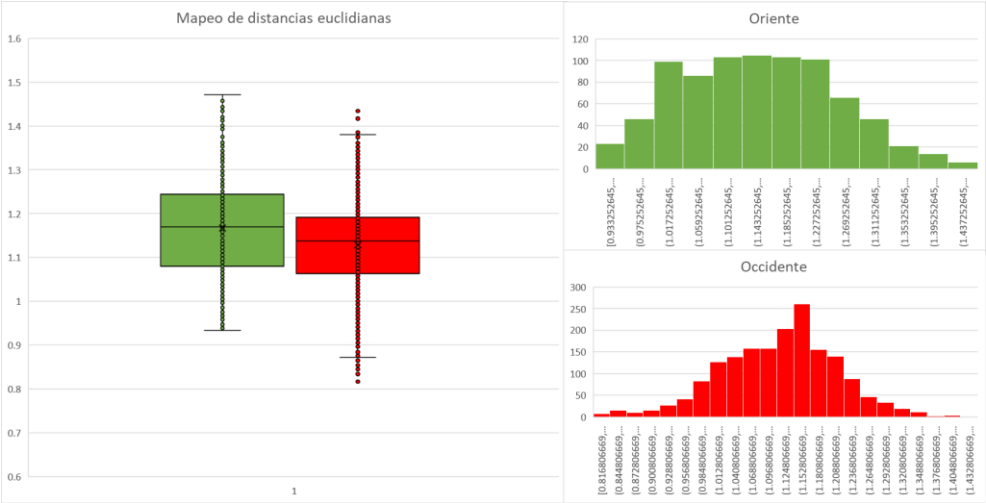


Figura 36. Gráfica de cajas y bigotes de la dimensión fractal Dr con el método de mapeo de distancias euclidianas del total de los fragmentos de ambos cinturones esmeraldíferos, con su respectiva gráfica de frecuencia.

En una gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal (Mapeo de distancias euclidianas), al igual que con el método anterior, este método presenta la misma tendencia inversamente proporcional entre la circularidad y la dimensión fractal.

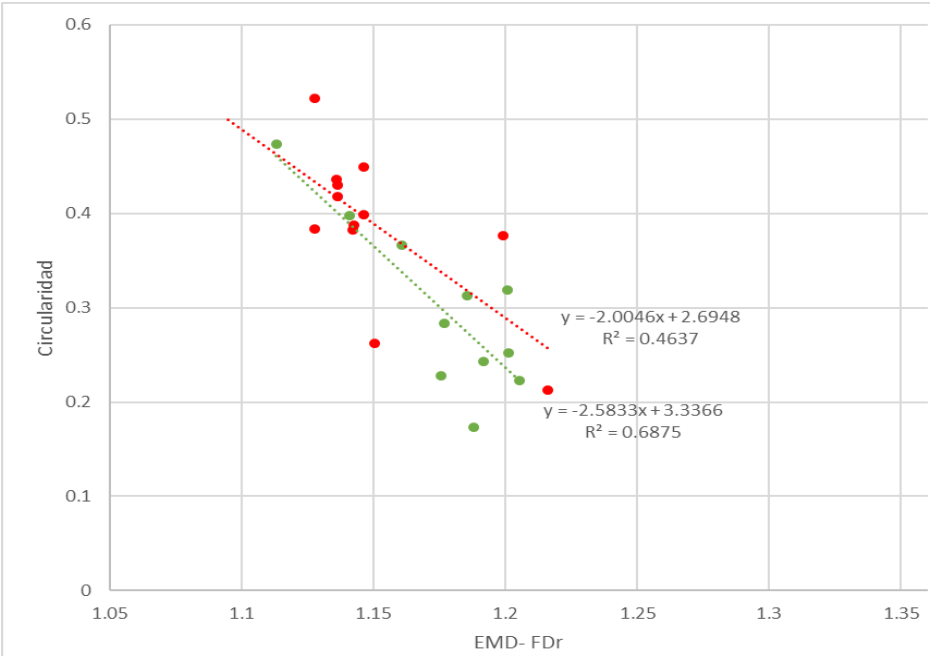


Figura 37. Gráfica de la circularidad contra la dimensión fractal Dr (Mapeo de distancias euclidianas), con sus las líneas de tendencia de ambos cinturones.

Finalmente, se presenta una gráfica de la dimensión fractal de la rugosidad del borde de clasto, contra la dimensión fractal obtenida por la distribución de tamaño de fragmento (Barnett, 2004; Jébrak, 1997) en la cual se puede observar que, aunque ambos cinturones presentan datos cercanos y con traslape, en general se pueden generar áreas en donde la nube de puntos mayoritariamente es oriental, u occidental.

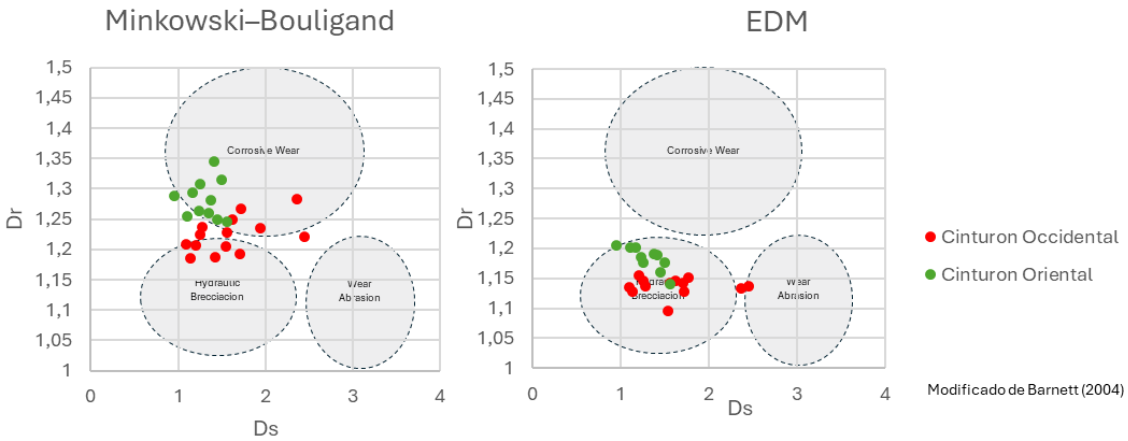


Figura 38. Gráficas de la distribución del tamaño de los fragmentos contra las diferentes dimensiones fractales Dr halladas, con sus las líneas de tendencia de ambos cinturones.

6.3 Doblete de Fermi (Geo-barómetro)

Para el análisis del doblete de Fermi, se emplearon temperaturas obtenidas por el CDTEC, principalmente con el fin de analizar el segundo evento hidrotermal, en el cual se determinó la temperatura de cristalización de la esmeralda en ambos cinturones esmeraldíferos. Para los demás eventos hidrotermales, se utilizaron temperaturas reportadas en la literatura científica. A partir de estos valores, y mediante la ecuación propuesta por Yuan et al. (2017), se estimó la presión a la que fue sometida la roca durante los diferentes eventos.

Cabe destacar que el evento de carbonatación se divide en dos fases: la primera, enfocada exclusivamente en los valores asociados a la esmeralda, y la segunda, centrada en el resto de minerales formados durante dicho evento.

6.3.1 Primer evento hidrotermal (Albitización)

Para este evento, se utilizó una temperatura promedio de 300 °C, la cual es la temperatura en donde ocurre la reducción del sulfato, y posteriormente se precipita la albita. Para el cinturón oriental el primer evento presenta una alta variación en los rangos de presión a los que fue sometida la roca, al momento de la generación de la albita, los cuales presentan un promedio de 520 bares y un máximo de casi 1000 bares de presión. Para el cinturón occidental, se consigue una dispersión muy baja de los datos, en donde la gran mayoría oscila entre 1043 bares hasta unos 1090 bares.

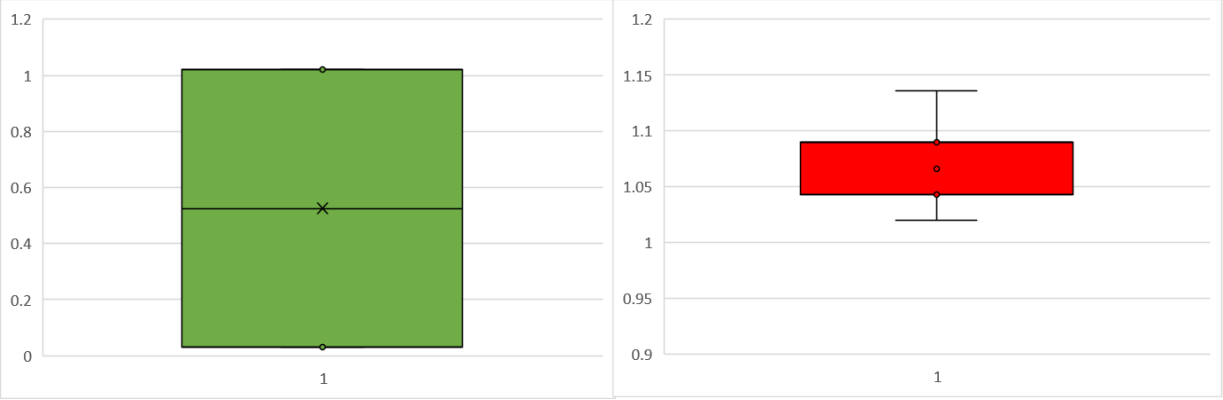


Figura 39. Presión calculada a partir del doblete de Fermi (Evento 1).

6.3.2 Segundo evento hidrotermal (Carbonatización-Cristalización de esmeralda)

Para el segundo evento hidrotermal carbonatización, en donde se presenta una temperatura de formación de 310ºC, se calcula una presión que fluctúa entre los 1059 bares y los 826 bares para el cinturón oriental. Para el cinturón occidental, el evento de carbonatización presenta unas presiones de entre 1153 bares a casi 940 bares con un

promedio cercano a los 1059 bares. Vale la pena resaltar, que los datos presentan una menor dispersión de los datos en el cinturón occidental nuevamente. Los valores hallados son bastante cercanos con los valores predichos por Cheilletz (1994) para el evento formador de la esmeralda

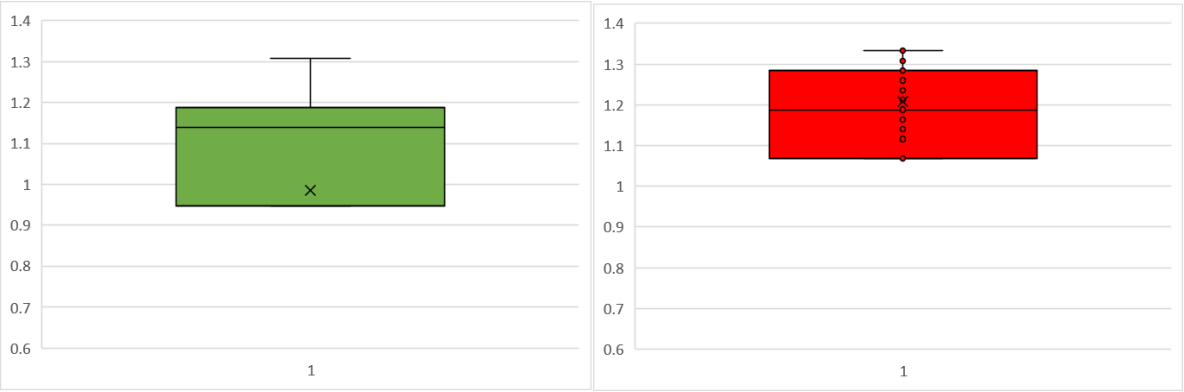


Figura 40. Presión calculada a partir del doblete de Fermi (Evento 2).

6.3.3 Segundo evento hidrotermal (Carbonatización en general)

En los datos obtenidos con el doblete de Fermi, se observa una tendencia similar a lo presentado por Chávez, en la que los datos mínimos de presión a la que fueron formados los minerales se encuentran alrededor de los 1100 bares. Para el cinturón occidental se encuentra una temperatura de deformación de entre 360ºC – 368ºC, en donde se analizaron minerales como Cuarzo, Fluorita y algunos Carbonatos. En los datos obtenidos con el doblete de Fermi, se observa una tendencia similar a lo presentado por Chávez para el cinturón oriental, en la que los datos mínimos de presión de formación oscilan entre los 1100 bares. Vale la pena resaltar que la dispersión de los datos nuevamente es menor en el cinturón occidental que en el cinturón oriental.

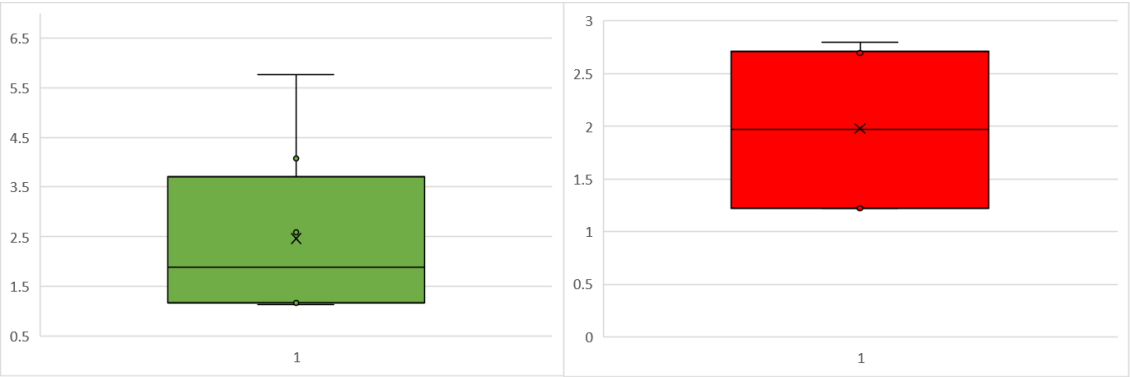


Figura 41. Presión calculada a partir del doblete de Fermi (Evento 2, Etapa final).

7 Discusión

7.1 Mecanismos de brechamiento

7.1.1 Cinturón oriental

A continuación describimos los mecanismos de brechamiento que estuvieron marcando las diferentes etapas de la generación de las brechas: En la etapa de propagación, la brecha en el cinturón oriental empieza su proceso de fracturamiento debido al incremento relativo de la presión en el fluido con respecto a la tensión de rotura de la roca confinante de la Formación Chivor (Phillips, 1992 en Jébrak, 1997), este fracturamiento está caracterizado por valores relativamente bajos en la distribución de fragmentos (1 - 1.56 Ds), los cuales se encuentran en el rango de brechamiento asistido por fluidos en la gráfica propuesta por Barnett (2004). Debido a que este fracturamiento se encuentra en un estilo estructural extensivo, su etapa hidráulica de brechamiento generó una alta percolación del fluido hidrotermal por la roca encajante generando desgaste por abrasión, en donde las partículas en suspensión chocan contra otros objetos con una dureza similar o mayor, en esta etapa se da inicio de un desgaste corrosivo debido la reacción del fluido hidrotermal con la roca caja, este último va a seguir actuando después de sobrepasar el límite hidráulico de brechamiento, en el cual el fluido forma una fase continuamente conectada a través del sistema de fracturas (Jébrak, 1997), en este momento el fluido hidrotermal fluye por todo el sistema interconectado y permite un desgaste químico que actúa hasta el final del brechamiento. Esta última etapa está caracterizada por morfologías en los clastos más complejas (Dr) que en general es más alta con respecto a las del cinturón occidental (Figura 36). Se presenta un esquema de los mecanismos de brechamiento que actuaron en la generación de las brechas del cinturón oriental en la Figura 37.

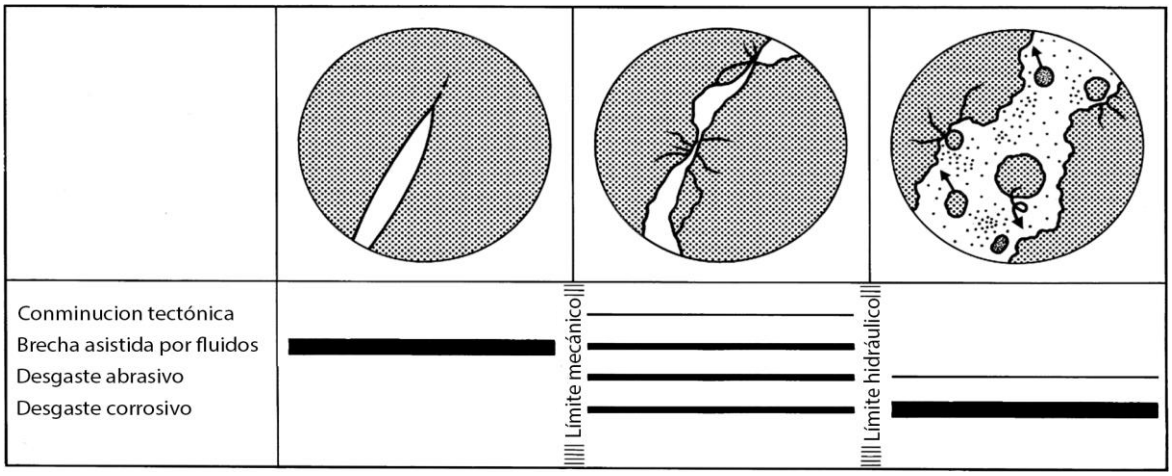


Figura 42. Mecanismos de brechamiento que actuaron en la generación de las brechas del cinturón oriental. Modificado de Jébrak (1997).

7.1.2 Cinturón occidental

En el cinturón occidental el estilo estructural es comprensivo (Branquet et al., 1999a; Pignatelli et al., 2015). Sin embargo, al igual que en el cinturón oriental la etapa inicial de propagación en el emplazamiento de las fases de fluidos se encuentra altamente relacionada con el desarrollo de un fracturamiento hidráulico y un subsecuente fracturamiento crítico (Jébrak, 1997; Sibson, 1986; Clark & James, 2003) debido a la rápida perdida de presión al momento del fracturamiento hidráulico (Branquet et al., 1999a; Pignatelli et al., 2015), esta etapa del fracturamiento se encuentra caracterizada por valores entre 1-2 de la distribución de clastos (Ds). En la etapa hidráulica de brechamiento, en respuesta a la alta energía mecánica presente en el sistema, evidenciada por los valores por encima de 1.5 de Ds. Se transportan los fragmentos arrancados de la roca caja, estos chocan entre ellos y con las paredes de la vena , lo que genera un campo de esfuerzos específico para cada partícula al chocar (esfuerzo por contacto de Hertz) (Jébrak, 1997), lo que disminuye su tamaño y aumenta su redondez, esto genera un comportamiento inversamente proporcional entre la circularidad y dimensión fractal Dr (Figura 35, Figura 33), este comportamiento se denomina brechamiento por impacto (Branquet et al., 1999a; Jébrak, 1997), y respalda la idea de un proceso de fluidización descrito por Branquet para este cinturón.

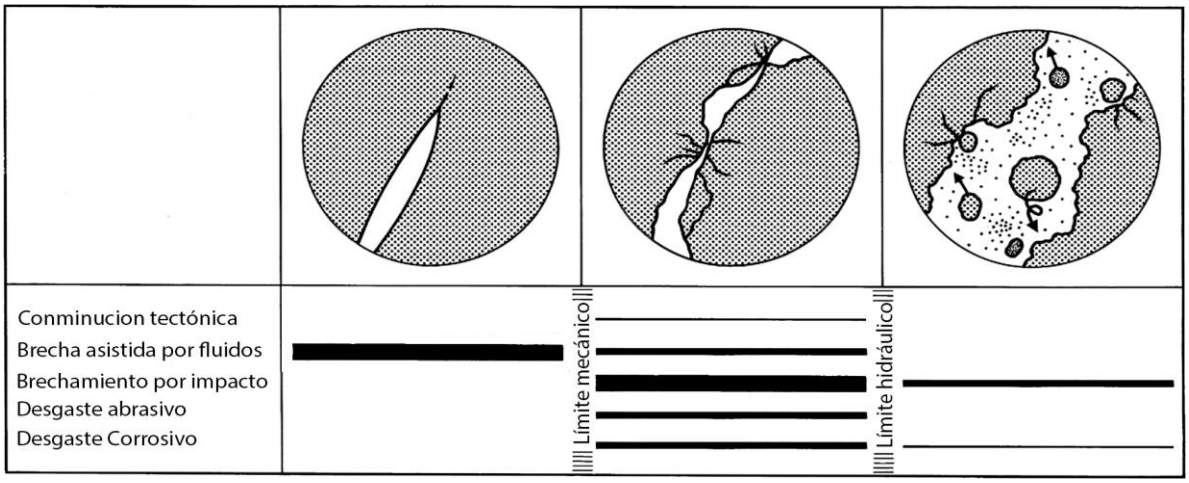


Figura 43. Mecanismos de brechamiento que actuaron en la generación de las brechas del cinturón occidental. Modificado de Jébrak, 1997

7.1.3 Condiciones de los eventos hidrotermales

Las brechas de ambos cinturones son hidrotermales, pero sus subtipos varían según el régimen tectónico: en el CEOR dominan las brechas hidráulicas con disolución química en un régimen extensional, mientras en el CEOc predominan las brechas hidráulicas por sobrepresión en un régimen en compresional. Ambas brechas están intrínsecamente ligadas al proceso formador de la esmeralda, actuando como vías de fluidos y zonas de precipitación mineral.

En concordancia con las diferentes etapas de alteración hidrotermal obtenidas a partir del análisis petrográfico de ambos cinturones. Se puede observar que, para ambos cinturones, las condiciones de temperatura son similares en las diferentes etapas hidrotermales, sin embargo, diferencias mayores se observan en las condiciones de presión a las que fueron sometidas las rocas en sus diferentes estadios. Como se puede inferir a partir de los datos del doblete de Fermi obtenidos para el cinturón occidental, la presión va aumentando progresivamente a largo de los diferentes eventos hidrotermales, las presiones de este cinturón presentan unos rangos menos dispersos debido a condiciones tectónicas más estables a lo largo del tiempo geológico, en comparación con los datos presentados para el cinturón oriental, en donde la presión ha venido aumentando de manera más significativa y generando una dispersión de los datos mucho más alta. Esto puede deberse a que la naturaleza de la roca caja, la naturaleza geomorfológica inicial junto con la naturaleza tectónica extensional de este cinturón permitió la alta percolación y flujo de fluidos a través de la roca como se discute en sus mecanismos de brechamiento, lo cual cambió las condiciones fisicoquímicas de la roca, aumentando su impermeabilidad y presión de fluido a lo largo del tiempo, lo cual se ve reflejado en los posteriores eventos hidrotermales.

8 Conclusiones

Los valores de presión hallados a partir del doblete de Fermi usando la ecuación de Yuan et al. (2017), concuerdan con los valores generales reportados por Cheilletz. Esto nos permite considerar que el doblete de Fermi puede ser una herramienta efectiva en el estudio de las presiones de deformación en ambos cinturones esmeraldíferos.

Con base en el análisis del doblete de Fermi, se observa que la presión a la que fue sometida la roca es mayor en el cinturón occidental en comparación con el cinturón oriental. No obstante, durante la etapa de carbonatación general, ambos cinturones

presentan una presión media bastante similar. Cabe resaltar que los rangos de presión son más amplios en el cinturón oriental en todas las etapas de mineralización, lo cual se atribuye al régimen extensivo que caracteriza a esta zona.

Lo anterior, tiene repercusiones en los mecanismos de brechamiento, en donde con el uso de la dimensión fractal de la morfología de los fragmentos (Dr), y los análisis de distribución de tamaño de partícula (Ds) muestran que: En el cinturón oriental, los valores de la dimensión fractal de la morfología son más altos, esta complejidad está vinculada a fluidos hidrotermales que promueven la disolución heterogénea de minerales, debido a un desequilibrio químico prolongado que genera superficies rugosas y porosas, características de un desgaste corrosivo (Jebrak, 1997) que debilita la matriz rocosa. Por otro lado, la dimensión fractal de la distribución de tamaños de partícula (Ds) sugiere una energía mecánica media a baja. Estos rasgos apuntan a un régimen cinético corrosivo donde la alteración química facilita la generación de morfologías complejas que ayudan a la fragmentación física, típico de ambientes hidrotermales estables con interacción fluido-roca prolongada (Jebrak, 1997). En contraste, el cinturón occidental presenta valores bajos de dimensión fractal de rugosidad lo que refleja una menor complejidad en las superficies de los clastos y, por tanto, un desgaste corrosivo limitado. Sin embargo, la dimensión fractal de la distribución de tamaños de partícula muestra valores medios a altos indicando una energía mecánica significativa asociada a procesos de fragmentación. Esta dinámica genera clastos con una amplia variedad de tamaños, desde micras hasta centímetros, característicos de sistemas sometidos a eventos mecánicos intensos o recurrentes, como fracturación hidráulica súbita, liberación brusca de presión de fluidos, etc. (Sibson, 1996).

Además, la existencia de brechas por fluidización en el cinturón oriental (hasta ahora solo reportadas en el Occidental) sugiere un transporte de fragmentos facilitado por fluidos, y no un transporte debido a halocinesis. Este argumento se respalda por la predominancia de matriz proveniente de la roca caja y la presencia de fragmentos tanto de brechas como de venas (McCallum, 1985). Además, la baja tasa de plegamiento en la zona contradice la idea de que dicho plegamiento esté asociado con el flujo dúctil de la sal (halocinesis), ya que en tal caso se esperarían estructuras plegadas más prominentes. Además de los valores de Ds y Dr, concuerdan con un brechamiento hidráulico.

Por otra parte, los análisis fractales de la morfología y distribución de los fragmentos en el cinturón occidental muestran que este presenta fragmentos con mayor circularidad, tamaños de grano generalmente más pequeños y una alta presencia de brechas por fluidización, previamente descritas por Branquet et al. (1999a). Estas características son coherentes con entornos en los que se ha producido una intensa migración de fluidos. Sin embargo, esto contrasta con lo planteado por Terraza (2019), quien sugiere que los fluidos en este cinturón no habrían experimentado una migración significativa. Esta discrepancia pone de manifiesto la necesidad de estudios experimentales adicionales que permitan esclarecer si la fluidización observada implica necesariamente una alta migración de los fluidos.

9 Bibliografía

Acosta, J., y Ulloa, C. (2001). Geología de la Plancha 208 Villeta. Escala 1:100.000. INGEOMINAS: 83p.

Acosta, J. E., & Ulloa, C. (2002). Mapa geológico del Departamento de Cundinamarca, Escala 1:250.000 Memoria explicativa. 94.

Altenberger, U., Rojas-Agramonte, Y., Yang, Y., Fernández-Lamus, J., Häger, T., Guenter, C., Gonzalez-Pinzón, A., Charris-Leal, F., & Artel, J. (2022). In Situ U–Th–Pb Dating of Parisite: Implication for the Age of Mineralization of Colombian Emeralds. Minerals, 12(10), 1232. https://doi.org/10.3390/min12101232

Ardila Roa, J. (2018). Caracterización de los sistemas de migración de fluidos en rocas arcillosas del Cretácico basal en el sector del Guavio (Colombia). Universidad Nacional de Colombia.

Barnett, W. (2004). Subsidence breccias in kimberlite pipes - An application of fractal analysis. Lithos, 76(1-4 SPEC. ISS.), 299–316. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.019

Baker, P. J., (1975). Projecto de esmeraldas, informe tecnico final, Naciones Unidas-Ingeominas, COL-72/004, 71p

Bakker, R. J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. Chemical Geology, 194(1-3), 3-23.

Bérubé, D., & Jébrak, M. (1999). High precision boundary fractal analysis for shape characterization. Computers and Geosciences, 25(9), 1059–1071. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00067-9

Blenkinsop, T. G. (1991). Cataclasis and processes of particle size reduction. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 136(1), 59–86. https://doi.org/10.1007/BF00878888

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., et al. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. Rev. Geophys. 39, 347–383. doi:10.1029/1999rg000074

Branquet, Y. (1995) Etude structurale de la mine d'émeraude de Coscuez, Cordillère Orientale. Colombie. DEA Géosciences, I.N.P.L., C.R.P.G.-C.N.R.S., Nancy, France, 95 p

Branquet, Y. (1999). Etude structurale et métallogénique des gisements d'émeraude de Colombie : contribution à l'histoire tectono-sédimentaire de la Cordillère Orientale de Colombie.

Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P. R., Baby, P., Laumonier, B., & Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 15(4), 391–407. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00063-9

Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., Laumonier, B., & Blanco, O. (1999a). Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Columbian emerald deposits. Geological Society Special Publication, 155, 183–195. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.14

Branquet, Y., Giuliani, G., Cheilletz, A., & Laumonier, B. (2015). Colombian Emeralds and Evaporites: Tectono-Stratigraphic Significance of a Regional Emerald-Bearing Evaporitic Breccia Level. Mineral Resources in a Sustainable World, Vols 1-5, September, 1291–1294.

Branquet, Y., & Laumonier, B. (1996). Evidences of compressive structures in the Muzo and Coscuez emerald deposits , Eastern Cordillera of Colombia. January, 15–18.

Branquet, Y., Laumonier, B., Cheilletz, A., & Giuliani, G. (1999b). 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

Budkewitsch, P., Robin, P.Y., 1994. Modelling the evolution of columnar joints. J. Volcanol. Geotherm. Res. 59, 219–239

Burke, E. A. J. (2001). Raman microspectrometry of fluid inclusions. Lithos, 55(1–4), 139–158. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00043-8

Burkhard, M., 1990. Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperature 150–3508.In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. Eds, Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 54, pp. 241– 257.

Cazier, E. C., Cooper, M. A., Eaton, S. G., & Pulham, A. J. (1997). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: Reply. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 81(8), 1332–1338. https://doi.org/10.1306/7834D9F4-1721-11D7-8645000102C1865D

Cáceres, C. & Etayo–Serna, F. 1969. Memoria explicativa del cuadrángulo L–10 Fusagasugá. Universidad Nacional de Colombia, 50 p. Bogotá.

Campbell, C. J., and Bürgl, H., 1965. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Bulletin of the Geological Society of America 76,567 590.

Chavez Gil, T., Romero Ordóñez, F., Rubiano L., M & Schultz Güttler, R. (1997). Características mineralógicas y petrológicas de la euclasa del distrito minero de chivor, colombia. Geología Colombiana. 22, pgs. 171-187, 15 Figs.,2 Fotos, 6 Microfotografias, Santate de Bogota.

Cheilletz, A., Feraud, G., Giuliani, G., & Rodriguez, C. T. (1994). Time-pressure and temperature constraints on the formation of Colombian emeralds: an 40Ar/ 39Ar laser microprobe and fluid inclusion study. Economic Geology, 89(2), 361–380. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.2.361

Cheilletz, A., Giuliani, G. (1995) The formation of emeralds in a sedimentary basin: the key-role of alkaline brines and thermochemical sulphate reduction, European Union of Geosciences 8, Strasbourg, 9–12 April 1995, Abstr. Terra Nova 7:203

Cheilletz, A., and Giuliani, G., 1996, The genesis of Colombian emeralds: A restatement: Mineralium Deposita, v. 3 I, p. 359-364

Clark, C., & James, P. (2003). Hydrothermal brecciation due to fluid pressure fluctuations: Examples from the Olary Domain, South Australia. Tectonophysics, 366(3–4), 187-206. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00095-7

Cortes, R., & De la Espriella, R. (1983). Contribución al conocimiento del Paleozoico superior en la sección Quetame-Villavicencio. Boletín De Geología, 16(30), 83–101. Recuperado a partir de https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/7163

Cox, S.F., and Munroe, S.M., 2016, Breccia formation by particle fuidization in fault zones: Implications for transitory, rupture-controlled fuid fow regimes in hydrothermal systems: American Journal of Science, v. 316, no. 3, p. 241–278, https://doi.org/10.2475/03.2016.02

De Porta, J. (1961). Algunos problemas estratigráfico-faunísticos de los Vertebrados en Colombia. Boletín De Geología, (7), 83–104. Recuperado a partir de https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/8702

Dellino, P., & La Volpe, L. (1996). Image processing analysis in reconstructing

fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits. The case of Monte Pilato-Rocche Rosse eruptions, Lipari (Aeolian islands, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 71(1), 13–29. https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00062-3

Dellino, P., Liotino, G., 2002. The fractal and mutifractal dimension of volcanic ash particles contour: a test study on the utility and volcanological relevance. J. Volcanol. Geotherm. Res. 113, 1–18.

Dorado, J. (1990). Contribución al conocimiento estratigrá-fico de la Formación Brechas de Buenavista (límite Jurásico-Cretácico), región noreste de Villavicencio (Meta). Geología Colombiana, No. 17, pp. 7-39.

Dubuc, B., Quiniou, J. F., Roques-Carmes, C., Tricot, C., & Zucker, S. W. (1989). Evaluating the fractal dimension of profiles. Physical Review A, 39(3), 1500–1512. https://doi.org/10.1103/PhysRevA.39.1500

Escovar, R., 1975. Geologia y geoquímica de las minas de esmeraldas de Gachalá,. Cundinamarca. Bol. Geol., 22(3): 116-153.

Etayo–Serna, F. 1979. Zonation of the Cretaceous of central Colombia by ammonites. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 2, p. 1–186. Bogotá.

Fall A., Tattitch B. and Bodnar R. J. (2011) Combined microth-ermometric and Raman spectroscopic technique to determinethe salinity of H2O–CO2–NaCl fluid inclusions based onclathrate melting. Geochim. Cosmochim. Acta 75, 951–964.

Fossen, H. (2016). Structural Geology (2nd ed.). Cambridge University Press.

Fabre, A. (1983). The subsidence of the Cocuy Basin Colombian Eastern Cordillera during the Cretaceous and Lower Tertiary, Geología Norandina, Bogotá.

Frezzotti, M. L. (2001) Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. Lithos, 55 (1) 273-299 doi:10.1016/s0024-4937(00)00048-7

Frezzotti, M. L., Tecce, F., & Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. Journal of Geochemical Exploration, 112, 1–20. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009

Genna, A., Jebrak, M., Marcoux, E., Milesi, J.P., 1996. Genesis of ´ ´ cockade breccias in the tectonic evolution of the Cirotan epithermal gold deposit, W. Java. Can. J. Earth Sci. 33, 93–102.

Gilles-Guéry, L., Villar de Queiroz, L. A., Schnellrath, J., Williams, B., Williams, C., Laurs, B. M., Galoisy, L., Calas, G., & Barbosa, T. C. (2022). Pink-orange euclase from Bahia, Brazil. The Journal of Gemmology, 38(1), 44-62.

https://doi.org/10.15506/JoG.2022.38.1.44

Giuliani, G., Christian, F., Cheilletz, A., Coget, P., Branquet, Y., Laumomnier, B., 2000. Sulfate reduction by organic matter in Colombian emerald deposits: chemical and stable isotope (C,O, H) evidence. Economic Geology 95, 1129–1153

Giuliani, G., Cheilletz, A.. Arboleda, C., Carrillo, V., Rueda, F., Baker, J. (1995) An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emeralds: fluid inclusion and sulfur isotope evidence. Eur. J. Mineral. 7:151–165

Giuliani, G., Dubessy, J., Ohnenstetter, D., Banks, D., Branquet, Y., Feneyrol, J., Fallick, A. E., & Martelat, J. E. (2017). The role of evaporites in the formation of gems during metamorphism of carbonate platforms: a review. Mineralium Deposita, 53(1), 1–20. https://doi.org/10.1007/s00126-017-0738-4

Giuliani, G., Rodriguez, C.T., Rueda, F. (1990) Les gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie: nouvelles données métallogéniques. Mineral. Deposita 25:105–111

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

Guerrero, J. (2002a). A proposal on the classification of systems tracts: Aplication to the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 1: Berriasian to Maastrichtian. Geología Colombiana, a(27), 27–49.

Guerrero, J. (2002b). A proposal on the classification of systems tracts: Aplication to the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 2: Barremian to Maastrichtian. Geología Colombiana, b(27), 27–49.

Guzmán, G. (1985): Los Griferidos Infracretácicos Aetostreon couloni y Ceratostreon boussingaulti, de la Formación Rosablanca, como Indicadores de Oscilaciones Marinas. Proyecto Cretácico, Publicaciones Geológicas especiales del Ingeominas, Nº 16, p. XII.

Hagiwara, Y., Yoshida, K., Yoneda, A., Torimoto, J., Yamamoto, J. (2021) Experimental variable effects on laser heating of inclusions during Raman spectroscopic analysis. Chemical Geology 559, 119928. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119928

Hall, M., (1976) Mineralogia y geoquímica de las vetas esmeraldíferas de Muzo, Departamento de Boyacá, con implicaciones en la prospección futura de esmeraldas en otras partes de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Bogotá

Hastings, H.M. and Sugihara, G. (1993) Fractals: A User's Guide for the Natural Sciences. Oxford University Press, New York.

Hettner, A., 1892. Die Kordillere von Bogotá. Peterm. Mitt., Erg. -Bd. 22, Herft No.104, 1892.

Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. Bulletin of the Geological Society of America, 122(9–10), 1423–1442. https://doi.org/10.1130/B30118.1

Hubach,E., 1931.- Geología petrolifera del Departamento del Norte de Santander Servicio Geologico Nacional. Bogota.

Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geology Reviews, 12(3), 111–134. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7

John, J. (2015). Interbedded metagraywacke-slate (Lake Vermilion Formation, Neoarchean, 2.695-2.722 Ga; Pike River Bridge outcrop, just north of Peyla, Minnesota, USA) 9 [Photograph]. Wikimedia Commons. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Interbedded_metagraywacke-slate_(Lake_Vermilion_Formation,_Neoarchean,_2.695-2.722_Ga;_Pike_River_Bridge_outcrop,_just_north_of_Peyla,_Minnesota,_USA)_9_(21601767282).jpg. (Licencia CC BY 2.0).

Julivert, M. (1968). Lexique Stratigraphique International Amerique Latine, Colombie (premiere partie) - Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique- Tertiaire. Centre Nat. Rech. Sci. Paris., 1–651.

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

Kaye, B. H. (1994). A Random Walk Through Fractal Dimensions: Second Edition. https://doi.org/10.1002/9783527615995

Kozlowski, A., Metz, P.. and Jaramillo, H.A.E., 1988. Emeralds from Somondoco, Colombia: chemical composition, fluid inclusions and origin: N. Jahrb. Mineral. Abh., 159: 23-49.

Kunii, D., & Levenspiel, O. (1991). Fluidization engineering (2nd ed.). Butterworth-Heinemann.

Lamadrid, H.M., Moore, L.R., Moncada, D., Rimstidt, J.D., Burruss, R.C., Bodnar, R.J., 2017. Reassessment of the Raman CO2 densimeter. Chem. Geol. 450, 210–222. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.034.

Larkin, P. (2017). Infrared and Raman spectroscopy: principles and spectral interpretation. Elsevier.

Laumonier, B.; Branquet, Y.; Cheilletz, A.; Giuliani, G. (1999). Structural setting and age of the Colombian emerald deposits: implications for the tectonic evolution of the Cordillera Oriental. Fourth ISAG, 2p.

Lorilleux, G., M. Jebrak, M. Cuney, and D. Baudemont (2002), Polyphase hydrothermal breccias associated with unconformity-related uranium mineralization (Canada): From fractal analysis to structural significance, J. Struct. Geol., 24, 323–338, doi:10.1016/S0191-8141(01)00068-2.

Luppe, M. (2015). Fractal dimension based on Minkowski-Bouligand method using exponential dilations. Electronics Letters, 51(6), 475–477. https://doi.org/10.1049/el.2015.0156

Machel HG, Krouse HR, Sassen R (1995) Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulphate reduction. Appl Geochem 10:373–389

Mandelbrot BB (1975) Les Object Fractals: Forme, hasard et dimension. Flammarion, Paris

Mantilla, L.C.; Silva, A.; Serrano, J; Conde, J.; Gomez, C.; Ramirez, J.; Meza, J.; Pelayo, Y.; Ortega, L.; Plata, L.; Peña, E. (2007). Investigación petrográfica y geoquímica de las sedimentitas del cretácico inferior (K1) y sus manifestaciones hidrotermales asociadas; planchas 169, 170, 189, 190 (Cordillera Oriental): implicaciones en la búsqueda de esmeraldas. Acuerdo Específico 02 de 2006. INGEOMINAS-Universidad Industrial de Santander (UIS).

Maya, M.; Buenaventura, J.; Salinas, R. (2004). Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia. INGEOMINAS.

McCallum, M. E. (1985). Experimental evidence for fluidization processes in breccia pipe formation. Economic Geology, 80(6), 1523–1543. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1523

McLaughlin, D. y Arce, M. (1971). Recursos minerales de parte de los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Meta. Boletín Geológico, 19(1), 10-21.

Medina, L. 1970. Consideraciones Sobre la Genesis de los Yacimientos Esmeraldiferos de los Alrededores de MUZO. Ecominas. Bogotá.

Mendoza, J., Moreno Murillo, J., & Rodríguez Orjuela, G. (2009). Sistema Cárstico de la Formación Rosablanca Cretácico inferior, en la provincia santandereana de Vélez, Colombia. Geología Colombiana, 34(0), 35–44.

Mora, A., Blanco, V., Naranjo, J., Sanchez, N., Ketcham, R. A., Rubiano, J., Stockli, D. F., Quintero, I., Nemčok, M., Horton, B. K., & Davila, H. (2013). On the lag time between internal strain and basement involved thrust induced exhumation: The case of the Colombian Eastern Cordillera. Journal of Structural Geology, 52(1), 96–118. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.04.001

Mora, A., Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R. A., Parra, M., Blanco, V., Garcia, D., & Stockli, D. F. (2010). Migration of cenozoic deformation in the eastern cordillera of colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. AAPG Bulletin, 94(10), 1543–1580. https://doi.org/10.1306/01051009111

Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., & Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. Tectonics, 25(2), 1–19. https://doi.org/10.1029/2005TC001854

Morales, L. G., et al. 1958. General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. Habitat of Oil Syposium, Am Ass. Petrol. Geol., Tulsa, pp. 641-695.

Ottaway T.L. (1991) The geochemistry of the Muzo emerald deposit, Colombia. Master's thesis, University of Toronto, Canada.

Ottaway, T. L., Wicks, F. J., Bryndzia, L. T., Kyser, T. K., & Spooner, E. T. C. (1994). Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. Nature, 369(6481), 552–554. https://doi.org/10.1038/369552a0

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L., Rueda, M., & Torres, V. (2009). Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia. Bulletin of the Geological Society of America, 121(5–6), 780–800. https://doi.org/10.1130/B26257.1

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). Microtectonics (2nd ed.). Springer.

Peitgen, H.; Jurgens, H.; Saupe, D. 1992. Chaos and fractals; new frontiers of science. New York: Springer. p.192-194.

Phillips, R., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. J. Geol. Soc. London 128, 337–359.

Pignatelli, I., Giuliani, G., Morlot, C., Rouer, O., Claiser, N., Chatagnier, P.-Y., & Goubert, D. (2017). Recent advances in understanding the similarities and

differences of Colombian euclases. The Canadian Mineralogist, 55(4), 799–820. https://doi.org/10.3749/canmin.1700011

Pignatelli, I., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Agrosi, G., Mathieu, S., Morlot, C., & Branquet, Y. (2015). Colombian Trapiche Emeralds: Recent Advances in Understanding Their Formation. Gems & Gemology, December. https://doi.org/10.5741/GEMS.51.3.222

Pimpirev, C. T., Patarroyo, P., & Sarmiento, G. (1992). Stratigraphy and facies analysis of the Caqueza Group, a sequence of Lower Cretaceous turbidites in the Cordillera Oriental of the Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 5(3–4), 297–308. https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90027-V

Renzoni, G. (1968). Geología del Macizo de Quetame. Geología Colombiana, 5, 75–128.

Restrepo, H. 1958. Reconocimiento de Esmeraldas de Muzo, Depto. de Boyacá. Servicio Geológico Nacional. Bogotá.

Reyes, G., Montoya, D., Terraza, R., Fuquen, J., Mayorga, M., & Gaona, T. (2006). Geología del cinturón esmeraldífero occidental planchas 169, 170, 189 y 190. Ministerio de Energía y Minas, Colombia, 114.

Reyes, J. (2016). Sediment-derived Euclase mineral characterization and its implications for the evolution of the Colombian emerald deposits. Uniandes. Disponible en: http://hdl.handle.net/1992/14556

Rodriguez, A. (2001). Mapa Geológico del Departamento del Meta: Memoria Explicativa.

Romero, F., Hernández, O. (1999). Características mineralógicas e inclusiones fluidas de las esmeraldas del municipio de san antonio de yacopí, cundinamarca, colombia. Geología Colombiana. 24, 149–158. https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31522

Romero, F.H., Schultz-Güttler, R.A. & Kawashita, K. (1999): geoquímica del Rubidio-Estroncio y Edad de las Esmeraldas Colombianas.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 25, pgs. 221 - 239, 6 Figs., 5 Tablas, Bogotá.

Roy, S. G., Johnson, S. E., Koons, P. O., & Jin, Z. (2012). Fractal analysis and thermal-elastic modeling of a subvolcanic magmatic breccia: The role of post-fragmentation partial melting and thermal fracture in clast size distributions. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13(5), 1–23. https://doi.org/10.1029/2011GC004018

Russ, J.C., (1995). The Image Processing Handbook, 2nd ed. CRC Press, 674 pp.

Sammis, C.G., Biegel, R.L., (1986). A self-similar model for the kinematics of gouge deformation. AGU fall meeting. Eos Trans. 67 44., 1187.

Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., & Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences, 21(4), 383–411. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003

Schneider, C. A., Rasband, W. S., & Eliceiri, K. W. (2012). NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. Nature Methods, 9(7), 671–675. https://doi.org/10.1038/nmeth.2089

Schulze HG, Foist RB, Okuda K, Ivanov A, Turner RF. (2012) A small-window moving average-based fully automated baseline estimation method for Raman spectra. Appl Spectrosc. 2012 Jul;66(7):757-64. doi: 10.1366/11-06550. Epub 2012 Jun 15. PMID: 22710274.

Segovia, A. (1963). The Geology of Plancha L-12 (Medina Area) of the Geologic Map of Colombia".

Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society, 133(3), 191-213. https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191

Sibson, R.H., (1986). Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing. Pure Appl. Geophys. 124, 159–174.

Sibson, R. H. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. Journal of Structural Geology, 18(8), 1031–1042. https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00032-6

Smith, E.; Den, G. (2005). Modern Raman Spectroscopy: A Practical Approach; John Wiley & Sons Ltd.: Chichester, UK; ISBN 0471497940

Terraza, R. (2019). Notas sobre el contexto tectonoestratigráfico de formación de las esmeraldas colombianas. Boletín Geológico, 45. https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.45.2019.486

Terraza, R., Montoya, D., Reyes, G., Moreno, G., Fúquen Bioestratigrafía, J., Etayo, F., Bogotá, S., & De, J. (2008). Geología Del Cinturón Esmeraldífero Oriental Planchas 210, 228 Y 229.

Terraza, R., Montoya, D., & Servicio Geológico Colombiano. (2011). Las esmeraldas de Colombia en su ámbito geológico. Excursión Geológica a Los Cinturones Esmeraldíferos de La Cordillera Oriental de Colombia En El Marco Del XIV Congreso Latinoamericano de Geología Del 29 de Agosto Al 2 de Septiembre de 2011, 94.

Turcotte, D. L. (1986). Fractals and fragmentation. Journal of Geophysical

Research, 91(B2), 1921–1926. https://doi.org/10.1029/JB091iB02p01921

Ulloa, C., & Rodriguez, E. Monroy, G. (1978). Geología del Departamento de Cundinamarca. Informe Interno 1861. Ingeominas. 39 p. Bogotá.

Ulloa, C., & Rodriguez, E. (1979). Geologia del Cuadranguto K- 12, Guateque. Ingeominas, Boletin Geologico 22 (1), 84 p.

Vandenabeele, Peter. (2013). Practical Raman Spectroscopy: An Introduction. John Wiley & Sons, Ltd, 2013

Wang, X., Chou, I.-M., Hu, W., Burruss, R. C., Sun, Q., & Song, Y. (2011). Raman spectroscopic measurements of CO2 density: Experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(14), 4080-4093. https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.04.028

Wang, W., Caumon, M.-C., Tarantola, A., Pironon, J., Lu, W., & Huang, Y. (2019). Raman spectroscopic densimeter for pure CO2 and CO2-H2O-NaCl fluid systems over a wide P-T range up to 360 °C and 50 MPa. Chemical Geology, 528, 119281. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119281

Wentworth, C.K. (1922) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. Journal of Geology, 30, 377-392. https://doi.org/10.1086/622910

Wheler, O., (1929): Report on the Palmira series with notes on stratigraphy of theUmir, Lisama, and La Paz formation near the eastern part of the Mares concession. IntEmp. Col. Petr.

Woodcock, N. H., & Mort, K. (2008). Classification of fault breccias and related fault rocks. Geological Magazine, 145(3), 435-440. https://doi.org/10.1017/S0016756808004883

Yuan, X., Mayanovic, R. A., Zheng, H., & Sun, Q. (2017). Determination of pressure in aqueo-carbonic fluid inclusions at high temperatures from measured Raman frequency shifts of CO2. American Mineralogist, 102(2), 404–411. https://doi.org/10.2138/am-2017-5405.

10 Scripts Matlab

10.1 Cálculo de la dimensión fractal

Cálculo de la dimensión fractal a partir de los datos obtenidos en el macro 11.1.2 (Macro para hallar la dimensión fractal de la rugosidad con el método de distancias euclidianas).

```
clear all
A1=dir('*.txt');
A=size(A1);
for n = 1:1:A
cd C:\xxxx\ xxxx\...\PV-272
t{n}=readtable(sprintf('Log%d.txt',n));
x=log(t{n}.Width);
y=log(t{n}.Area);
s= size (x);
S= s(1) ;
X = [x, ones(S,1)];
coef = X\y
m= coef(1,:) ;
dr{n}=2-m  ;
d=size(dr);
D=d(2);
if D==n
    fdr=dr.';
end
end
open fdr;
```

10.2 Doblete de Fermi

```
clear all
A=117
HEI=15
M=1
for n = M:1:A
cd D:\xxxx\xxxx\xxxx\EVENTO_3\EUCLASA
t{n}=readtable(sprintf('GA-107-EUCLAS (%d)',n));
x=(t{n}.Var1);
y=(t{n}.Var2);
plot(x, y)
```

```
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%eliminando valores NaN
TF1 = isnan(x)
Tf=find(TF1==1)
x([Tf],:) = [];
y([Tf],:) = [];
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%eliminando valores repetidos en X
tab=tabulate(x)
tab1=tab(:,2)
tab2=find(tab1==2)
valores=tab(tab2)
c = ismember(x, valores)
indexes = find(c)
x([indexes],:) = [];
y([indexes],:) = [];
clear c indexes t tab tab1 tab2 Tf TF1 valores
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%       Localización de las funciones usadas en el programa
%       La función de correcion de la línea base fue tomada en
%       Schulze, H. Georg, et al. "A small-window moving average-based
fully automated baseline estimation method for Raman spectra." Applied
spectroscopy 66.7 (2012): 757-764.
cd D:\xxxx\xxxx\xxxx\Baseline
[Base, Corrected_Spectrum]=baseline(y)
yc=Corrected_Spectrum
plot(x, yc)
clear Base Corrected_Spectrum y
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%       Localización x,y de R2
rango2y=yc(1:140)
rango2x=x(1:140)
R2y = max(rango2y)        % valor en Y pico más alto
k2=find(yc==R2y)        % Localización en la tabla
R2x = x(k2)
R2x = R2x(1)
hold on
plot(R2x,R2y,'x')
clear rango2x rango2y
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%       Localización x,y de R1
fin=length(x)
rango1y=yc(140:fin)
rango1x=x(140:fin)
R1y = max(rango1y)        % valor en Y pico más alto
```

```
k1=find(yc==R1y)
R1x = x(k1)
R1x = R1x(1)
plot(R1x,R1y,'o')
clear rango1x rango1y fin
%=========================================================================
=========================================================================
=====================================================
%       Area R1
[a,Bor]=findpeaks(-yc,x)
[~,bord1] = (min(abs(Bor - R1x)))
borde1=Bor(bord1)
bord11=find(x==borde1)
if borde1>R1x
    bord2=bord1-1
    borde2=Bor(bord2)
    bord22=find(x==borde2)
else
    bord2=bord1+1
    borde2=Bor(bord2)
    bord22=find(x==borde2)
end
if bord1>bord2
    nuevoy=yc(bord22:bord11)
    nuevox1=x(bord22:bord11)
else
    nuevoy=yc(bord11:bord22)
    nuevox1=x(bord11:bord22)
end
hold on
ha1 = area(nuevox1,nuevoy,'FaceColor','g');
R1area=trapz(nuevox1,nuevoy)
clear a bord1 bord11 bord2 bord22 borde1 borde2 nuevox1 nuevoy
%=========================================================================
=========================================================================
=====================================================
%       Area R2
[~,bord1] = (min(abs(Bor - R2x)))
borde1=Bor(bord1)
bord11=find(x==borde1)
if borde1>R2x
    if bord1==1
        bord22=1
    else
        bord2=bord1-1
        borde2=Bor(bord2)
        bord22=find(x==borde2)
    end
else
    bord2=bord1+1
    borde2=Bor(bord2)
    bord22=find(x==borde2)
end
if bord11>=bord22
    nuevoy=yc(bord22:bord11)
```

```
    nuevox1=x(bord22:bord11)
else
    nuevoy=yc(bord11:bord22)
    nuevox1=x(bord11:bord22)
end
hold on
ha1 = area(nuevox1,nuevoy,'FaceColor','r');
R2area=trapz(nuevox1,nuevoy)
clear a Bor bord1 bord11 bord2 bord22 borde1 borde2 nuevox1 nuevoy
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%  Calcular ancho medio W
[pks,locs,w,p]=findpeaks(yc,x,'Annotate','extents','WidthReference','hal
fheight')
findpeaks(yc,x,'Annotate','extents','WidthReference','halfheight')
[~,r1] = (min(abs(pks - R1y)))
[~,r2] = (min(abs(pks - R2y)))
w1=w(r1)
w2=w(r2)
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%  Calculo de ecuaciones
difR1_R2x=R1x-R2x
divR1_R2y=R1y/R2y
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
% Presion segun YUAN (2017)
dD= difR1_R2x-104.07 %cálculo del Delta D (Yuan-2017)
T=340 %modificar con la temperatura del evento hidrotermal
Ps=(-26+1.501*T+193.24*(dD)-1.61*0.001*(T^2)+
5.436*(dD^2)+0.158*T*(dD))/100 % Presion calculada en Kbares con la
ecuacion de Yuan(2017)
%=========================================================================
=========================================================================
=========================================================
%  Generador de tabla
Tabla1(n,:)=[n,R1x,R2x,R1y,R2y,w1,w2,R1area,R2area,difR1_R2x,divR1_R2y,P
s];
cd D:\ :\xxxx\xxxx\xxxx\Figuras
f="jpg"
fileName = sprintf('%d', n);
saveas(gcf,fileName,f)
close all
end
```

11 Macros ImageJ

11.1 Macro de Berube et. al para Mapeo de distancias euclidianas

```
//  This macro is an ImageJ version of the NIH Image macro from
//  High precision boundary fractal analysis for shape characterization*
//  AU: D. Berube, M. Jébrak
//  SO: Computers & Geosciences v. 25, no. 9, pp. 1059-1071

//  It uses the sum of two Euclidean Distance Maps to generate a table
//  that can be used to calculate the boundary fractal dimension of
//  a binary image (white background pixels). It generates the table
//  by measuring the surface of the Minkowski sausage as determined
//  by the number of gray levels selected by thresholding. An
//  exponential suite of gray levels is used to optimize the number
//  of points on the graph. To save the table, right-click on the "Log"
//  window and select "Save As".

  requires("1.30p");
  id = getImageID();
  run("Duplicate...", "title=edm1");
  selectWindow("edm1");
  run("Distance Map");
  selectImage(id);
  run("Duplicate...", "title=edm2");
  selectWindow("edm2");
  run("Invert");
  run("Distance Map");
  run("Image Calculator...", "image1=edm1 operation=Add image2=edm2");
  selectWindow("edm1");


  run("Clear Results");
  run("Set Measurements...", "area limit decimal=3");
  if (isOpen("Log")) {
    selectWindow("Log");
    run("Close");
  }
  print("Width \tArea");
  lg = 0;
  counter=0;

  for (i=1; i<=40; i++) {
    y = round(pow(1.1, i));
    if (lg!=y) {
      lg = y;
      setThreshold(0, lg);
      run("Measure");
      print(2*lg+' \t'+getResult("Area", counter++));
    }
  }
```

```
  selectWindow("edm1");
  run("Close");
  selectWindow("edm2");
  run("Close");
  selectWindow("Log");
```

11.2 Macro para hallar la dimensión fractal de la rugosidad con el método de distancias euclidianas

```
//  Este macro utiliza el macro propuesto por Berube et. al
//  y calcula la el área del la Minkowski sausage, variando
//  Su espesor de 2 en 2.
n=roiManager("count")
for (i=0; i<=n-1; i++) {
I=i+1;
roiManager("Select", i);
run("Create Mask");
run("Outline");
run("Set Scale...", "distance=0 known=0 unit=pixel");
selectWindow("Mask");
runMacro("C:/xxxx/xxxx/xxxx/BerubeJébrak-Macro EDM.txt");
saveAs("Text", "C:/xxxx/xxxx/xxxx/Log"+I+".txt");
selectWindow("Mask");
close();

selectWindow("Log");
run("Close");
    }
```

11.3 Macro para hallar la dimensión fractal de la rugosidad con el método Minkowski–Bouligand

```
n=roiManager("count")
for (i=0; i<=n-1; i++) {
I=i+1;
roiManager("Select", i);
run("Create Mask");
run("Outline");
run("Fractal Box Count...", "box=2,3,4,6,8,12,16,32,64");
saveAs("Text", "C:/Users/usuario/Desktop/EDM/Log"+I+".txt");
selectWindow("Mask");
close();

selectWindow("Log");
run("Close");
    }
```