



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Caracterización de los sistemas de migración de fluidos en rocas arcillosas del Cretácico basal en el sector del Guavio (Colombia)

José Ricardo Ardila Roa

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2018

Caracterización de los sistemas de migración de fluidos en rocas arcillosas del Cretácico basal en el sector del Guavio (Colombia)

José Ricardo Ardila Roa

Estudiante Maestría en Ciencias-Geología

Tesis de maestría presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias-Geología

Director:

Ph.D., Andreas Kammer

Codirector:

Ph.D., Iván Camilo Higuera Díaz

Línea de Investigación:

Geología Estructural

Grupo de Investigación:

Grupo de Geología Estructural y Tectónica (GET)

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2018

*...a mi mayor inspiración, mi madre
Adriana del Pilar Roa Zarate (QEPD)...*

Agradecimientos

Al **FONDO CORRIGAN ARES-ACGGP** por el financiamiento para la realización de esta investigación. A **COLCIENCIAS** por la Beca Jóvenes Investigadores ANH-Universidad Nacional de Colombia. A **CDTEC GEMLAB**, por permitirme realizar los análisis de espectroscopia micro-Raman en sus instalaciones, especialmente a Carlos Julio Cedeño (Director General), José Herreno (Químico Espectroscopista) y Darwin Fortaleché (Coordinador en Gemología), por sus aportes y enseñanzas. Un especial agradecimiento a los jurados PhD Pedro Alejandro Galindo Amaya y MsC Guillermo Arturo Camargo Córtes por sus evaluaciones y comentarios que permitieron mejorar la calidad del presente trabajo de grado de maestría. Al profesor MsC Juan Carlos Molano, por permitirme realizar las mediciones microtermométricas en el laboratorio de Microtermometría en las instalaciones de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá. Al Grupo de Investigación en Geología Estructural y Tectónica (GET), en especial a mi director PhD Andreas Kammer, por sus buenos consejos y confianza; a mi codirector PhD Iván Camilo Higuera Díaz, por su apoyo y consejos en la parte de geología estructural. A los geólogos Crithian Nicolás Gómez Plata, y Carlos Alberto Quintero Ortiz, por sus excelentes consejos, paciencia, y buen apoyo en todo el proceso de esta investigación. Al geólogo Andrés Felipe Gonzales, por su apoyo en el proceso de preparación de las muestras para microtermometría y al geólogo MsC Leonardo Santacruz, por sus consejos y aportes en el conocimiento de inclusiones fluidas. A la geóloga Diana Montoya, por su apoyo en la consecución del mapa del CEO e información en la zona. Al geólogo MsC Juan Sebastián Díaz Cañas (QEPD), por su mano amiga al inicio de todo el proceso de conseguir este gran logro. Pero, ante todo, un especial agradecimiento a mi familia por su apoyo incondicional y a mi madre, quien es mi inspiración.

Resumen

Esta contribución se basa en la caracterización de los diferentes pulsos de fluidos observados en venas emplazadas en rocas arcillosas del Cretácico basal (formaciones Santa Rosa, Lutitas de Macanal y Fómeque) en el sector del Guavio, borde Oriental de la Cordillera Oriental. Este estudio se llevó a cabo mediante un análisis de fracturas, espectroscopia Micro-Raman y mediciones microtermométricas en inclusiones fluidas en venas de calcita, cuarzo y mixta con crecimiento sintaxial. Se obtuvo como resultado 5 familias de fracturas y 2 conjuntos (o sistemas) de familias de fracturas ortogonales; 1) el primer sistema se compone de fracturas de dirección N-S y E-W (familias Eab-Eac), que presentan una orientación oblicua frente a estructuras mayores, por lo que no tienen simetría con las estructuras mayores y son las primeras en formarse en un estado inicial o pre-plegamiento; 2) un segundo sistema compuesto por familias longitudinales (N30E) y transversales (N60W) (familias Dab-Dac) a las estructuras mayores, formadas en un estado avanzado de plegamiento *syn*-tectónicas; y 3) una familia de dirección N60E (familia Eac'), que es la más antigua de todas. Las venas analizadas fueron venas sintaxiales hospedadas mayormente en la familia Eac, y venas paralelas a la estratificación tipo *beef*, que evidencian una migración de hidrocarburo en fase gaseosa, a concluir desde nuestros estudios de la espectroscopia Micro-Raman con la que se identificó metano y dióxido de carbono en este tipo de venas. Los datos microtermométricos (temperatura eutéctica, de homogenización y salinidad) de los fluidos dieron temperatura eutéctica ($T^{\circ}pfh$) en un rango de $-58\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-154\text{ }^{\circ}\text{C}$, lo que da a entender sistemas mixtos de $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ (multivolátiles) que registran pulsos sobreimpuestos dentro de las inclusiones fluidas. Las temperaturas de homogenización ($T^{\circ}h$) para las venas tipo *beef* dieron las temperaturas más altas en un rango relativamente estrecho entre $250\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $280\text{ }^{\circ}\text{C}$, las venas sintaxiales entre $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $150\text{ }^{\circ}\text{C}$, estas últimas temperaturas fueron afectadas por acción de fallamiento e intenso plegamiento que deformaron y reequilibraron (*necking-down* o *leakage*) las inclusiones fluidas. Las venas antitaxiales no se pudieron medir dado al tamaño de las inclusiones fluidas $< 5\mu\text{m}$. En conclusión, se tiene que la fuente de los fluidos relacionados a los eventos anteriores al evento de mineralización de esmeraldas es de origen basinal (propios de la cuenca), y que en diagénesis avanzada se generó gas metagénico que se asocia a una migración de hidrocarburo en fase gaseosa en la zona. Con estos resultados se puede decir que la mineralización de esmeraldas está asociada directamente a fluidos de la cuenca y no presenta fluidos externos; y que en la zona también se produjo en algún momento de la historia de enterramiento de estas unidades, migración de hidrocarburo en fase gaseosa a altas temperaturas. Estos datos ayudan a entender el sistema minero de la zona y dar un nuevo aire a los recursos de yacimientos no convencionales del país.

Palabras clave: *Cordillera Oriental, microtermometría de inclusiones fluidas, familia de fracturas, espectroscopia Micro-Raman, Cretácico temprano.*

Abstract

This contribution was based upon the characterization of the different fluid pulses observed in veins of the basal Cretaceous sedimentary cover (Santa Rosa, Lutitas de Macanal and Fomeque formations), located in the Guavio sector, on the eastern edge of the Eastern Cordillera. It was carried out performing a fracture analysis, Micro-Raman spectroscopy and microthermometry measurements within fluid inclusions in calcite, quartz and mixed veins with syntaxial growth. As a result, 5 families of fractures were identified, 2 sets of orthogonal fracture families 1) families oriented N-S and E-W (Eab-Eac families), which are oblique respect to major structures, do not have symmetry with the major structures, and they are the first to form during an initial or pre-folding event; 2) longitudinal fracture families (N30E) and transverse fracture families (N60W) (Dab- Dac families), with symmetry to the main structures, formed in an advanced state of syn-tectonic folding; and 3) the N60E oriented fracture family (Eac' family), being this the oldest of all. The analyzed veins correspond to syntaxial veins, mainly hosted in the Eac fracture family; and beef-type veins, which give evidence of hydrocarbon migration in the gas phase. Moreover, using Micro-Raman spectroscopy we were able to identify methane and carbon dioxide in this type of veins. Also, the microthermometry data (eutectic temperature, homogenization temperature and salinity) of the fluids gave eutectic temperatures ($T^{\circ}p_{fh}$) in a range of $-58\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $-154\text{ }^{\circ}\text{C}$, which implies mixed $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ systems (multi-volatile) that involve the overimposed pulses inside the fluid inclusions. The homogenization temperature ($T^{\circ}h$) for beef-type veins were measured between $250\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $280\text{ }^{\circ}\text{C}$; syntaxial veins between $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $150\text{ }^{\circ}\text{C}$, these latter temperatures were affected by failure action and intense folding that deformed and rebalanced the fluid inclusions (*necking-down o leakage*). The antitaxial veins could not be measured given the size of the fluid inclusions $< 5\mu\text{m}$. As a conclusion, it is suggested that the source of the fluids related to the events prior to the event of emerald mineralization is from a basinal origin (typical of the basin), and in advanced diagenesis, metagenic gas was generated associated to an hydrocarbon migration, in gaseous phase in the area. With these results, it is possible to point out that the emerald mineralization is directly associated with basin fluids, and do not show any external fluids. Furthermore, hydrocarbon migration in gaseous phase at high temperatures occurred at some point during the burial history of those units in the area. Data here provide support to the understanding of the mining system of the area and enhance the perspectives of resource assessment in non-conventional deposits of the country.

Keywords: *Eastern Cordillera, fluid inclusion microthermometry, joint families, Micro-Raman spectroscopy, Early Cretaceous.*

Tabla de contenido

Resumen	V
Abstract	VI
Tabla de contenido	IX
Lista de figuras	X
Lista de tablas	X
1. Introducción.....	1
2. Marco geológico	6
2.1 Geología de la Cordillera Oriental.....	6
2.2 Geología del Área del Guavio	11
3. Metodología.....	16
3.1 Trabajo de campo	16
3.2 Análisis de fracturas y venas	16
3.3 Petrografía de venas e inclusiones fluidas	17
3.4 Espectroscopia Micro-Raman	21
3.5 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	21
4. Resultados.....	26
4.1 Geología local	26
4.2 Análisis de fracturas	26
4.3 Análisis de venas e inclusiones fluidas	36
4.4 Espectroscopia Micro-Raman	39
4.5 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	42
5. Discusión e interpretación	46
5.1 Evolución del sistema de migración de fluidos: relación sistemas de fracturas y venas ...	46
5.1.1 Sistemas de fracturas.....	46
5.1.2 Venas.....	50
5.2 Características de los fluidos asociados a los pulsos de migración de fluidos	51
5.3 Implicaciones en la prospectividad de hidrocarburos	55
6. Conclusiones.....	57
7. Bibliografía.....	59
Anexo: A. Tabla de datos microtermométricos de las inclusiones fluidas.....	71

Lista de figuras

Figura 1. Esquema de las tres cadenas montañosas Andinas y el bloque noroccidental del bloque Maracaibo que constituye el terreno Norandino	2
Figura 2. Mapa geológico de la Cordillera Oriental	8
Figura 3. Secciones transversales de la Cordillera Oriental.....	8
Figura 4. Mapa geológico del flanco oriental y piedemonte de la Cordillera Oriental	11
Figura 5: Sección estructural ubicada al norte del segmento del Guavio	12
Figura 6. Mapa geológico del área de estudio parte Sur del Cinturón Esmeraldífero Oriental (CEO) (Modificado de Montoya <i>et al.</i> , 2008).....	12
Figura 7. Estratigrafía Meso-Cenozoica del flanco oriental de la Cordillera Oriental	13
Figura 8. Clasificación de venas e inclusiones fluidas.	19
Figura 9. Diagrama de temperaturas medidas según el sistema acuoso NaCl+H ₂ O, no acuoso +CO ₂ o +CH ₄ y mixto H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ -NaCl.....	23
Figura 10. Lámina de fotografías de campo que ilustran zonas de falla, ornamentación de fracturas, y venas	28
Figura 11. Recopilación de estereogramas de polos y planos de las familias de fracturas analizadas en el área estudiada.....	28
Figura 12. Laminas que ilustran el pavimento en campo (fotografía de la derecha) y la digitalización de los planos de fracturas (fotografía de la izquierda).....	32
Figura 13. Recopilación de histogramas de espaciamiento (cm). El histograma refleja la distribución de las diferentes longitudes por familia de fracturas en los afloramientos estudiados	32
Figura 14. Mapa de intensidades por familia de fracturas	34
Figura 15. a) Diagrama Rosa mostrando la orientación de planos de fracturas con presencia de relleno (i.e. venas).....	36
Figura 16. Laminas fotográficas de petrografía de venas y fluorescencia	39
Figura 17. Recopilación de espectros Raman	40
Figura 18. Lámina de inclusiones fluidas con su temperatura de homogenización	45
Figura 19. Modelo de evolución tectónica y variación térmica en el área de estudio	48
Figura 20. Mapa de salinidades y temperaturas de homogenización en el área de estudio	53
Figura 21. Gráfica de dispersión de la temperatura de homogenización vs. Salinidad.....	55

Lista de tablas

Tabla 1. Resumen de datos térmicos de inclusiones fluidas en venas de las muestras estudiadas. ...	43
--	----

1. Introducción

Este proyecto de investigación nace de una convocatoria para jóvenes investigadores por parte de Colciencias, la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y la Universidad Nacional de Colombia que tenía como objetivo el desarrollo científico, tecnológico y de innovación para el sector hidrocarburífero en Colombia, en especial la innovación en metodologías para la exploración de yacimientos no convencionales en el país. Por lo tanto, nace la idea de identificar un prospecto de yacimiento no convencional de tipo *shale gas* en la Cordillera Oriental, donde se crea y se propone una nueva metodología para análisis de yacimientos no convencional de tipo *shale gas* en esta investigación.

La Cordillera Oriental corresponde al más prominente y extenso de los tres ramales de los Andes Colombianos, se extiende en dirección NW-SE con elevaciones hasta los 5.410 msnm (Ritacuba Blanco- Sierra Nevada del Cocuy). Geográficamente limita al Occidente con el Valle del Magdalena (fallas del Alto del Trigo-Bituima y La Salina), que lo separa de la Cordillera Central; al Oriente con la Amazonia y Orinoquia (fallas de Guaicaramo); y al Norte se bifurca en la Serranía del Perijá y en los Andes de Mérida (Mora *et al.*, 2006). Este accidente topográfico está compuesto principalmente por un basamento metamórfico suprayacido por una espesa cobertera sedimentaria Meso-Cenozoica, caracterizada por un plegamiento en su parte axial y una culminación como un cinturón plegado y fallado en sus dos frentes de deformación (Figura 1).

Esta cordillera se considera como un cinturón orogénico producto de la inversión tectónica de una cuenca de *rift* continental Jurásica-Cretácica, por la interacción Cenozoica de las placas Suramericana, Nazca y Caribe (Duque-Caro, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento-Rojas, 2001; Branquet *et al.*, 2002). Dicha inversión tectónica ha dado lugar a la generación de sistemas petrolíferos y a mineralizaciones (por ejemplo: Esmeraldas) en la cobertera sedimentaria plegada y fallada. Se han identificado cuatro eventos de deformación asociados a las fases de plegamiento de esta cordillera, esencialmente por medio de análisis de patrones de deformación como fracturas y clivajes (Kammer & Sánchez, 2006; Tamara, 2009; Espitia, 2014; Tamara *et al.*, 2015).

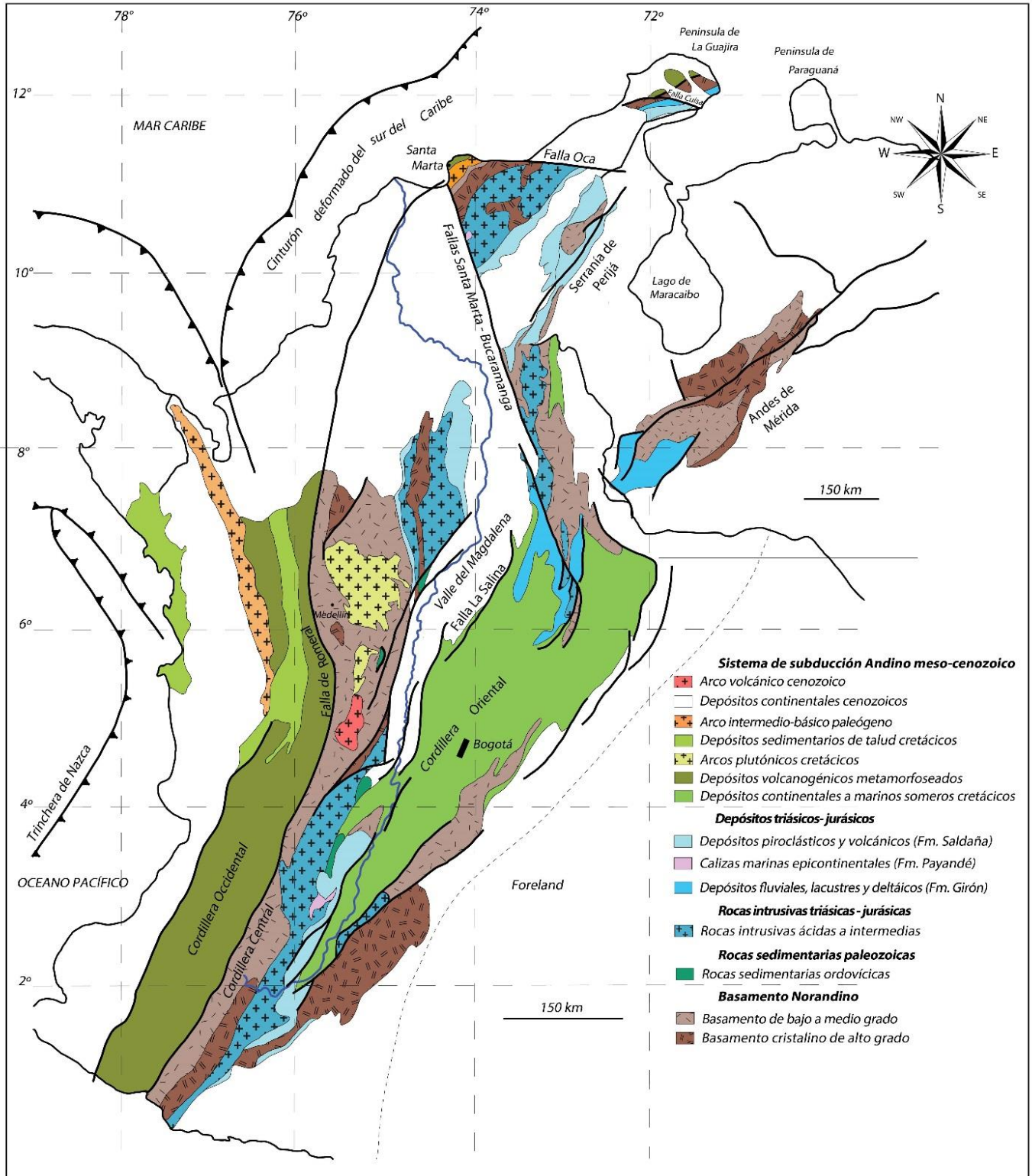


Figura 1. Esquema de las tres cadenas montañosas Andinas y el bloque noroccidental del bloque Maracaibo que constituye el terreno Norandino, tomado de Kammer *et al.* (in press). El mapa ilustra el basamento pre-Cenozoico. Destaca las ramificaciones del cinturón montañoso oriental desde el sistema troncal principal Andino, representado por las cordilleras Occidental y Central al sur, su posterior despliegue en el Macizo de Santander, los Andes de Mérida y la curva del Macizo de Santander en la tendencia de la Serranía de Perijá.

Los patrones de deformación (por ejemplo: fracturas) en esta cadena montañosa, obedece a anisotropías preexistentes, que reflejan las distintas fases de deformación (Cooper *et al.*, 1995; Kammer & Sánchez, 2006; Mora *et al.*, 2006, 2010a,b) y la respuesta a la rotación y cambios de esfuerzos regional desde el Cretácico hasta el presente (Taboada *et al.*, 2000; Trenkamp *et al.*, 2002; Colmenares & Zoback, 2003; Corredor, 2003; Dimaté *et al.*, 2003; Cortés *et al.*, 2005). Sin embargo, Tamara *et al.* (2015) reporta una variabilidad de la intensidad y temporalidad de fracturamiento según la posición estructural y la configuración de los pliegues. Esto da a entender que el análisis de fracturas sigue siendo incipiente, debido a la dificultad de relacionar el evento tectónico (plegamiento) y la generación de fracturas ligadas a este.

La Cordillera Oriental es un área clave para entender el sistema petrolífero Meso-Cenozoico, enfocado en la exploración de yacimientos no convencionales, considerando los sistemas de fracturas y las propiedades reológicas de la secuencia cretácica basal, como un prospecto para la industria de hidrocarburos (Mora *et al.*, 2010a,b; Tamara *et al.*, 2015). En los últimos años se ha explorado y comercializado gas asociado a rocas arcillosas (*gas shale*) y mantos de carbón (CBM) mediante el uso de “*fracking*” (Curtis, 2002). Teniendo en cuenta que la generación de petróleo involucra la acumulación de materia orgánica, su enterramiento gradual, descomposición diagenética, y su maduración en un rango de temperatura de 75 °C-150 °C, llamado “ventana de aceite” (Giuliani *et al.*, 2000), estos yacimientos de *shales* ricos en materia orgánica ocurren en una ventana de generación con mayores temperaturas, que produce gas metagénico de 150 °C a 200 °C (Boyer *et al.*, 2006) incluso a temperaturas > 200 °C (Simoneit & Lonsdale, 1982; Didyk & Simoneit, 1989). Esto hace importante implementar nuevas metodologías y aplicaciones para el estudio del sistema de migración de fluidos a través de fracturas, y la estimulación artificial de las mismas para extraer gas metagénico en *shales*.

Adicionalmente, la presencia de venas de tensión y venas tipo *beef* manifiestan una sobrepresión de fluidos, que conlleva una migración de fluidos posiblemente asociada a hidrocarburos (Cobbold & Rodrigues, 2007; Cobbold *et al.*, 2013; Zanella *et al.*, 2014). Este tipo de venas evidencian una relación entre liberación de fluidos y fracturamiento generando fracturas paralelas a la estratificación y un sellamiento coetáneo o posterior a un relajamiento de esfuerzos (Cobbold & Rodrigues, 2007; Cobbold *et al.*, 2013). De esta forma, mediante la caracterización de las condiciones termoquímicas en la formación de fracturas se puede deducir una posible generación y expulsión de hidrocarburos por medio del sistema venas-fracturas en sucesiones estratigráficas a las que usualmente se les

considera como sobremadura (Mora *et al.*, 2010a); tales como, la secuencia basal cretácica, que muestran condiciones favorables en la producción de gas metagénico.

Dentro de la Provincia del Guavio (Figura 2, flanco oriental de la Cordillera Oriental) en la parte basal de la cobertera *syn-rift* marina mesozoica se hospedan mineralizaciones de esmeraldas (Hall, 1976; Forero, 1987). En esta se encuentra el Cinturón Esmeraldífero Oriental (CEO) (Terraza *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2009), y se proponen eventos extensivos que han causado un colapso gravitacional, y a su vez han permitido el ascenso de fluidos mineralizantes responsables de las formación de esmeraldas en esta zona (Kozlowski *et al.*, 1988; Cheilietz & Giuliani, 1996; Branquet *et al.*, 1999; Banks *et al.*, 2000; Espitia, 2014). Estudios geoquímicos han descartado cualquier papel de actividad ígnea en la génesis de estos depósitos (Giuliani *et al.*, 1992, 1997, 2000; Cheilietz *et al.*, 1994; Ottaway *et al.*, 1994; Cheilietz & Giuliani, 1996); y plantean una interacción de fluidos basinales con evaporitas (Banks *et al.*, 2000) y materia orgánica a 300 °C, como responsables de la mineralización a través de sistemas de venas-fracturas.

La pregunta de investigación radica en establecer la proveniencia de los eventos de expulsión de fluidos que rellenaron las venas en un sector del CEO a lo largo de la red de fracturas, eventos posiblemente ligados a la mineralización de esmeraldas o a migración de hidrocarburos. Igualmente, se pretende dar una respuesta relacionada a si los fluidos vienen de una misma fuente o una mezcla de fuentes de fluidos. Si hubiera una mezcla de fluidos se busca determinar su posible origen, y si son derivados de eventos de deformación o por acción de fallas que aportaran fluidos al sistema. Por último, se intenta dar respuesta a si ha habido o no migración de hidrocarburo, sea en fase líquida o gaseosa; o si la roca con potencial de generación de hidrocarburos aun estaría en condiciones de preservar los hidrocarburos *in-situ*.

Por lo anterior, esta investigación tiene como objetivo general caracterizar los sistemas de migración de fluidos en la secuencia arcillosa del Cretácico basal en el sector del Guavio, lo que permitirá mejorar el entendimiento de los sistemas de migración tanto para la mineralización de esmeraldas como para hidrocarburos. Para resolverlo, se tienen los siguientes objetivos: 1) evaluar la génesis de fracturas y venas para establecer una relación con las fases de deformación (plegamiento y fallamiento) realizando mediciones de planos de fracturas y venas, separadas en familias según su orientación, descripción litológica y midiendo los parámetros de densidad, intensidad, longitud promedio y espaciamiento por muestreo areal y *scanlines*; 2) determinar la cinemática de apertura de venas de extensión y su tipo de crecimiento (anti-, sin- o ataxial) de los diferentes rellenos

presentes en las venas, realizando petrografía convencional; 3) medir inclusiones fluidas en las venas, para determinar temperatura de homogenización y salinidad del fluido, realizando petrografía de inclusiones fluidas, mediciones por ciclos de enfriamiento/calentamiento y adicionalmente espectroscopia Micro-Raman para determinar composiciones químicas de las diferentes fases (líquido, sólido, gaseoso) dentro de las inclusiones fluidas; y 4) sintetizar los datos estructurales y microtermométricos para generar un marco temporal de eventos que relacione la deformación y la actividad tectónica con la liberación de los fluidos (generación de venas).

2. Marco geológico

2.1 Geología de la Cordillera Oriental

La cadena montañosa que compone la Cordillera Oriental corresponde al ramal más oriental de las cordilleras del norte de los Andes. Este cinturón montañoso tiene una dirección N30E y en su parte más distal se bifurca en dos ramales, la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida (Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993). La Cordillera Oriental constituye un cinturón orogénico producto de la reinversión cenozoica de una cuenca de *rift* cretácica (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento-Rojas, 2001; Kammer *et al.*, *in press*), en la que se exponen macizos cristalinos aislados, mostrando una forma de abanico en sección transversal (Campbell & Bürgl 1965; Kammer & Mora 1999) levantada por fallas de cabalgamiento dextralmente oblicuas, que forman una estructura en flor positiva a escala regional (Velandia *et al.*, 2005; Kammer *et al.*, *in press*), ver Figuras 2 y 3. De los macizos que circundan a la cordillera, se presentan en sus terminaciones sur y norte, emplazados en cambios en la tendencia estructural, en dominios de rumbo (por ejemplo: Macizo de Garzón, Macizo de Quetame y Macizo de Santander; Renzoni, 1968; Ward *et al.*, 1974; Kroonenberg, 1982; Acosta *et al.*, 2007; Kammer *et al.*, *in press*), y en donde algunas de sus terminaciones afectan a la parte axial (Macizo de Floresta; Cediél, 1969; Kammer, 1996), ver Figura 2.

Igualmente, la cordillera se distingue de los demás ramales del norte de los andes por exhibir secuencias sedimentarias paleozoicas, cretácica y cenozoica con afinidad continental (Aspden & McCourt, 1986; Colletta *et al.*, 1990; Dalziel *et al.*, 1994; Corredor, 2003; Gómez *et al.*, 2003, 2005; Cardona *et al.*, 2006; Ordóñez-Carmona *et al.*, 2006); mientras que la Cordillera Central, separada a lo largo del valle inter-montañoso del Magdalena muestra similitud con los macizos en la cordillera, ver Figura 1 y 2. Es decir, la Cordillera Central consta de una secuencia metamórfica de medio a alto grado (Butler & Schamel, 1988; Nivia *et al.*, 2006; García-Ramírez *et al.*, 2017) con intrusivos afines a subducción de edades Ordovícica (Martens *et al.*, 2014), Pérmica (Vinasco *et al.*, 2006; Cochrane *et al.*, 2014), Jurásica (Leal-Mejía, 2011), Cretácica (Bustamante *et al.*, 2010) y Cenozoica (Leal-Mejía, 2011); en donde se emplazan plutones anatócticos (Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015) y secuencias ultramáficas metamorfoseadas (Restrepo & Toussaint, 1988; Restrepo *et al.*, 2011). Yuxtapuesto a esta secuencia, se ubican secuencias vulcano-sedimentarias con metamorfismo de bajo a medio grado (Villagómez *et al.* 2011; Villagómez & Spikings 2013), y complejos metamórficos ultramáficas y de alta presión (Jiménez *et al.*, 2006; Bustamante *et al.*, 2010). Finalmente, la Cordillera Occidental, siendo el ramal más próximo al margen oceánico, se compone

de secuencias volcánicas y metamórficas de afinidad caribeña con plutonismos cenozoico (Kerr *et al.*, 1997; Pindell *et al.*, 1998; Nivia *et al.*, 2006; Pindell & Kennan, 2009), ver Figura 1.

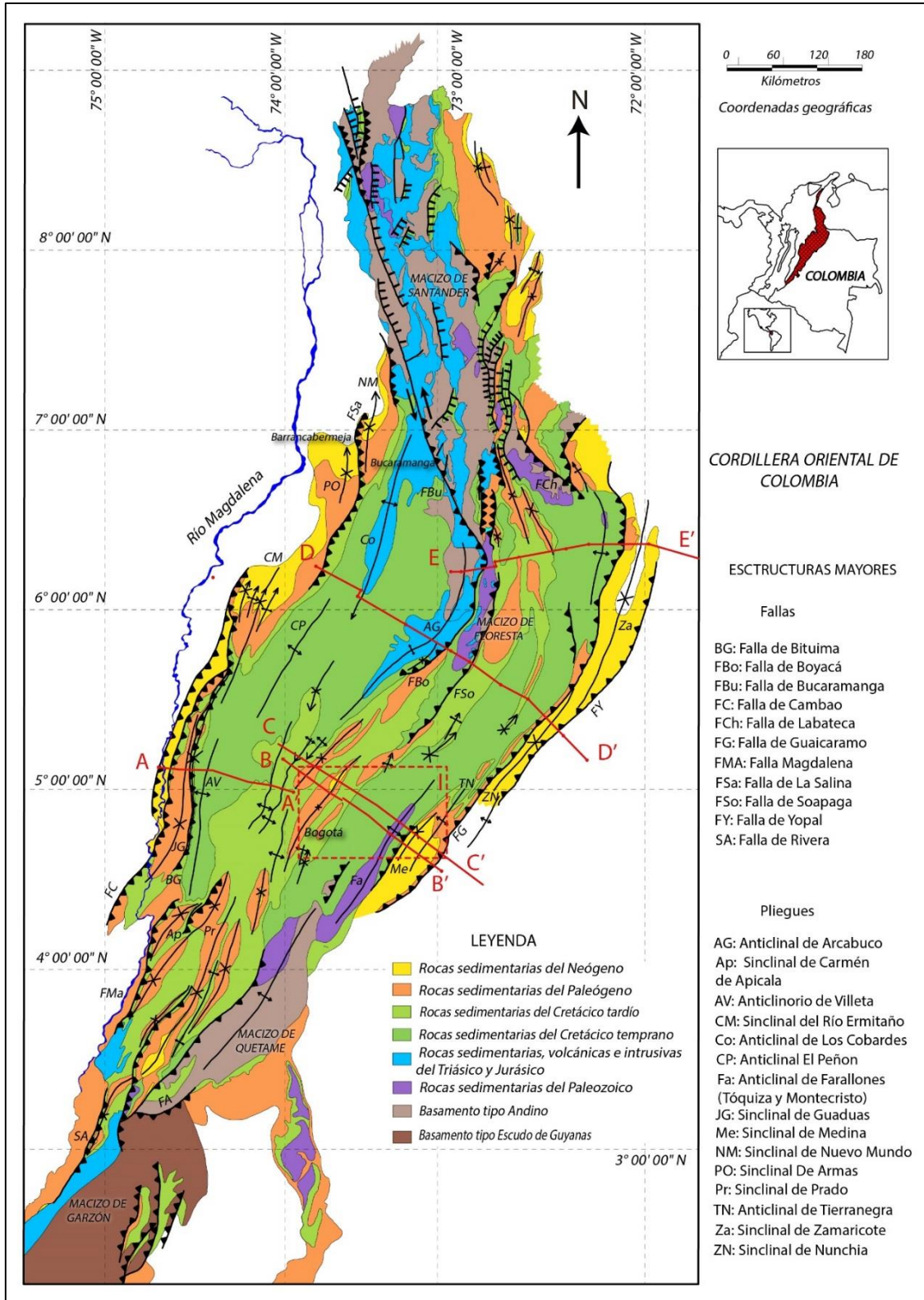


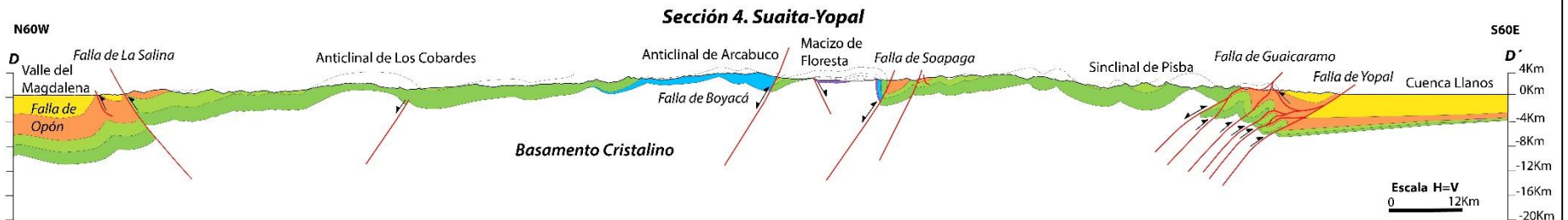
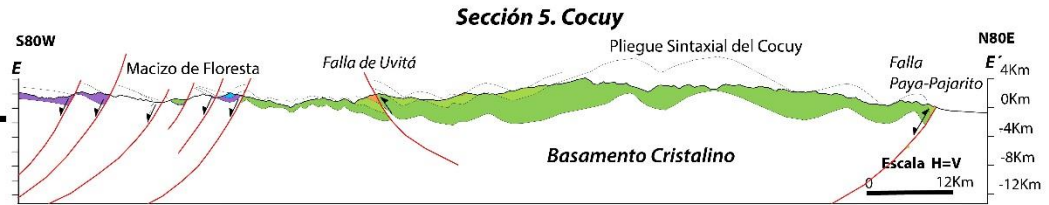
Figura 2. Mapa geológico de la Cordillera Oriental. Las líneas de color rojo representan las secciones estructurales mostradas en la Figura 3. El cuadro punteado de color rojo representa el mapa geológico de la Figura 4 (Provincia del Guavio). Tomado de Kammer *et al.* (*in press*).

Los múltiples eventos que componen el cinturón móvil de la Cordillera Oriental, previo a su *rifting* durante el Cretácico involucra la acreción de terrenos, metamorfismo y magmatismo del proterozoico (Neis de Bucaramanga y Esquistos de Silgara-Quetame; Ward *et al.*, 1974; García & Campos, 2000; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2016) al Ordovícico (Ortogneis de Berlín, Granito de Otengá; Horton *et al.*, 2010); al igual que el desarrollo de secuencias marinas en dos ciclos: Cámbrico-Ordovícico (Formación El Hígado; Mojica & Dorado, 1987) y Devónico -Pérmico (Grupo Farallones; Grupo Floresta, Formación Diamante; Mojica & Dorado, 1987; Moreno *et al.*, 2009), a lo largo de márgenes pasivos o por cuencas tectónicamente activas focalizadas. Suprayacen al basamento cristalino y forman parte de los núcleos de los pliegues que componen la cordillera, rellenos *syn-rift* del Triásico (Kammer & Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006) y Jurásico, parcialmente coetáneos y *syn*-genéticos con los batolitos que limitan la cordillera en su margen NE y SW (Batolito de Ibagué; Ward *et al.*, 1974; Van Der Lelij *et al.*, 2016), ver Figura 2 y 3.

De esta forma, la parte axial de la Cordillera se compone de pliegues sinclinales y anticlinales donde aflora la cobertera del Cretácico tardío y del Paleógeno, afectada por discordancias con depósitos del Neógeno. La estructura ligeramente simétrica de la cordillera involucra dos frentes de deformación y zonas de transición respecto a estos y la parte axial. Las zonas de transición muestran pliegues que involucran un acoplamiento entre la cobertera sedimentaria pre-Cretácica y los depósitos del Cretácico basal, en este sector estructural se preservan las fallas normales sin reactivar o localmente reactivadas, producto de las diferentes configuraciones extensivas en la cordillera (Figura 3 y 4; Kammer *et al.*, *in press*). Sus frentes de deformación muestran diferencias en la migración y respuesta a la deformación, el frente oriental se compone de fallas inversas que generan pliegues por flexión de falla, propagación de falla y *duplexes*, en un arreglo escalonado hacia al norte; la configuración de este frente incluye un relleno sedimentario hacia el *foreland*. En contraste, el frente occidental no genera un *foreland*, sino que se compone de cabalgamientos que afectan al Valle de Magdalena, y donde ocurre un cambio en la vergencia de las estructuras bajo el efecto de la Cordillera Central, a lo largo de la Falla de Salina (Kammer, 1997; Kammer & Mora, 1999; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006, 2009, 2010a, 2013, 2015; Parra *et al.*, 2009; Moreno *et al.*, 2013; Tesón *et al.*, 2013; Kammer *et al.*, *in press*), ver Figuras 2 y 3.

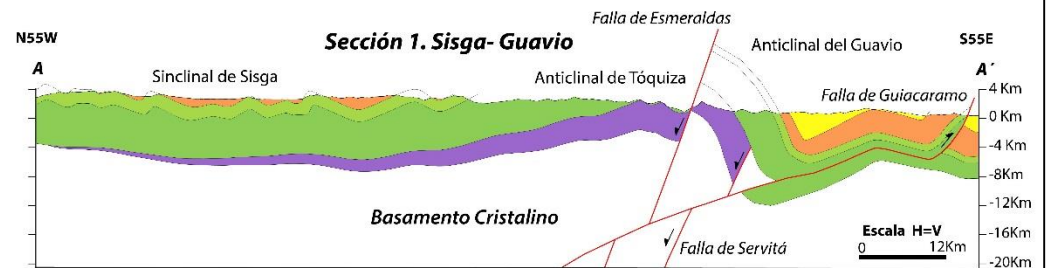
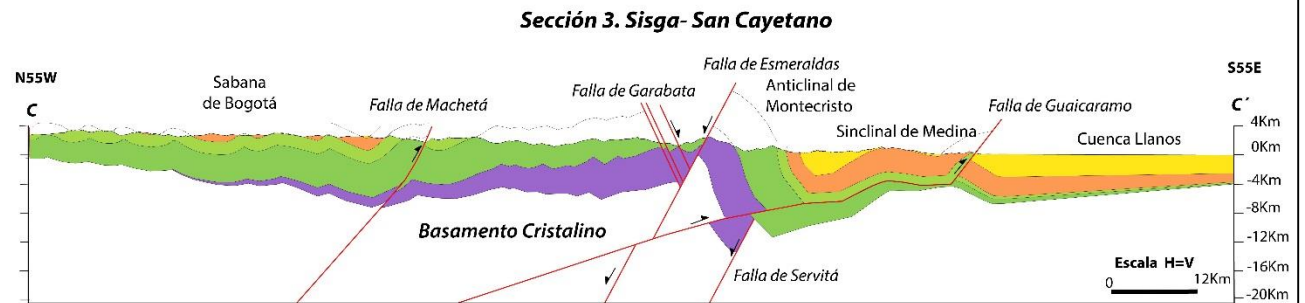
Figura 3. Secciones transversales de la Cordillera Oriental, ver Figura 2 para la localización de las secciones. Tomado de Kammer *et al.* (*in press*).

SECCIONES ESTRUCTURALES DE LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA



LEYENDA

- Rocas sedimentarias del Neógeno
- Rocas sedimentarias del Paleógeno
- Rocas sedimentarias del Cretácico tardío
- Rocas sedimentarias del Cretácico temprano
- Rocas volcánicas, sedimentarias e intrusivas del Triásico y Jurásico
- Rocas sedimentarias del Paleozoico



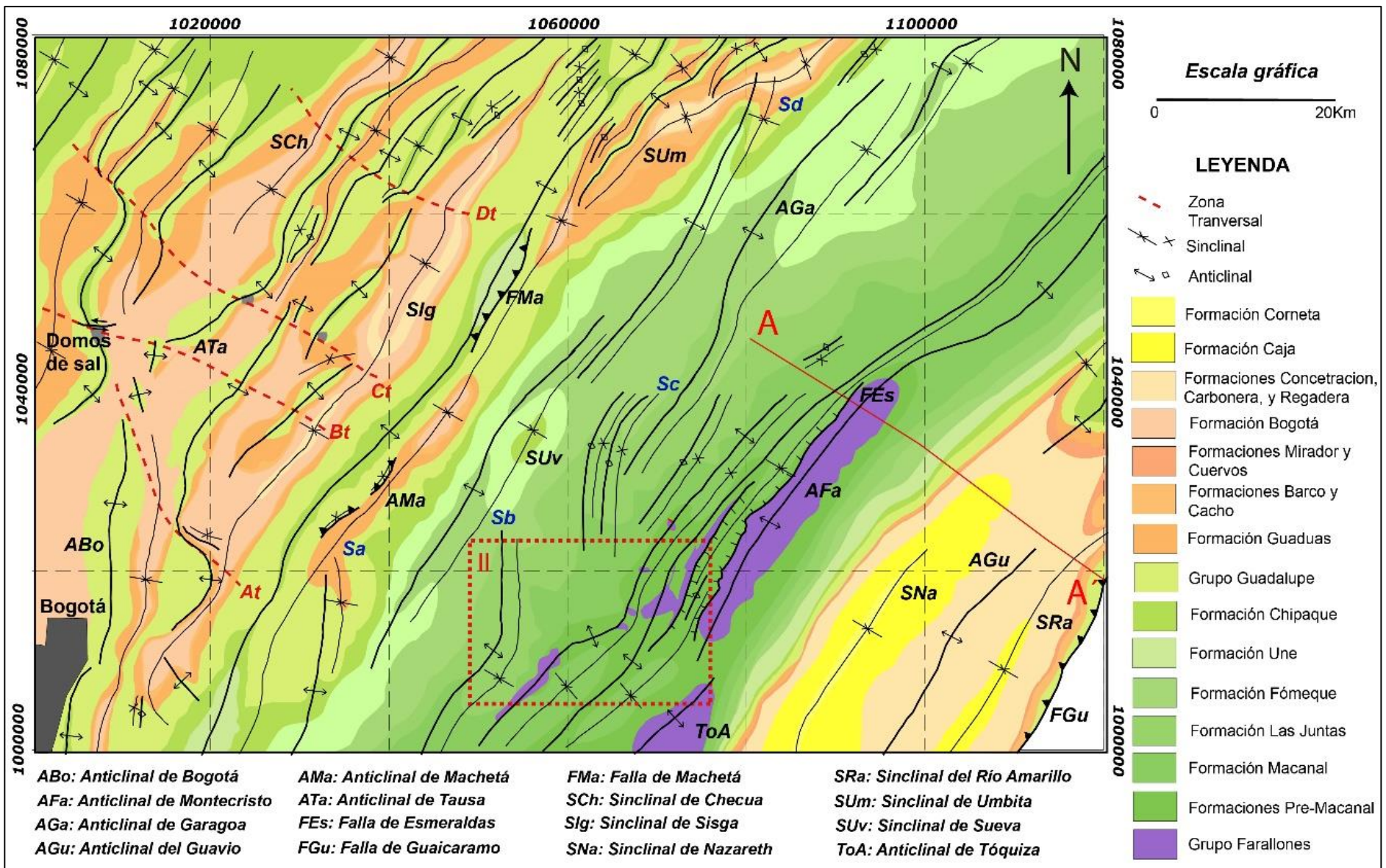


Figura 4. Mapa geológico del flanco oriental y piedemonte de la Cordillera Oriental. La línea roja representa la sección estructural mostrada en la Figura 5. El cuadro punteado de color rojo representa la zona de estudio de la Figura 6. Tomado de Kammer *et al.* (*in press*).

La configuración tectónica que da lugar a la múltiple sobreposición de campos de esfuerzo está controlada por la interacción de la Placas Suramericana con Laurentia, la extinta placa Farallón y sus remanentes (placas Caribe, Cocos y Nazca). La acreción del Plateau del Caribe durante el Paleógeno y del Bloque Panamá-Baudó (Duque-Caro, 1990) en el Neógeno se consideran como responsables de la inversión tectónica de las cuencas *rift* Mesozoico en la actual Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Figura 1).

Adicionalmente, debido a esta interacción tectónica se desarrollaron variaciones del campo de esfuerzos tectónicos regional. Actualmente, estudios de mecanismos focales y datos de *borehole break-out* reflejan que el campo de esfuerzos tectónico actual tiene una orientación de S_{Hmax} de 20°SE en la Cordillera Oriental (Taboada *et al.*, 2000; Colmenares & Zoback, 2003; Corredor, 2003; Dimaté *et al.*, 2003). Por otro lado, datos de GPS muestran una orientación W-E para la deformación (Trenkamp *et al.*, 2002). Cortés *et al.* (2005) propone que el campo de esfuerzos tiene una orientación del S_{Hmax} de ENE-WSW hasta el Paleoceno y cambia a una orientación NW-SE a WNW-ESE, posición que ha prevalecido hasta la actualidad en los Andes Colombianos.

2.2 Geología del Área del Guavio

Las rocas más antiguas aflorantes del área del Guavio son rocas sedimentarias marinas (*shales* y arenitas) que constituyen el Grupo Farallones de edad Devónico-Carbonífero (Cortés & De La Espriella, 1990; Mora *et al.*, 2010a); estas rocas no tienen coetáneos volcánicos, ni intrusivos en la cordillera (Figuras 4, 5 y 6).

Durante el Jurásico más tardío hasta el Cretácico temprano, el evento de *rifting* regional intracontinental desarrolló cuencas limitadas por fallas normales, que, a su vez, permitieron alojar depósitos marinos y continentales con grandes espesores. En los bloques colgantes de las fallas normales se desarrollan depósitos de grano grueso, mientras que en sus bloques yacentes se observan depósitos calcáreos y evaporíticos, los que representan las formaciones Guavio y Buenavista (Renzoni, 1968; Fabre, 1983; Mojica & Dorado, 1987; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Mora & Kammer, 1999; Kammer & Sánchez, 2006; Mora *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Tamara, 2009). El aumento en la subsidencia y un rápido ascenso del

nivel del mar propició el depósito de facies marinas someras con incursiones turbidíticas, como las formaciones Lutitas de Macanal, Bata, Cáqueza y Fómeque (Mojica & Dorado, 1987; Pimpirev *et al.*, 1992; Mora *et al.*, 2006; Terraza *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2009), ver Figuras 4, 5, 6 y 7.

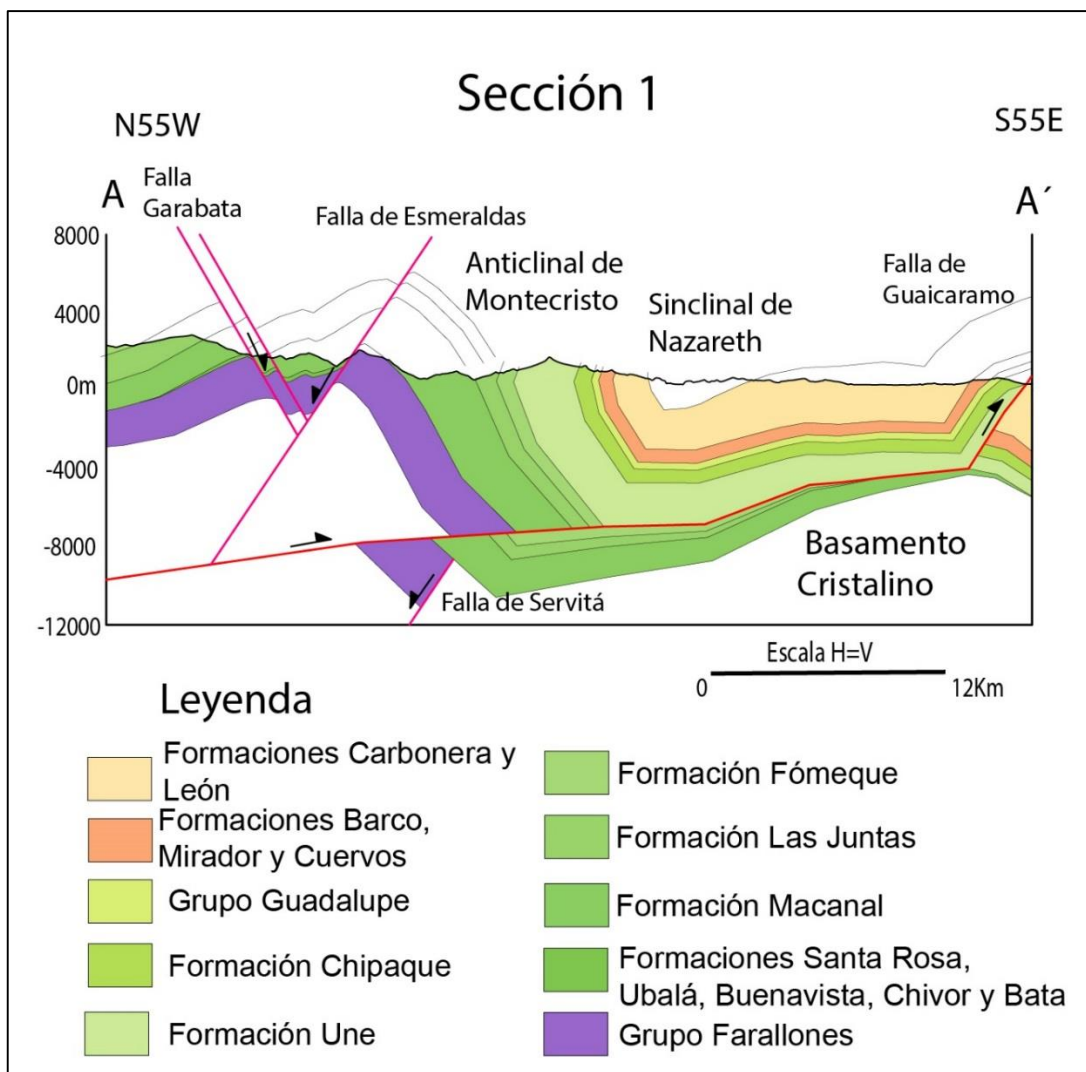
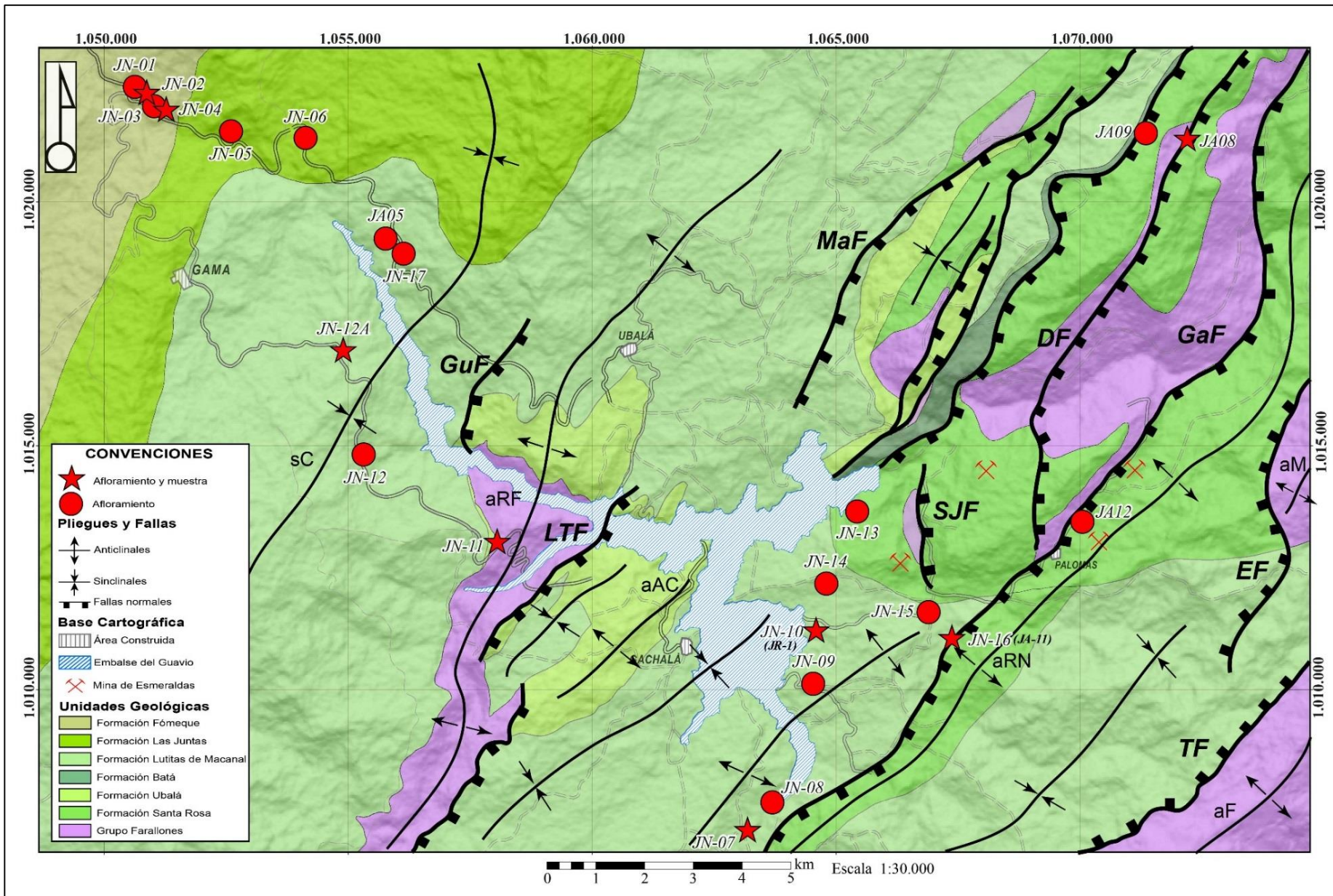


Figura 5: Sección estructural ubicada al norte del segmento del Guavio. Representa la secuencia sedimentaria del Cretácico basal y el frente montañoso de Mioceno. Tomado de Kammer *et al.* (*in press*).

Figura 6. Mapa geológico del área de estudio parte Sur del Cinturón Esmeraldífero Oriental (CEO) (Modificado de Montoya *et al.*, 2008). Se muestra la ubicación de la Provincia del Guavio, zona que comprende los alrededores del Embalse del Guavio y entre los Municipios de Gachetá - Ubalá - Gachalá y Gama. Líneas delgadas solidas representa los pliegues sinclinales y anticlinales como: sC: Sinclinal de Claraval. aRF: Anticlinal del Río Farallones. aAC: Anticlinal Alto de Carna. aRN: Anticlinal del Río Negro. aM: Anticlinal de Montecristo. aF: Anticlinal de Farallones. Líneas gruesas solidas representan las fallas normales: GuF: Falla Gusano. LTF: Falla Los Tendidos. MaF: Falla de Manizales. SJF: Falla La Vega de San Juan. DF: Falla El Diamante. GaF: Falla Garabata. EF: Falla La Esmeralda TF: Falla Tóquiza. Círculos rojos: estaciones de afloramientos analizados. Estrella roja: estaciones de afloramiento con muestra de vena recolectada. Nótese que en dos estaciones (JN10 y JN16) tienen en paréntesis otra nomenclatura JR1 y JA11 respectivamente, que corresponde al nombre de la muestra usada en la estación para hacer todos los análisis.



El depósito en la cuenca se extiende regionalmente con el inicio de la subsidencia termal, poco después de la fase de *rift*. Las diferencias entre los bloques estructurales son niveladas dando paso a una plataforma somera en la que los ambientes sedimentarios son controlados por cambios eustáticos durante el Cretácico tardío representado por las formaciones Une, Chipaque, y el Grupo Guadalupe (Fabre, 1981, 1985, Cooper *et al.*, 1995; Villamil, 1999; Guerrero, 2002a,b), ver Figuras 4, 5, 6 y 7.

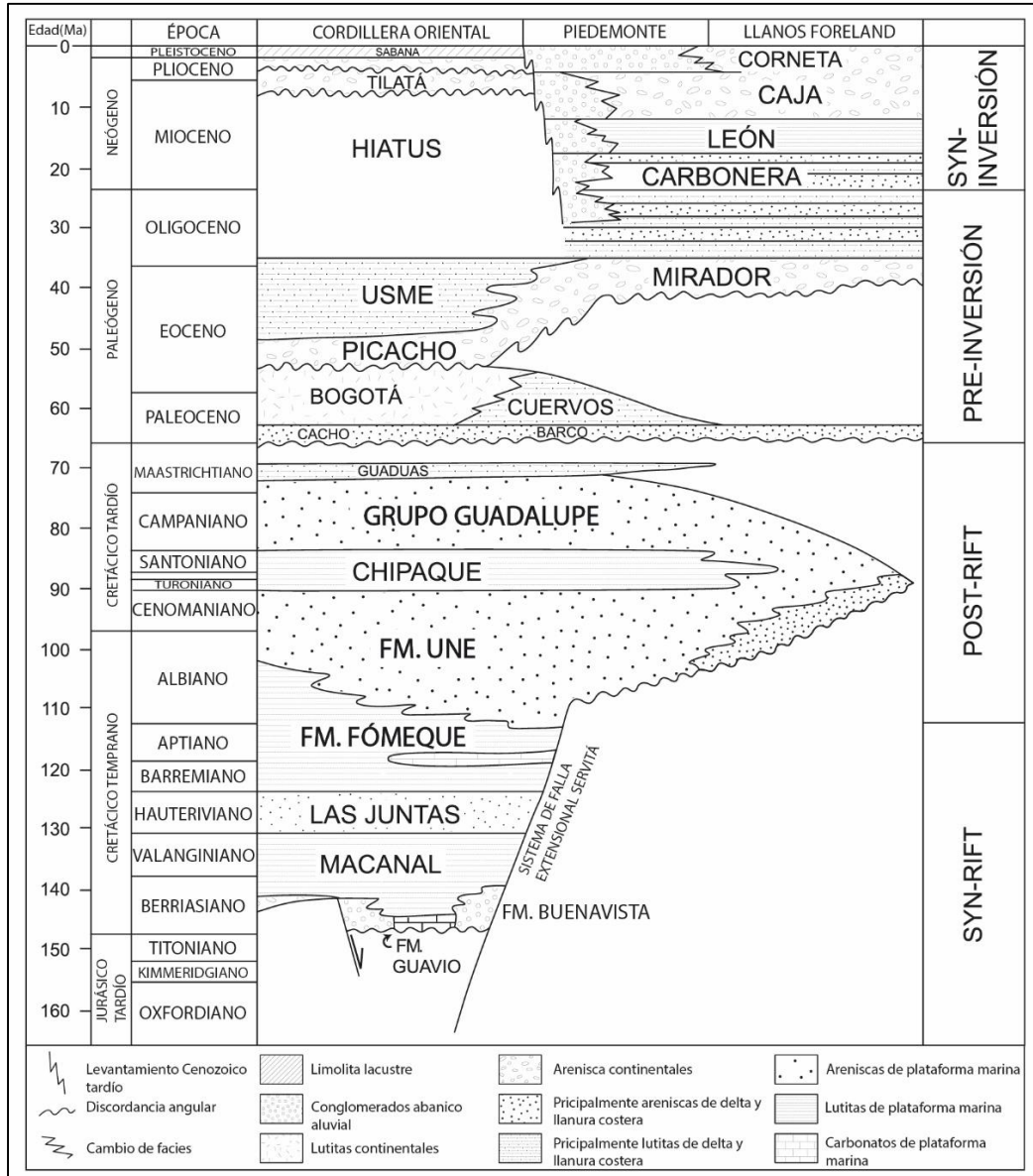


Figura 7. Estratigrafía Meso-Cenozoica del flanco oriental de la Cordillera Oriental. Tomado de Mora *et al.* (2006).

3. Metodología

3.1 Trabajo de campo

Se realizaron salidas de campo en los años 2015 y 2016. La base cartográfica utilizada en esta investigación corresponde a la de Montoya *et al.* (2008) y Terraza *et al.* (2008), adicionalmente se hizo una reevaluación cartográfica a escala 1:30.000. Así mismo se contó con la medición de datos estructurales (estratificación, diaclasas, venas, clivajes, y planos de falla), y toma de muestras orientadas de venas (con roca caja); con el objetivo de realizar los análisis y mediciones de inclusiones fluidas. Las unidades muestreadas corresponden a las formaciones Santa Rosa, Ubalá, Lutitas de Macanal y Fómeque (Figuras 6 y 7).

3.2 Análisis de fracturas y venas

La medición de datos de fracturas y venas se efectuó en 20 estaciones (Figura 6), donde las fracturas fueron separadas en familias según su orientación. Posteriormente al menos 4 planos de fracturas por familia fueron medidas, al igual que los datos de estratificación (So), clivaje (S1), espesor de la capa, y descripción de la litología. Se tomaron fotografías perpendiculares a la estratificación, y luego fueron digitalizados los trazos de las fracturas sobre el plano de estratificación usando **AutoCAD© Academic®**. Se clasificaron las familias de fracturas (subverticales respecto a So) de acuerdo al rumbo de los planos de fractura, y se nombraron utilizando la nomenclatura utilizada en Kammer & Sánchez (2006); Robles *et al.* (2008); Tamara (2009); Sánchez-Villar *et al.* (2011); Tamara *et al.* (2015). De esta forma se tienen las familias: 1) fracturas longitudinales con respecto al tren estructural de la Cordillera Oriental, Dab, con rumbo N30°E. 2) fracturas transversales con respecto al tren estructural de la Cordillera Oriental, Dac, con rumbo N60°W. 3), fractura oblicua con rumbo E-W, Eac. 4) fracturas oblicuas con rumbo N-S, Eab. 5), Eac', con rumbo N60°E. La relación de corte entre familias de fracturas se clasifico según Hancock (1985). Para el estudio de conjunto de familias ortogonales se tuvieron en cuenta las consideraciones de formación dadas por Bai *et al.*(2002), donde mencionan que las fracturas ortogonales no se generan únicamente por rotación del campo de esfuerzo regional de 90°, sino que también por liberación de *stress*, deformación por relajamiento de esfuerzos y por acción de esfuerzos locales, ayudando a la interpretación y análisis de la relación de corte entre las familias de fracturas.

Los parámetros de densidad, intensidad, longitud promedio y espaciamento se realizaron a través de la metodología de muestreo areal y *scanlines* propuesta por Mauldon *et al.* (2001); Rohrbaugh *et*

al. (2002); y Watkins *et al.* (2015). Estos autores definen estos parámetros como: 1) La densidad como el número de fracturas observadas por unidad de área; 2) la intensidad es una característica del patrón de fracturas que involucra la densidad y la longitud, y se define como el número de fracturas por unidad de longitud de muestra, longitud de fractura por área de superficie o área de fractura por volumen de roca, en una, dos o tres dimensiones, respectivamente; 3) longitud promedio se define como longitud, área, o volumen dependiendo si es una, dos o tres dimensiones, respectivamente; y 4) el espaciamiento de planos de fracturas en rocas estratificadas corresponde a la distribución periódica del espaciamiento entre fracturas lineales relacionados directamente con el espesor de capa del estrato de roca de interés, lo que a su vez se encuentra una relación directa entre la densidad e intensidad de fracturamiento (Bai & Pollard, 2000).

La clasificación de venas incluye el tipo de crecimiento mineral anti-sin o ataxial (*stretching vein*) que se caracterizan de la siguiente manera: 1) las venas de tipo antitaxial presentan una sutura central donde se genera el crecimiento inicial de cristales hacia las paredes de la vena; 2) las venas de tipo sintaxial generan un crecimiento inicial de cristales en los bordes de la vena hacia el centro y 3) las venas de tipo ataxial que se dan por procesos de *crack-sealing* (apertura y relleno coetáneos) donde se pueden generar espacios de cristalización de nuevo material que se puede observar como crecimientos mixtos (antitaxial y sintaxial) o crecimientos de cristales con diferencia de hábitos cristalinos (Bons, 2000; Bons & Montenari, 2005; Bons *et al.*, 2012), también se tuvo en cuenta el tipo de relleno (calcita, cuarzo, mixto u otro mineral como bitumen sólido), espesor, geometría de la vena y sus contactos con la roca caja. Se destaca que venas tipo *beef*, venas generadas por sobrepresión de fluidos y subparalelas a la estratificación (Cobbold & Rodrigues, 2007; Cobbold *et al.*, 2013), fueron identificadas en campo e hicieron parte del muestreo para los análisis de inclusiones fluidas (Figura 8 a).

3.3 Petrografía de venas e inclusiones fluidas

A un total de 14 muestras de vena se le realizó sección delgada pulida, 6 en la Formación Santa Rosa, 2 en la Formación Ubalá, 4 de la Formación de Lutitas de Macanal, y 2 de la Formación Fómecque (Figura 6). A estas muestras se les efectuó petrografía convencional del relleno mineral de las venas usando un microscopio petrográfico Motic Serie BA310 POL con objetivos 4X, 10X y 50 X; y se determinó los diferentes rellenos minerales, texturas, hábitos cristalinos y presencia de inclusiones fluidas (ver sección 4.3 y Figura 8 a).

Posteriormente, se realizó la petrografía de inclusiones fluidas en 7 secciones doblemente pulidas. En esta segunda petrografía, se buscaron y clasificaron los diferentes tipos de inclusiones fluidas y se agruparon en diferentes familias de inclusiones fluidas (*FIA*s: *Fluid Inclusions Assemblage*), siguiendo las recomendaciones de Roedder (1984) y Shepperd *et al.* (1985). Estos autores recomiendan clasificar las inclusiones fluidas en términos genéticos de la siguiente manera: 1) inclusiones fluidas primarias, aquellas que quedan atrapadas durante el crecimiento del cristal hospedante, normalmente son paralelas a los bordes de crecimiento del cristal o aisladas con gran tamaño, tienen formas regulares (círculos, óvalos, cuadrados, formas similares al del cristal en el que se hospedan) y son aquellas que dan un dato térmico-químico directo del fluido mineralizante; 2) las inclusiones fluidas secundarias son aquellas que quedan atrapadas en planos de fractura posteriores a la mineralización del cristal hospedante, no presentan simetría con el crecimiento del cristal, normalmente son de menos tamaños que las inclusiones fluidas primarias, presentan diferentes formas regulares o irregulares y son las que dan datos térmico-químicos de fluidos secundarios o externos al fluido mineralizante; y 3) las inclusiones fluidas pseudosecundarias que son aquellas que se forman durante el crecimiento del cristal en microfracturas o planos de crecimiento del cristal, generalmente en pequeños conglomerados, de menor tamaño, con formas regulares, y dan información del fluido mineralizante al igual que las inclusiones fluidas primarias (ver sección 4.3 y Figura 8 b).

Para la clasificación composicional, que se basa en las diferentes fases (L: líquido, S: sólido y V: vapor o gaseoso) dentro de la inclusión fluida, Roedder (1984) y Shepperd *et al.* (1985) recomiendan: 1) inclusiones fluidas que solo presentan una fase sea L, S o V se clasifica como monofásica; 2) inclusiones fluidas con dos fases sea L+V o V+L se clasifican como bifásicas; y 3) las inclusiones fluidas con tres fases visibles L+V+S, se clasifican como trifásicas. Para esta clasificación es importante tener en cuenta tanto las proporciones entre las fases como su composición química, esto da lugar para hablar de los diferentes sistemas de inclusiones fluidas donde tenemos el sistema acuosos insaturados o saturados, no acuosos, y mixto. Para el sistema acuoso insaturado (H₂O-NaCl) se tienen proporciones normalmente de L>V (bifásica), donde se habla de inclusiones ricas en fluidos salubres con salinidades menores al 30% en peso de NaCl equivalente; el sistema acuoso saturado tiene una salinidad mayor al 30% en peso de NaCl equivalente, lo que permite la precipitación de un sólido, normalmente cristales de halita dando como resultado inclusiones trifásicas (L+V+S). Los sistemas no acuosos tienen una composición de CO₂-CH₄± H₂O, que pueden ser monofásicas siendo un 100% vapor de la fase gaseosa o pueden ser bifásicas (V>L) con un mayor contenido de la fase gaseosa (CO₂, CH₄ o mixto) donde se observarían inclusiones fluidas ricas en CO₂ (V+L) o ricas en

CH₄(V+L) para este caso. Por último, los sistemas mixtos o multivolátiles con una composición de H₂O-CO₂-CH₄-NaCl, donde pueden ser trifásicas cuando están saturadas de NaCl (al igual el sistema acuoso saturado) y contienen otros componentes volátiles para dar una proporción L>V+S, pero también se observan inclusiones fluidas bifásicas con proporción L>V o V>L, dependiendo de las proporciones molares de los volátiles dentro del sistema, en este caso CO₂ o CH₄ (ver sección 4.3 y Figura 8 b).

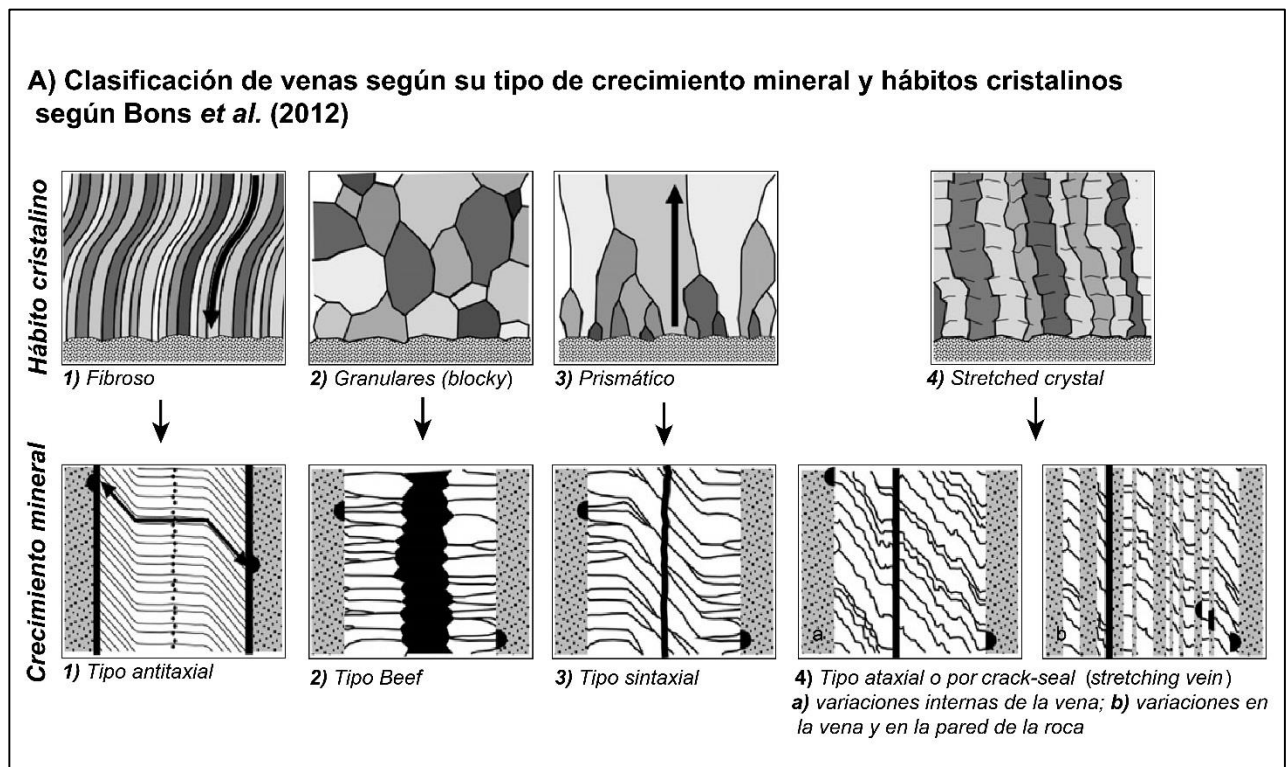
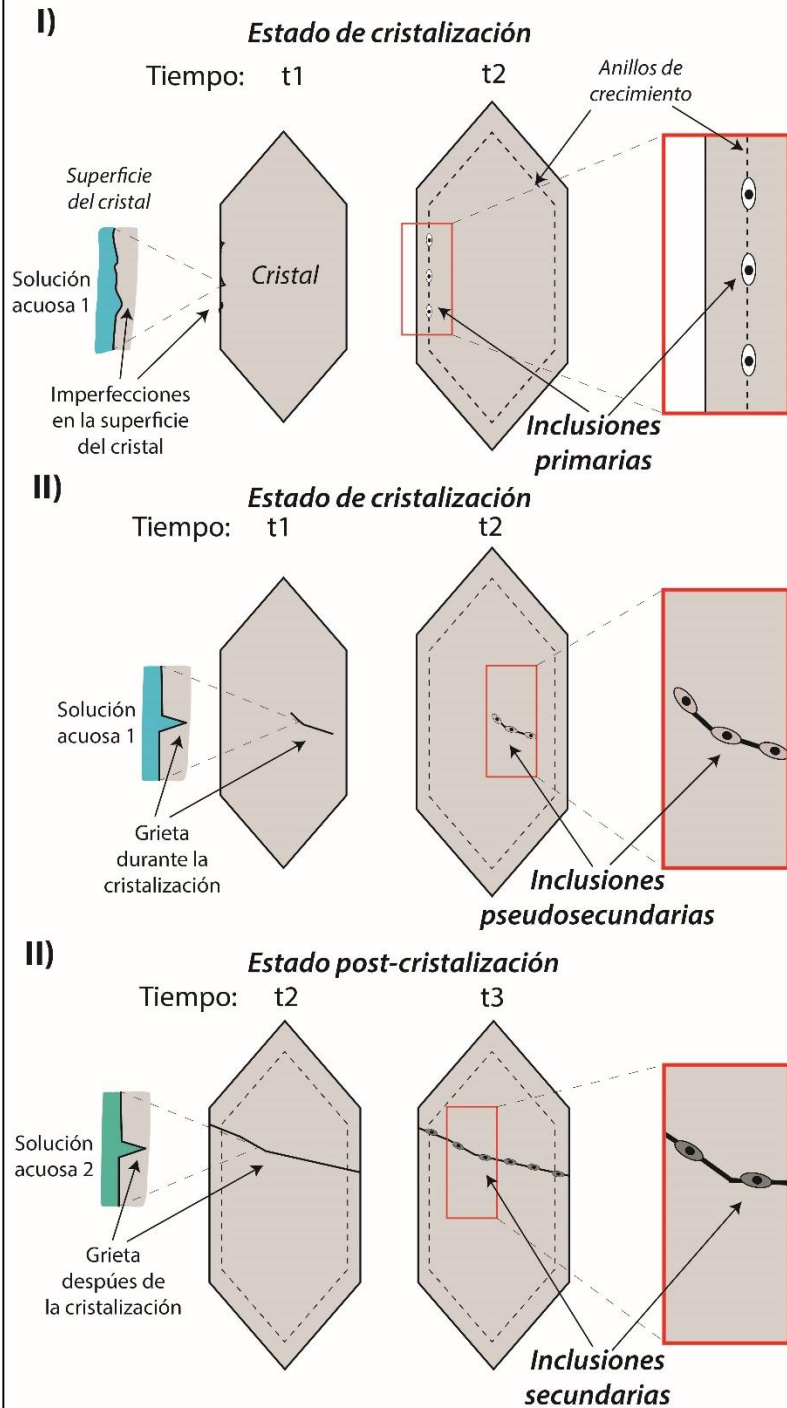


Figura 8. Clasificación de venas e inclusiones fluidas. a) Compilación de clasificación de venas teniendo en cuenta su hábito cristalinio y crecimiento mineral, según Bons *et al.* (2012).

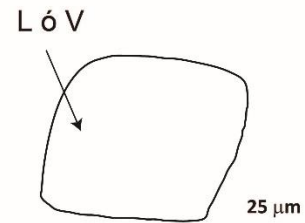
B) Clasificación de inclusiones fluidas

Paragénética

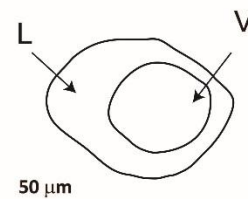


Composicional

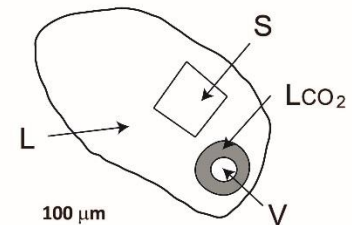
I) Inclusión monofásica



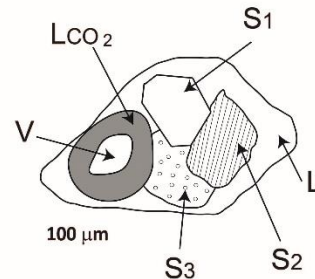
II) Inclusión bifásica



III) Inclusión trifásica



IV) Inclusión multifásica



b) Clasificación de inclusiones fluidas dependiendo de su paragénesis y su composición basado en Roedder (1984) y Shepperd et al. (1985).

3.4 Espectroscopia Micro-Raman

La dispersión Raman es un proceso inelástico de la luz debido a varias excitaciones elementales (cuasi-excitaciones) donde la energía se pierde o se gana durante el proceso de dispersión. Estas excitaciones pueden ser: 1) los nodos de vibración interna en una molécula (vibrones); 2) fonones en una estructura cristalina ordenada (vibración reticular); o 3) magnones en un sistema con transiciones de orden magnético. En espectroscopia Raman convencional, la muestra es irradiada por un intenso rayo láser monocromático en la región luz visible y ultravioleta que produce la dispersión Raman, que registra la frecuencia de vibración de una molécula en longitudes de onda específicas (en general las excitaciones elementales: vibrones, fonones y magnones). Debido a su rara habilidad para identificar especies estructurales, la espectroscopia Raman es una excelente y poderosa herramienta para caracterizar propiedades físicas y químicas de los minerales (Dubessy *et al.*, 2012).

A las 7 secciones delgadas doblemente pulidas de muestras de venas, se le realizó espectroscopia Micro-Raman (Dubessy *et al.*, 2012); utilizando un Raman Almega XR de Thermo con un láser de 532 μm , en el laboratorio del CDTEC GEMLAB (Bogotá, Colombia). Luego, se graficaron los espectros de intensidad resultantes mediante el software **OMINIC™ 7.3**. De esta forma, se hicieron mediciones del espectro de intensidad del enlace molecular en el mineral hospedante, en la materia orgánica y en las *FIA*s, con especial interés en inclusiones primarias. La clasificación e identificación de iones y moléculas usando el espectro de intensidad está basado en Burke (2001) y Frezzotti *et al.* (2012). La identificación de la materia orgánica según Jehlička *et al.* (2003) y Zhou *et al.* (2014).

Los parámetros de referencia utilizados fueron 1) para el mineral hospedante y materia orgánica: exposición 3 segundos, barridos 10 veces, potencia del láser 50 mW, potencia láser sobre la muestra 3,3 mW, apertura 100 μm , objetivo 100x, rango espectral 50 a 1600 cm^{-1} y con detector CCD a -50 °C. 2) Inclusiones fluidas: exposición 60 segundos, barridos 5 veces, potencia del láser 50 mW, potencia láser sobre la muestra 3,3 mW, apertura 25 μm , objetivo 100x, rango espectral 50 a 3000 cm^{-1} y con detector CCD a -50 °C. Estos parámetros son valores estándar desarrollados en esta investigación para trabajar en venas de carbonato.

3.5 Microtermometría de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son el producto de un fluido atrapado en las imperfecciones de un cristal en el momento de su crecimiento. En ellas se pueden hospedar material en estado líquido, gaseoso o

sólido, que proporciona información valiosa para entender los procesos físicos y químicos en los que el cristal creció naturalmente. Por lo anterior, el estudio de inclusiones fluidas ha permitido entender la naturaleza de los diferentes fluidos mineralizantes en la corteza terrestre, por lo que las definen y se usan como una herramienta geotermobarométrica natural en las que se determinan parámetros como temperatura, presión, composición, salinidad y densidad del fluido original o sistema fisicoquímico del fluido. Para obtener estos datos dentro de las inclusiones fluidas se deben realizar estudios microtermométricos, que se basan en la observación de los diferentes cambios de fases (líquido, vapor o sólido) del fluido atrapado en las inclusiones fluidas al ser sometida a variaciones de temperatura (congelamiento y calentamiento). Estos cambios observados a diferentes rangos de temperatura definen la naturaleza de los fluidos mineralizantes (Roedder, 1984; Shepperd *et al.*, 1985).

Se hicieron mediciones microtermométricas a 100 inclusiones fluidas de las 7 muestras de venas sintaxiales y tipo *beef*; las inclusiones fluidas de las venas antitaxiales no pudieron ser medidas por este método por ser menores a 5 μm de diámetro, y estar en cercanía a los planos de clivaje de la calcita. Las mediciones se realizaron utilizando un microscopio Zeiss Axio Scope – A1, con un objetivo de 100x con platina Linkam TMS 94 que tiene un rango de temperaturas de $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $600\text{ }^{\circ}\text{C}$; este análisis se realizó en las instalaciones del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá. Se llevó a cabo un ciclo de congelamiento/calentamiento: enfriando la muestra desde $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (temperatura ambiente) hasta $-190\text{ }^{\circ}\text{C}$ a una velocidad de $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$. Luego, se incrementó la temperatura a una tasa entre 2 y $5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ hasta $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, que era la temperatura del inicio del ciclo. Para la segunda parte del ciclo, se subió la temperatura entre 5 y $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ hasta $500\text{ }^{\circ}\text{C}$. El ciclo de enfriamiento/calentamiento se repitió 3 veces. La fluorescencia se realizó con una lámpara HBO 100 adaptada al microscopio Zeiss Axio Scope – A1, con luz de $455\text{ }\mu\text{m}$ (verde) y $365\text{ }\mu\text{m}$ (azul). Los ciclos de enfriamiento y calentamientos anteriormente descritos son establecidos por Roedder (1984) y Shepperd *et al.* (1985) para evitar la ruptura prematura durante la medición microtermométrica de las inclusiones fluidas en carbonatos y generar pérdida de información del sistema. Dado que en esta investigación la mayoría de inclusiones fluidas están hospedadas en cristales de carbonato, se definieron estos parámetros como estándar.

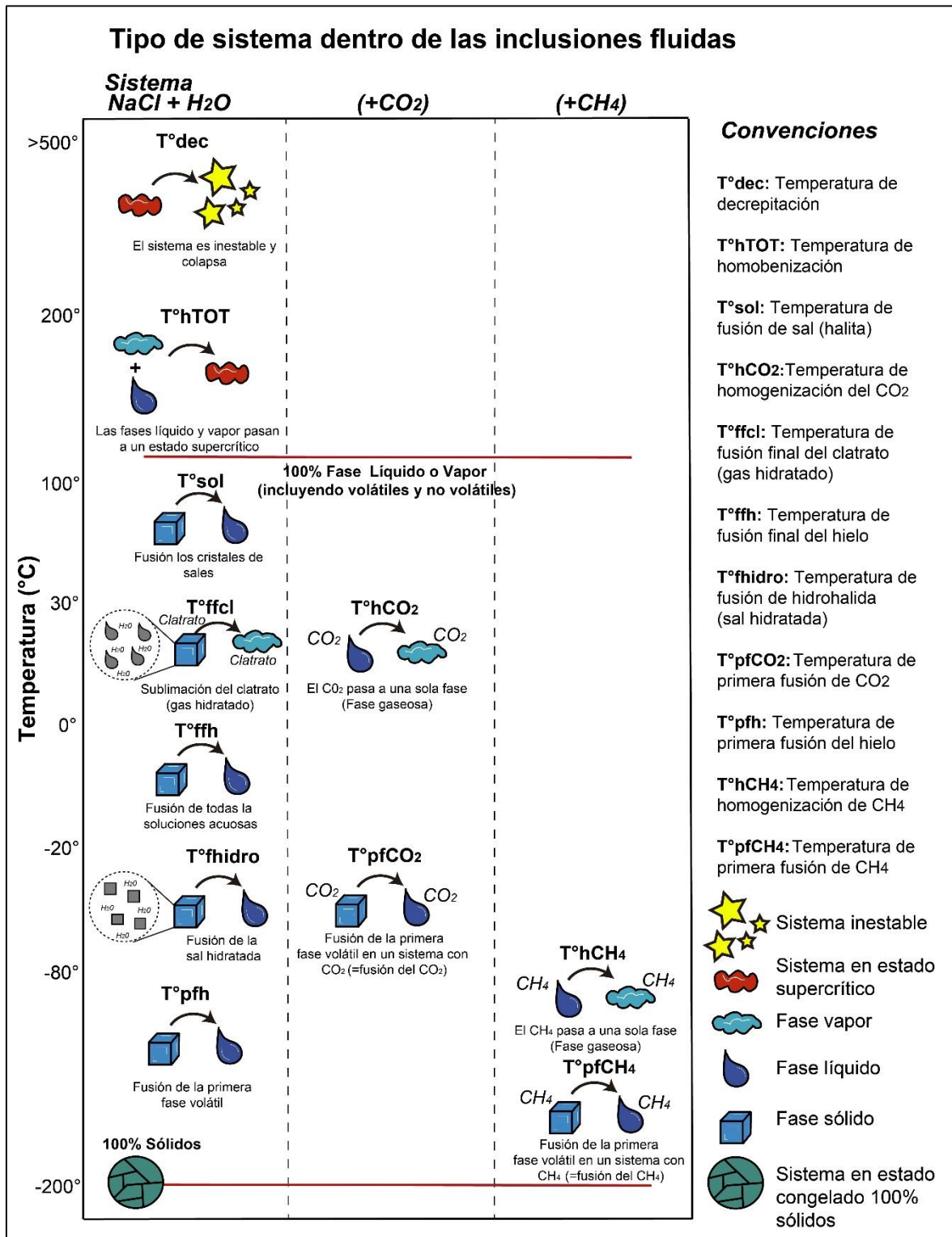


Figura 9. Diagrama de temperaturas medidas según el sistema acuoso NaCl+H₂O, no acuoso +CO₂ o +CH₄ y mixto H₂O-CO₂-CH₄-NaCl. Se representan los cambios de fase (sólido, líquido y gaseoso) dentro de la inclusión fluida que permiten establecer las temperaturas utilizadas en los análisis microtermométricos en la investigación.

Con estos ciclos, mediante los cambios de fases se determinan las diferentes temperaturas de los diferentes sistemas: acuoso ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$) insaturado y saturado, no acuoso ($\text{CO}_2-\text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{O}$) y mixto (multivolátiles: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{NaCl}$); entre ellas: temperatura de primera fusión de hielo ($T^{\circ}\text{pfh}$), temperatura de primera fusión de CO_2 sólido ($T^{\circ}\text{pfCO}_2$), temperatura de fusión de sal hidratada o hidrohilita ($T^{\circ}\text{fhidro}$), temperatura de fusión final de hielo ($T^{\circ}\text{ffh}$), temperatura de fusión final de gas hidratado o clatrato ($T^{\circ}\text{ffcl}$), temperatura de homogenización de CO_2 o parcial ($T^{\circ}\text{hCO}_2$), temperatura de fusión de cristal de sal (halita) o sólido ($T^{\circ}\text{fsol}$), temperatura de homogenización total ($T^{\circ}\text{hTOT}$) y por último temperatura de decrepitación ($T^{\circ}\text{dec}$). En el caso especial de las inclusiones fluidas CO_2-CH_4 se tomaron temperaturas de primera fusión de metano ($T^{\circ}\text{pfCH}_4$) y homogenización de metano ($T^{\circ}\text{hCH}_4$). Para toda la parte de interpretación y consecución de resultados se usaron: $T^{\circ}\text{pfh}$, $T^{\circ}\text{fhidro}$, $T^{\circ}\text{ffh}$, $T^{\circ}\text{ffcl}$, $T^{\circ}\text{fsol}$, y $T^{\circ}\text{hTOT}$ (Figura 9 y sección 3.3). Estas temperaturas definen cada uno de los cambios de fases observados en el momento de la medición microtermométrica de las inclusiones fluidas con lo que se realizará el análisis térmico y químico del fluido hospedado en las inclusiones fluidas estudiadas.

Teniendo las mediciones de $T^{\circ}\text{fhidro}$, $T^{\circ}\text{ffh}$, $T^{\circ}\text{ffcl}$ y $T^{\circ}\text{fsol}$, se determinó la salinidad del fluido por medio del aplicativo *AqSol1e* y *AqSol5e* del programa *FLUIDS*, para análisis de salinidad con $T^{\circ}\text{ffcl}$ se usó *CLATHRATES*, ambos programas desarrollados por Bakker (2003). La temperatura utilizada para el cálculo de la salinidad para inclusiones fluidas bifásicas fue $T^{\circ}\text{fhidro}$, y para inclusiones fluidas trifásicas fue $T^{\circ}\text{fsol}$. Las mediciones térmicas (temperaturas) fueron promediadas para las distintas familias de inclusiones fluidas (bifásicas y trifásicas: ver sección 3.3 y Figura 8 b) encontradas tanto en cuarzo como calcita; a diferencia de las salinidades, las correspondientes a las inclusiones fluidas trifásicas y bifásicas que no fueron promediadas entre sí. Se debe tener en cuenta que, si hay inclusiones fluidas trifásicas, para la interpretación de las salinidades estas deben considerarse por separado (Shepperd *et al.*, 1985). La preparación de las secciones delgadas doblemente pulidas se realizaron siguiendo los procedimientos establecidos por Shepperd *et al.* (1985) quien recomienda hacer una sección de 120 μm de espesor, con ambas caras pulidas con diamante de 1 y 3 μm para mayor visualización de las inclusiones fluidas al momento de realizar las mediciones microtermométricas.

La metodología aplicada en esta investigación se ha implementado en varios campos de estudio, como, por ejemplo, en la migración de hidrocarburos y fluidos mineralizantes para yacimientos en Hodgkins & Stewart (1994), Peter *et al.* (1994), Xu (1997); Crispini & Frezzotti (1998), Parnell *et*

al. (2000), Baron *et al.* (2008), Fischer *et al.* (2009); Becker *et al.* (2010), Evans & Fischer (2012), Evans *et al.* (2012), Espitia (2014) y Nomura *et al.* (2014).

4. Resultados

4.1 Geología local

En la zona de estudio afloran rocas sedimentarias paleozoicas y cretácicas. La secuencia estratigráfica comienza con las arenitas y lodolitas del Paleozoico tardío correspondiente al Grupo Farallones (Devónico-Carbonífero). Sobre esta unidad, de forma inconforme descansan las rocas sedimentarias del Cretácico basal representadas por las calizas de las formaciones Santa Rosa (Berriasiano) y Ubalá (Berriasiano). Posteriormente, estas unidades son suprayacidas por las lodolitas grises laminadas de la Formación Lutitas de Macanal (Valanginiano), por las arenitas de la Formación Las Juntas (Hauteriviano); y las lodolitas laminadas de la Formación Fόμεque (Barremiano-Aptiano), ver Figura 6 y 7. Estructuralmente, existen altos de basamento donde afloran la cobertera sedimentaria Paleozoica, que se encuentran limitados por fallas normales (Figura 6, 7 y 10 a-b) *syn*-sedimentarias que limitan cuencas en las rocas del Cretácico basal. En términos generales el plegamiento de las unidades cretácicas obedece a un desarrollo de pliegues anticlinales y sinclinales a menor escala; e intenso replegamiento. Es remarcable, que la falla normal más continua, con la que se le relacionan subparalelamente las demás fallas (Gusano, Los Tendidos, Manizales, La Vega de San Juan, El Diamante, La Esmeralda, y Tóquiza), corresponde a la Falla de Garabata (Figura 4, 5, 6 y 10 b).

4.2 Análisis de fracturas

Se observaron 5 sistemas de familias de fracturas recurrentes en la zona, cuya clasificación está dada por su orientación y su relación de corte con respecto al tren estructural de la Cordillera Oriental, y su relación con los pliegues regionales (Figura 11). Estas fracturas, en primera medida, se caracterizan por ser ornamentadas, desarrollar estructuras en plumas, y eventualmente presentan rellenos minerales (Figura 10 c-d). Las primeras de estas son las familias Eac y Eab, que son ortogonales entre ellas una orientación E-W y N-S respectivamente; tienen relaciones de corte entre ellas tipo H y T, en algunos casos en cruz (+), ver Figura 12 c-e-g-i-o. Generalmente son las más continuas, la familia Eac es casi siempre de primer orden (Tamara, 2009), y la Eab solo ocasionalmente. Estas dos familias se presentan subverticales (ortogonales) con respecto a la estratificación en cualquier posición estructural y estratigráfica (Figura 11).

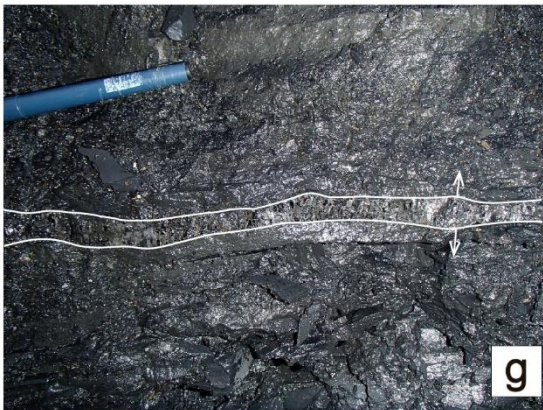
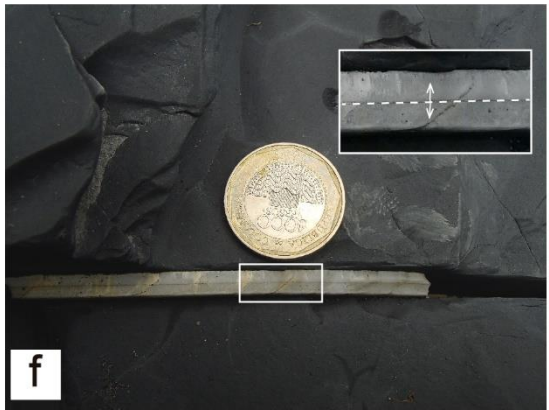
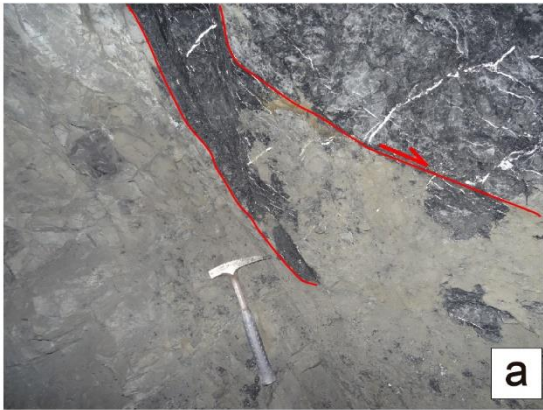
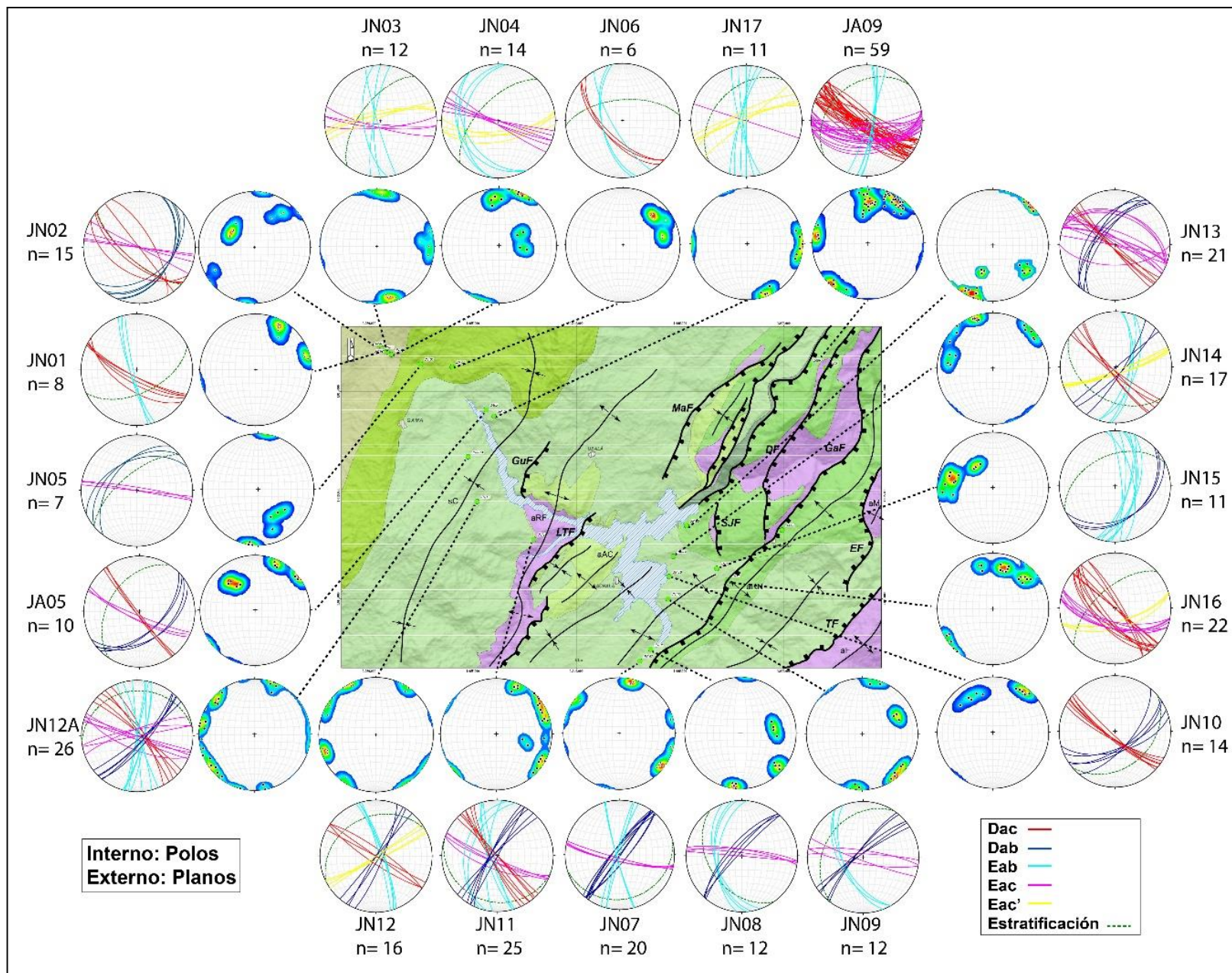
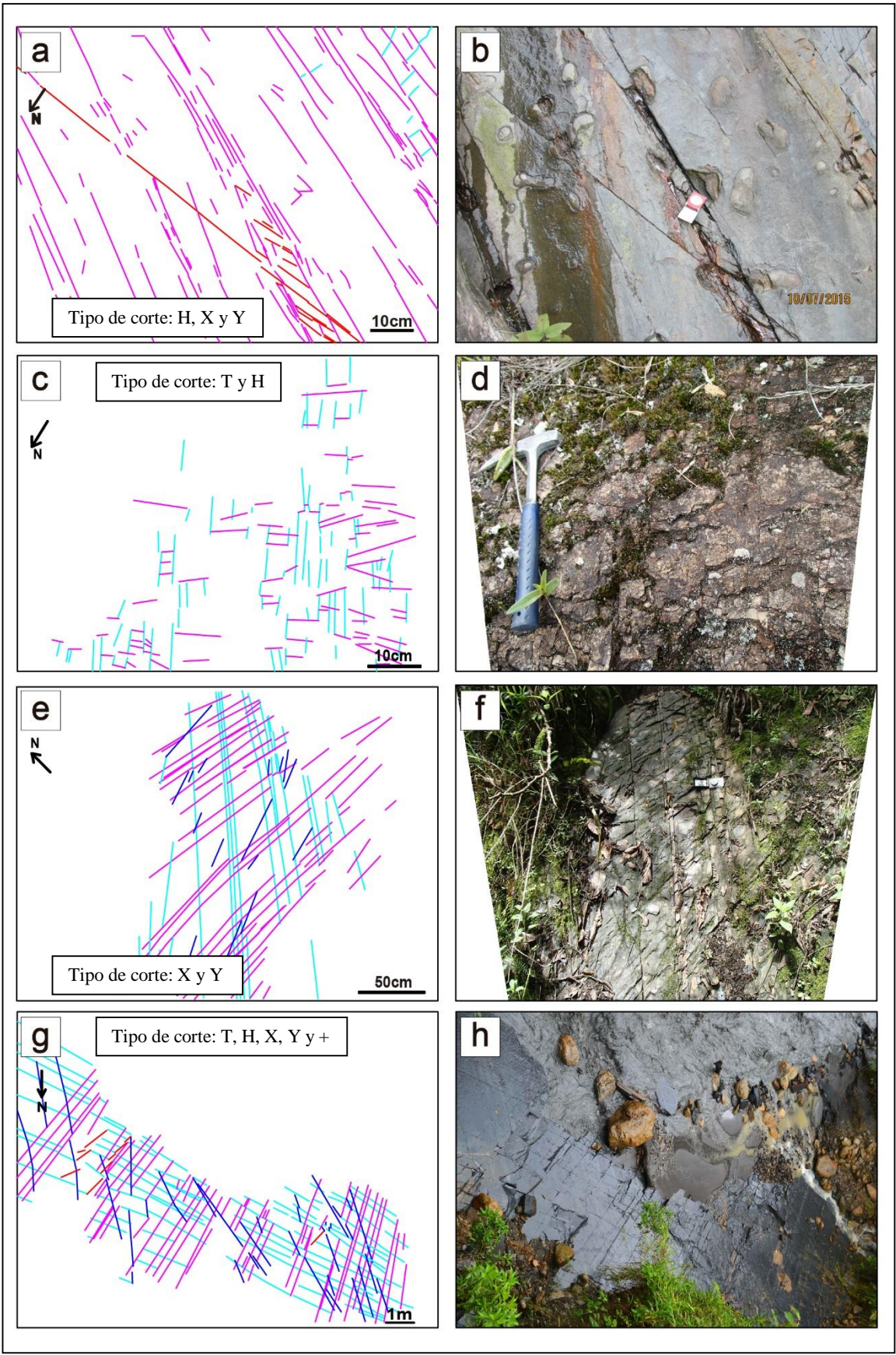


Figura 10. Lámina de fotografías de campo que ilustran zonas de falla, ornamentación de fracturas, y venas. a) zona de falla (N10°E) en la estación JA08 en la mina Los Guacharos con un movimiento normal en la Formación Santa Rosa. b) zona de falla y brecha de falla (N70°W) en la estación JN16 en el Río Batatas con movimiento normal. Nótese el movimiento de la capa de caliza de la Formación Santa Rosa desplazándose. c) estación JN07 en la Formación Lutitas de Macanal, donde se observa la ornamentación de un plano de fractura dado por rotación. d) plano de fractura ornamentada con estructura en pluma por propagación de fractura, estación JN12 (Formación Lutitas de Macanal). e) Vena sintaxial de mezcla de fluido (cuarzo y calcita) en la Formación Fómeque (JN04). f) Vena antitaxial de la Formación Lutitas de Macanal parte basal, con relleno de calcita fibrosa (JN07). g) Vena tipo *beef* con relleno de calcita y bitumen sólido en la Formación Lutitas de Macanal (JN10). h) Vena sintaxial con 4 eventos de apertura que se marcan por la presencia de suturas centrales. El primer evento es de cuarzo (sintaxial), segundo evento mezcla (cuarzo y calcita), tercer evento calcita, cuarto evento calcita fibrosa; en la misma estación (JN16) de la zona de la Formación Santa Rosa.

En segundo lugar, se identificaron las familias Dab y Dac, que también son ortogonales entre sí; presentan orientaciones N25-35E/S25-35W y N55-65W/S55-65E respectivamente. Estas familias tienden a ser de segundo y tercer orden, y presentan intersecciones de tipo Y, V y K (Hancock, 1985); sin embargo, las relaciones de corte con las familias Eac y Eab son en X o en Y (Figura 12 a-k-m).

Figura 11. Recopilación de estereogramas de polos y planos de las familias de fracturas analizadas en el área estudiada. Se identificaron 5 familias de fracturas y se clasificaron de la siguiente manera: Dac (N60W, rojo). Dab (N30E, azul oscuro). Eac (E-W, magenta). Eab (N-S, cian). Eac' (N60E, amarillo). Para la estratificación (So) línea punteada de color verde. Los estereogramas internos hacen referencia a los polos de los planos de fracturas y el estereograma externo a los planos de fracturas medidos.





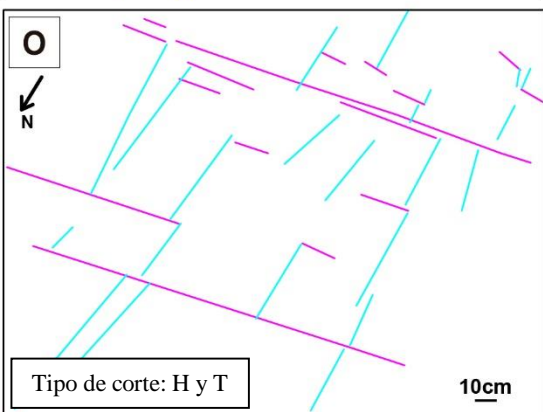
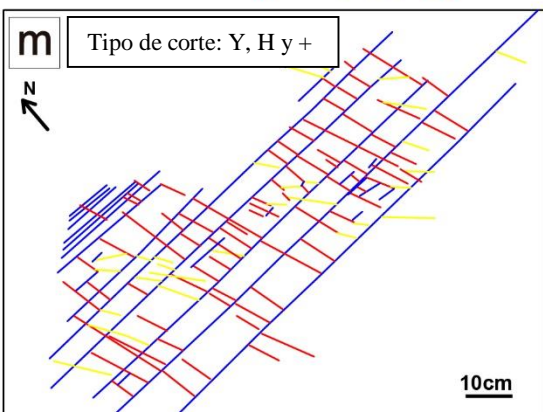
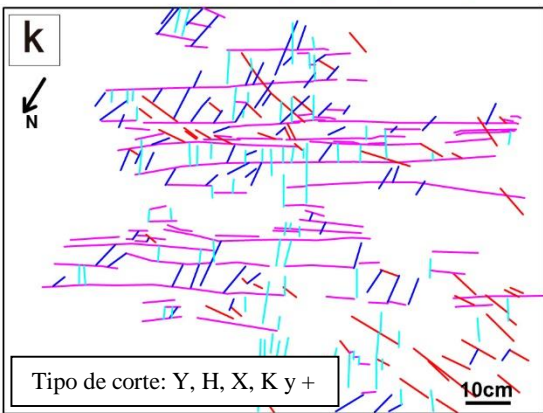
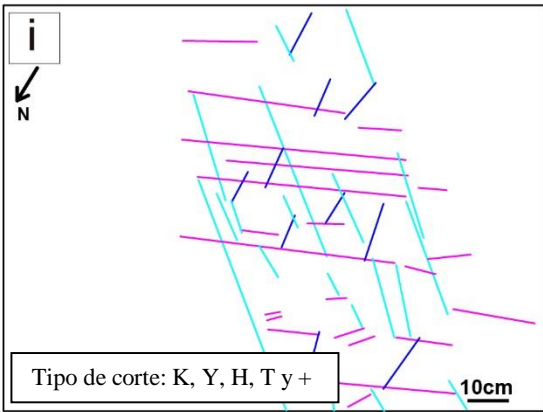
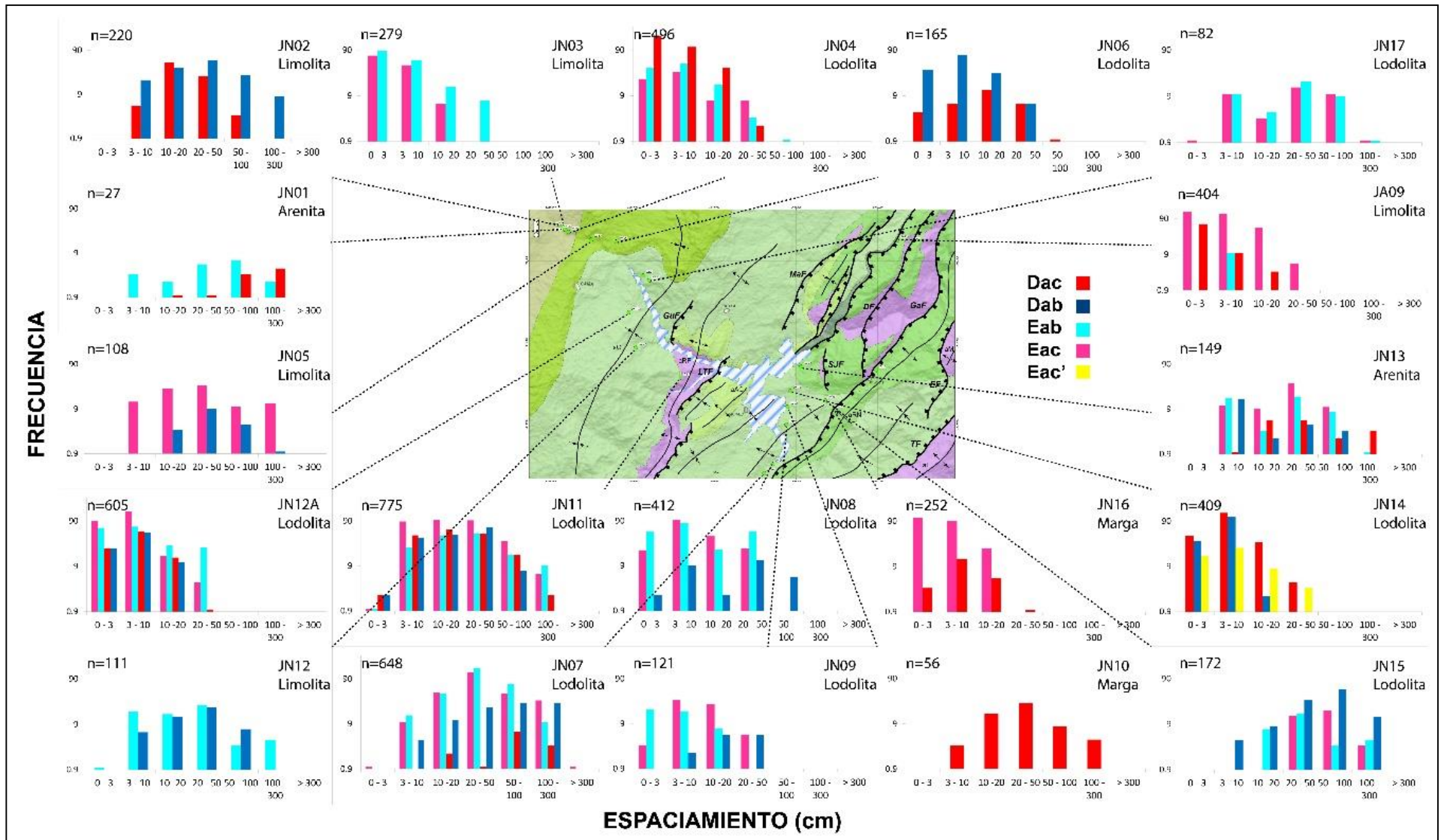


Figura 12. Laminas que ilustran el pavimento en campo (fotografía de la derecha) y la digitalización de los planos de fracturas (fotografía de la izquierda). La flecha en la parte superior izquierda marca el norte del afloramiento. La barra marca la escala. Las líneas sólidas representan las diferentes familias de fracturas (los colores son los mismos que se han manejado en figuras anteriores). a-b) estación JA09. c-d) estación JN03. e-f) estación JN08. g-h) estación JN07. i-j) estación JN09. k-l) estación JN12A. m-n) estación JN14 y o-p) estación JN17. Nótese los diferentes tipos de relación de corte entre las familias de fracturas.

Adicionalmente, la familia Dac tiene relación de corte con la familia Dab en +, y en H. Las longitudes de esta familia varían dependiendo del tipo de corte en el que se estén analizando, pero generalmente son cortas; y como característica principal son perpendiculares a la estratificación (Figura 11). Por último, se presenta una familia de fracturas denominada Eac', que se caracteriza por ser irregular, tiene dirección N50-70E; esta familia no se presenta en la mayoría de estaciones, no tiene una continuidad regular y se encuentra confinada como desplazada por las otras familias de fracturas en todos los casos (Figura 12 m). Normalmente, las fracturas de esta familia terminan en ángulo agudo contra las otras familias con una relación de corte en Y o V. Las familias Dac y Dab cortan y desplazan a las familias Eab y Eac; paralelamente, las familias Dab y Eab llenan los espacios entre los planos de las familias Dac y Eac respectivamente, en donde estos últimos se presentan con longitudes mayores, en la mayoría de estaciones (Figura 11, 12 y 13).

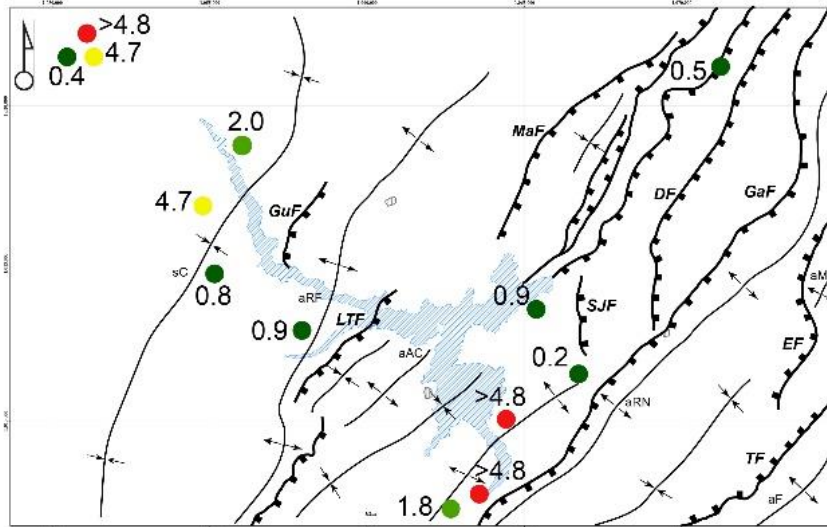
Figura 13. Recopilación de histogramas de espaciamento (cm). El histograma refleja la distribución de las diferentes longitudes por familia de fracturas en los afloramientos estudiados. Los colores determinan la familia de fracturas al igual que en la Figura 11. Nótese que la cantidad de datos no es la misma en todos los histogramas esto es debido a la densidad e intensidad de fracturas en el afloramiento.



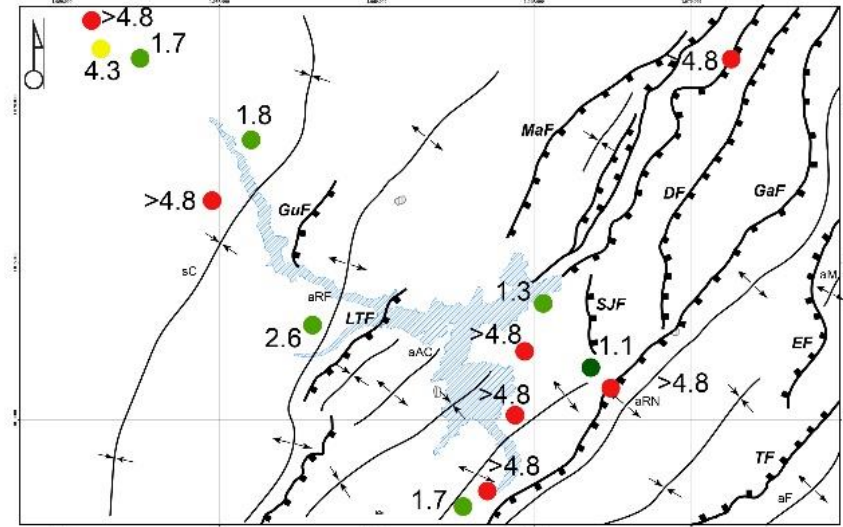
Un resumen de los diferentes espaciamentos de las diferentes familias de fracturas es presentado en la Figura 13, donde la longitud de los espaciamentos se agrupa en intervalos logarítmicos. De esta forma, la familia Dab, tiene espaciamentos mínimos, en su mayoría, de < 3 cm y de 3 cm a 10 cm, la distribución promedio es de 10 cm a 20 cm, y los máximos de 50 cm a 300 cm. La familia Dac, tiene espaciamentos mínimos en promedio < 3 cm, espaciamentos promedios de 10 cm a 20 cm, y máximos de 100 cm a 300 cm. Por otra parte, la familia Eac, tiene espaciamentos mínimos muy frecuentes de < 3 cm, espaciamentos promedios con una distribución bimodal de 3 cm a 10 cm y de 20 cm a 50 cm, y los espaciamentos máximos también tienen una distribución bimodal entre 20 cm a 50 cm y 100 cm a 300 cm. Finalmente la familia Eab, tienen espaciamentos mínimos < 3cm y entre 3 cm y 10 cm, espaciamentos promedios entre 20 cm a 50 cm y máximos entre 100 cm a 300 cm. De manera general de todas las familias de fracturas, la familia Eac es la que presenta los menores espaciamentos, donde estos son más abundantes; en contraste, la familia Eab, tiene los mayores espaciamentos (Figura 12, 13 y 14).

Figura 14. Mapa de intensidades por familia de fracturas. La intensidad de fracturamiento refleja el número de fracturas por unidad de área o longitud (*scanlines*) y se clasificó de la siguiente manera intensidad baja < 1.2 (verde oscuro), media 1.2-2.9 (verde claro), alto 2.9-4.8 (amarillo) y muy alto >4.8 (rojo) tomado de Rohrbaugh *et al.* (2002).

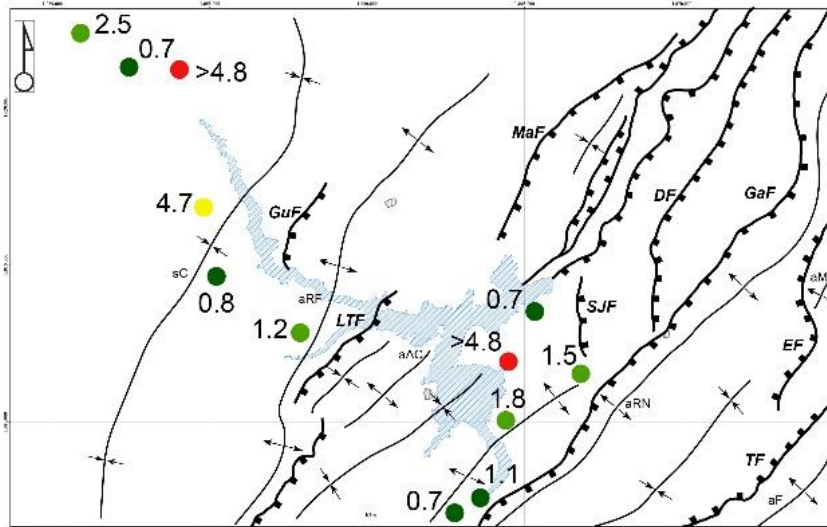
a) Eab



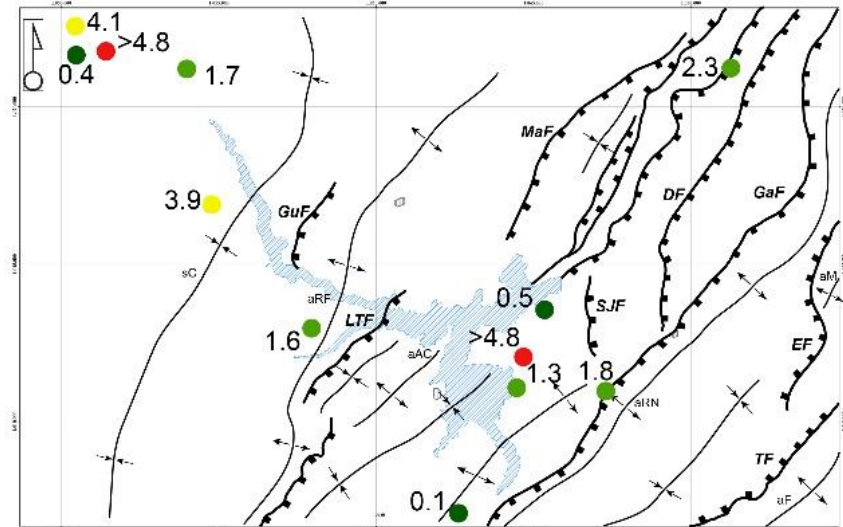
b) Eac



c) Dab



d) Dac



INTENSIDAD (1/cm) <1.2 (bajo) 1.2-2.9 (medio) 2.9-4.8 (alto) >4.8 (muy alto)

Seguidamente, la familia Dab tiene intensidades en su mayoría bajas y medias de forma indistinta en el área de estudio. La familia Dac, tiene intensidades que varían de bajas a muy altas, siendo más frecuentes las medias. La familia Eac, tiene una distribución de intensidades de medias a muy altas y las más comunes son las muy altas. Por último, la familia Eab, tiene intensidades de bajas a muy altas, pero predominan las bajas. Se destaca, que en ninguna de las familias se observó relación directa entre la posición estructural o estratigráfica con la intensidad de fracturamiento (Figura 14).

Adicionalmente, como otro indicador de deformación se observó la presencia de clivaje en algunas de las estaciones con una orientación general N-S, con cierta oblicuidad antihoraria con respecto al eje de las estructuras mayores. Como dato importante, todas las familias se presentan independiente de la posición estructural del afloramiento analizado, es decir, se observan las familias de fracturas, tanto en flancos de pliegues menores y mayores, cierres periclinales y charnelas; así como, en cercanía a zonas afectadas por fallas (Figuras 11, 12, 13 y 14).

4.3 Análisis de venas e inclusiones fluidas

Se registró la presencia de venas en 8 estaciones de las 20 estudiadas. La mayoría de las venas que se midieron presentan una orientación E-W que rellenan las fracturas de la familia Eac; en mucha menor medida se encontraron venas en las demás familias (Figura 15).

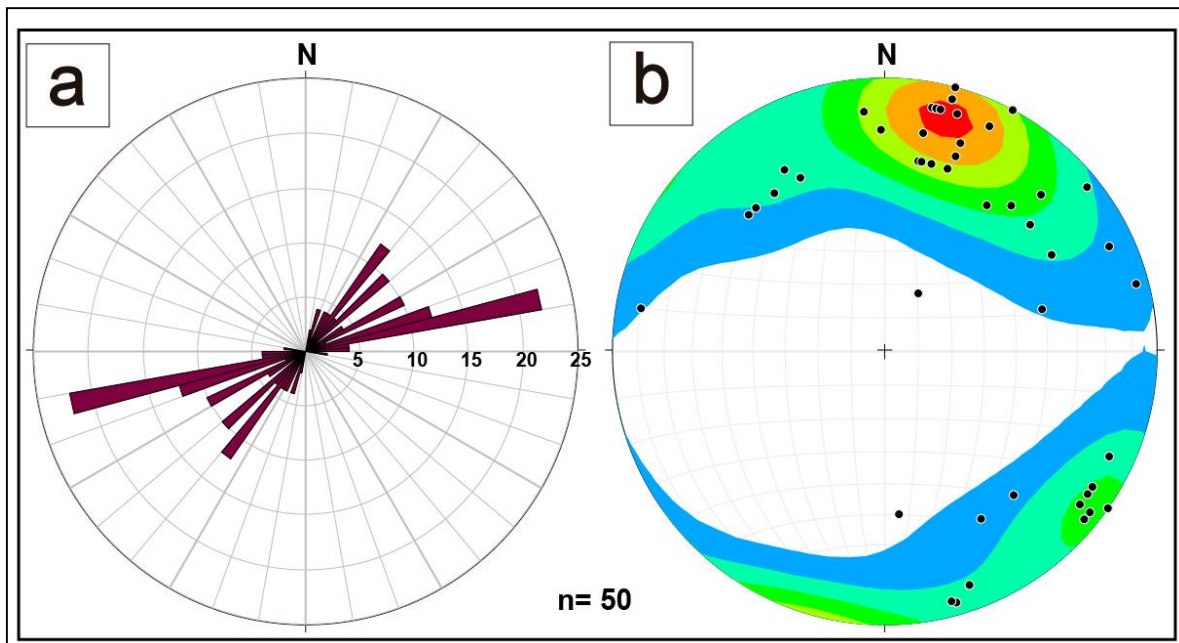


Figura 15. a) Diagrama Rosa mostrando la orientación de planos de fracturas con presencia de relleno (i.e. venas). En este caso, la orientación más recurrente con presencia de venas es E-W. Número de datos usado 50. b) Estereograma de polos de venas del área de estudio. Se identifica la mayor densidad de polos en la dirección E-W.

A diferencia de las fracturas, la presencia de un tipo de relleno y un tipo de crecimiento sí se vio influenciado en la posición estructural y estratigráfica de las venas; las venas antitaxiales y tipo *beef* (Figura 10 f-g) solamente se encontraron en las posiciones estratigráficas inferiores (formaciones Santa Rosa y Lutitas de Macanal). Mientras que las sintaxiales en cualquier posición estratigráfica (Figura 10 e-h). Los rellenos de las venas antitaxiales son de calcita con hábito fibroso (Figura 16 g) y en un solo caso clorita; y las sintaxiales presentan rellenos de calcita, calcita y cuarzo, cuarzo, y en menor proporción dolomita, ankerita y cuarzo, minerales con hábito prismático tabular (Figura 16 a-e-f-h). Además se observó materia orgánica diseminada en los espacios intercristalinos (Figura 16 a-b-c-d-e). La mineralogía predominante en este tipo de crecimiento es cuarzo y calcita, donde se aprecia como primer evento una mineralización de cuarzo con hábitos que van de prismáticos hasta granulares (*blocky*), anhedrales o subhedrales; y seguidamente, la presencia de calcita de hábito prismático creciendo desde el cuarzo hacia el centro de la vena (Figura 16 f). Adicionalmente, las venas tipo *beef* tienen un relleno de calcita con hábito prismático y bitumen sólido, rellenando el espacio intercristalino (Figura 16 c-d).

Se logró observar más de un evento de apertura en las venas en cercanías de la Falla de Garabata (Figura 10 h), donde el primer evento evidencia la presencia de cuarzo prismático lechoso e hialino con crecimiento sintaxial; el segundo evento consta de la cristalización mixta de calcita y cuarzo con crecimiento sintaxial, y un tercer evento exclusivamente de calcita de hábito fibroso con un crecimiento antitaxial (Figura 16 f). Como punto adicional, es remarcable que las venas sintaxiales atraviesan cualquier litología, mientras que las antitaxiales no traspasan las capas competentes (biomicritas y arenitas); sino que se subordinaban a las lodolitas, limolitas y margas. En este caso se observó una textura de brecha con dos eventos de venas, el primero representado por calcita prismática y el segundo por calcita granular, ambos con crecimiento sintaxial (Figura 16 e).

La materia orgánica dentro de las venas tipo *beef* se reporta como bitumen sólido, presenta una fuerte fluorescencia de color blanco, y se ubica entre el espacio inter-cristalino (Figura 16 b-d). También se observaron puentes o aperturas discontinuas en el relleno de las venas que tienen materia orgánica, donde el borde de la materia orgánica generaba crecimiento de cuarzo granular; y sobre este, cristaliza calcita.

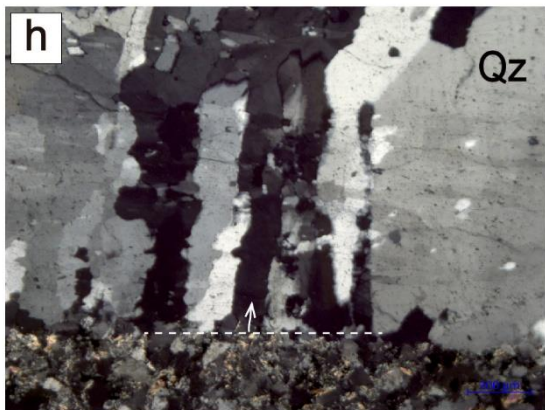
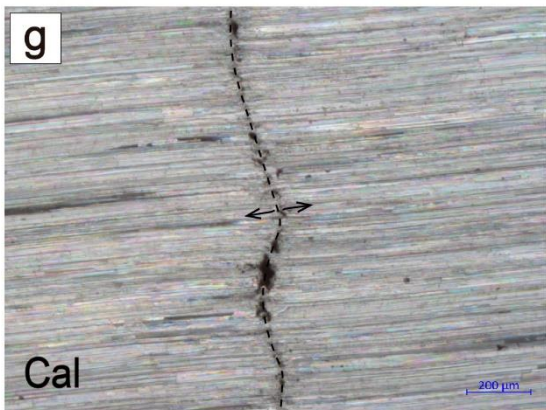
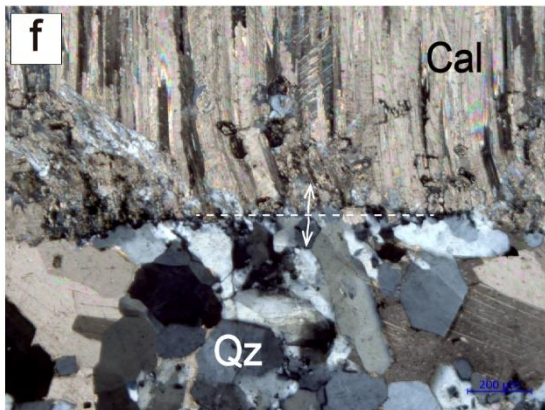
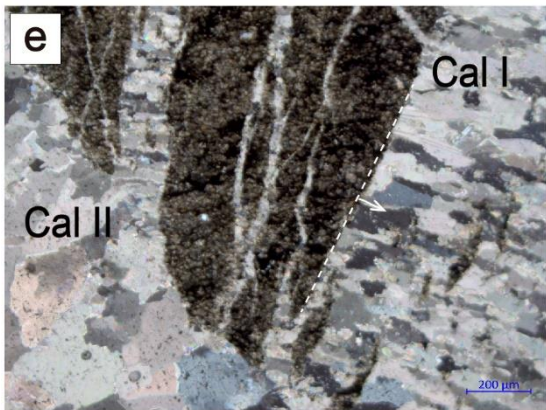
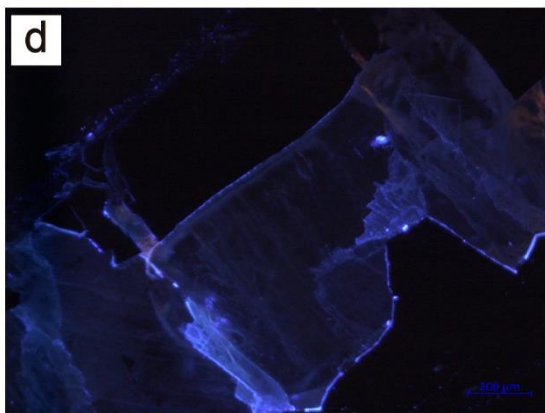
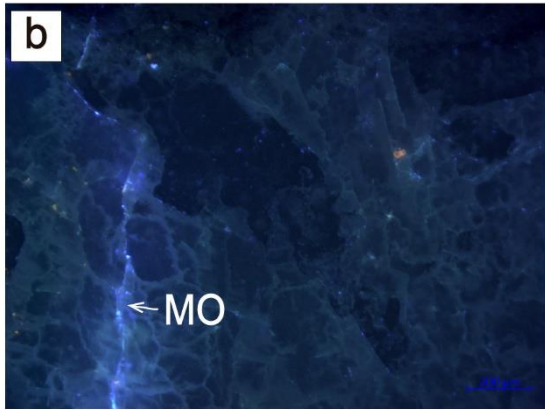
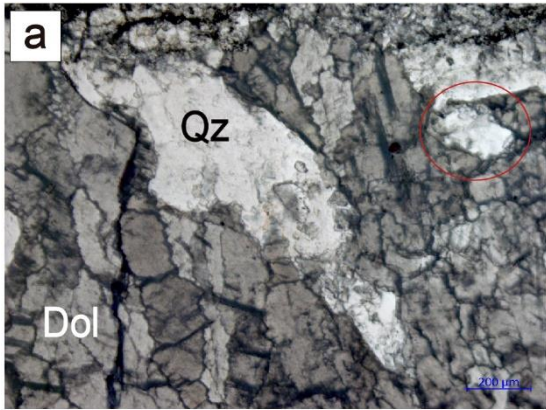


Figura 16. Laminas fotográficas de petrografía de venas y fluorescencia. a) muestra JA08, vena sintaxial de la zona de falla en la mina Los Guacharos, con dolomita (Dol) y cuarzo (Qz) en PPL. b) muestra JA08, fluorescencia bajo luz azul, se observa como la materia orgánica (MO) se encuentra en espacios intercristalinos. c) muestra JR1, vena tipo *beef* con calcita (Cal) y bitumen sólido (Bit). Nótese como el cristal de calcita crece desde el borde del bitumen sólido. d) muestra JR1, fluorescencia bajo luz azul, se observa el borde de reacción entre la calcita y el bitumen sólido, la coloración naranja indica presencia de compuestos de hierro o magnesio en la calcita. e) muestra JA11C, muestra ligeramente brechada, con dos eventos de venas. Cal I: calcita prismática con crecimiento sintaxial. Cal II: calcita granular con crecimiento sintaxial. Siendo Cal I más joven que Cal II. La muestra está ubicada en la estación JN16 en el Río Batatas sobre la zona de falla. f) muestra JA11D, muestra con tres eventos de apertura. Se observa el límite entre el evento dos y tres. El evento dos, mezcla entre calcita y cuarzo y el evento tres solo calcita fibrosa. El crecimiento es sintaxial del evento dos y antitaxial en el evento tres que no se alcanza a observar en la fotografía. g) muestra JN07, vena antitaxial de calcita fibrosa, nótese la sutura central en la vena, lugar desde los cristales empiezan su crecimiento. h) muestra JN11B, muestra de vena sintaxial de cuarzo y calcita, de la Formación Ubalá. Nótese el crecimiento de los cristales prismáticos de los cristales de cuarzo desde el borde de la vena. La escala de las fotografías es de 200 μm . Las fotografías c-e-f-g-h están en PPX.

En las venas sintaxiales y tipo *beef* se observaron inclusiones de gran tamaño $> 10 \mu\text{m}$ en cristales de cuarzo (mayormente) y calcita. Estas inclusiones corresponden a inclusiones fluidas primarias bifásicas (líquido + vapor) y trifásicas (líquido + vapor + sólido). En los cristales de calcita, se observaron inclusiones fluidas primarias de tamaño $< 10 \mu\text{m}$ y ocasionalmente, $\geq 10 \mu\text{m}$ bifásicas (líquido + vapor), esencialmente con proporciones 80% líquido, 20% vapor; y en un solo caso se identificó la presencia de inclusiones bifásicas (vapor + líquido) con proporción de 80% vapor y 20% líquido. En las venas antitaxiales, con cristales de calcita con hábito fibroso, se observaron inclusiones de $< 5 \mu\text{m}$ cercanas a planos de clivaje. En cristales de clorita, no se encontró evidencia de inclusiones fluidas. Adicionalmente, la mayoría de las inclusiones medidas presentaban formas irregulares tanto en cuarzo como en calcita, en menor medida formas regulares en círculos, óvalos y rectangulares. Como resultado adicional, las inclusiones fluidas bifásicas (L+V) y trifásicas (L+V+S) homogenizan a estado líquido, a diferencia de las inclusiones fluidas bifásicas (V+L) que tienen homogenización a estado de vapor. Se observaron los diferentes tipos de sistemas desde el acuoso insaturado-saturado, no acuoso y mixto.

4.4 Espectroscopia Micro-Raman

Para los minerales hospedantes de las inclusiones fluidas se obtuvo un espectro y excitaciones electrónicas en 156 cm^{-1} , 284 cm^{-1} y 1085 cm^{-1} característico de la calcita, en las muestras JA11C, JN16B y JR1. Además de este espectro, en las muestras JA11B y JA11D se observaron espectros y excitaciones electrónicas correspondientes a la ankerita (156 cm^{-1} , 284 cm^{-1} , 720 cm^{-1} , 1089 cm^{-1}) y cuarzo (128 cm^{-1} , 205 cm^{-1} , 356 cm^{-1} , 464 cm^{-1}). En la muestra JN04 se registró calcita y cuarzo, y en la muestra JA08, espectro y excitaciones electrónicas de dolomita (166 cm^{-1} , 299 cm^{-1} , 725 cm^{-1} , 1096 cm^{-1} , 1443 cm^{-1}) y cuarzo (Figura 17 a).

La materia orgánica se midió en 5 muestras (JA08, JA11C, JA11D, JN16B y JR1), y se obtuvo un espectro y excitaciones electrónicas en 1596 cm^{-1} y 1348 cm^{-1} , que caracterizan el bitumen (Figura 17 b). Las fases volátiles identificadas en las inclusiones fluidas corresponden a CO_2 , que se observó en 3 muestras (JN04, JN16B y JR1) con la presencia del doblete de Fermi, representados por las excitaciones electrónicas en 1285 cm^{-1} y 1388 cm^{-1} . Además, se observó CH_4 y $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ en tan solo una muestra (JR1) con excitaciones electrónicas en 2917 cm^{-1} para el metano (Figura 17 c).

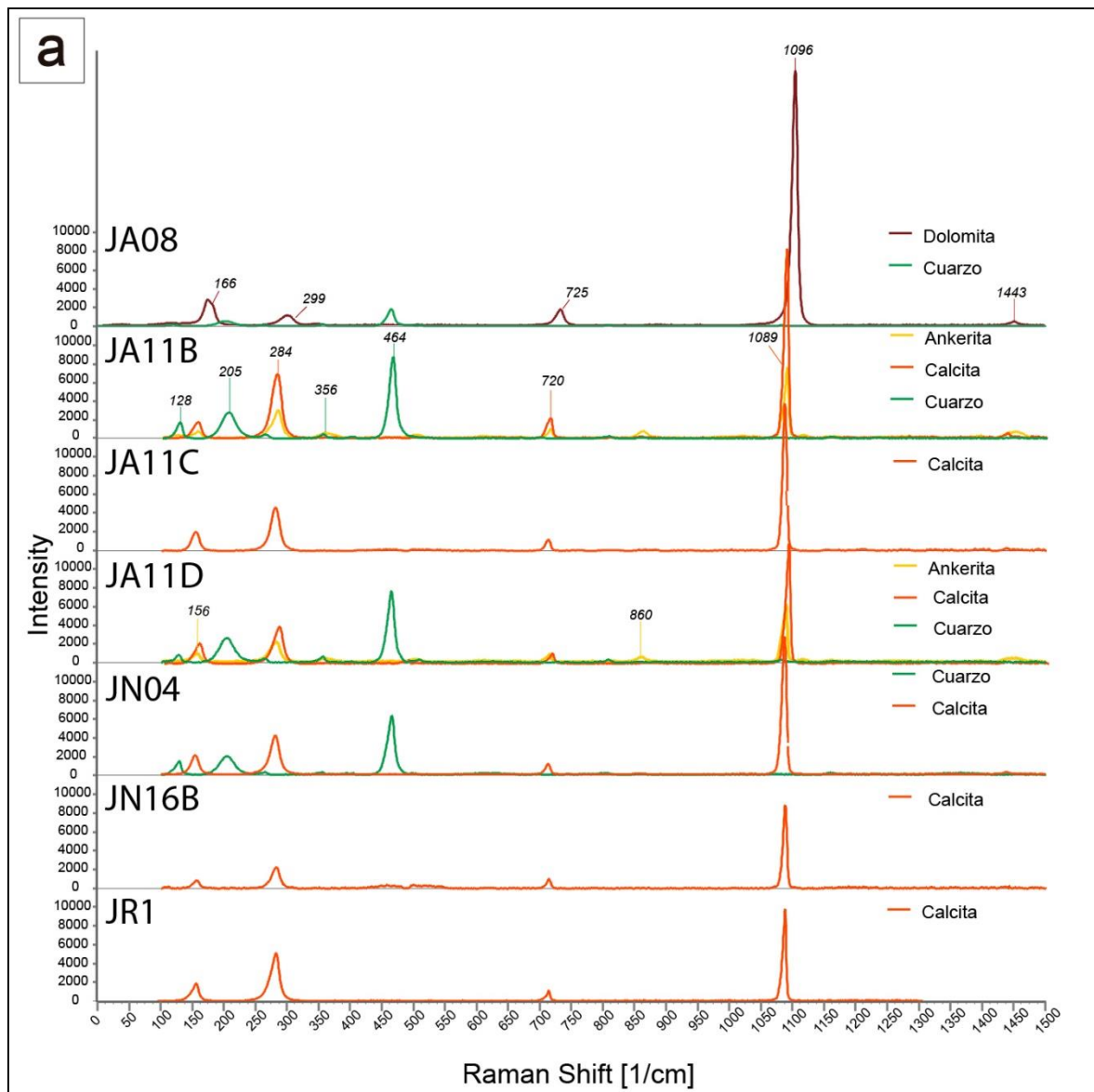
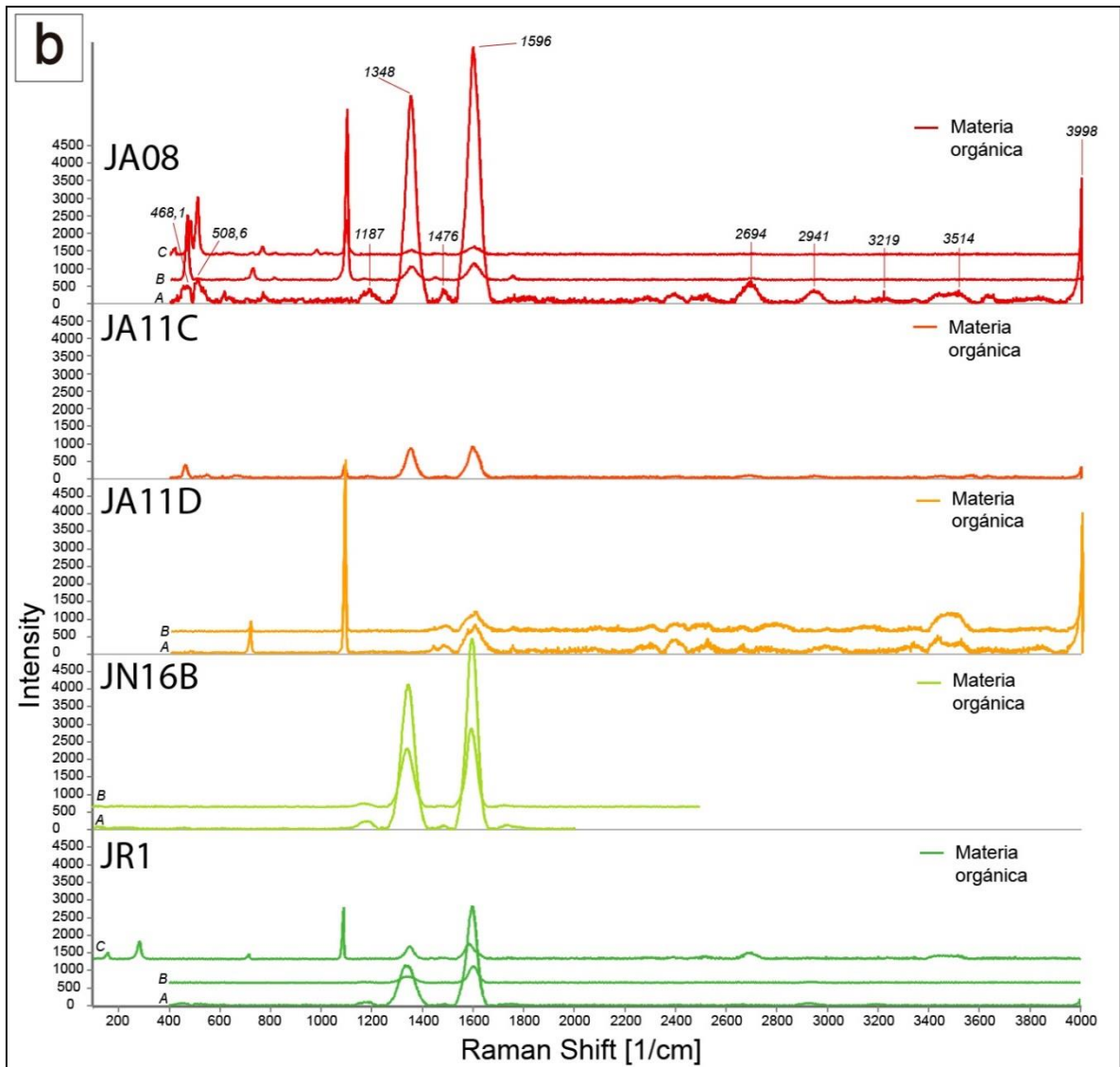
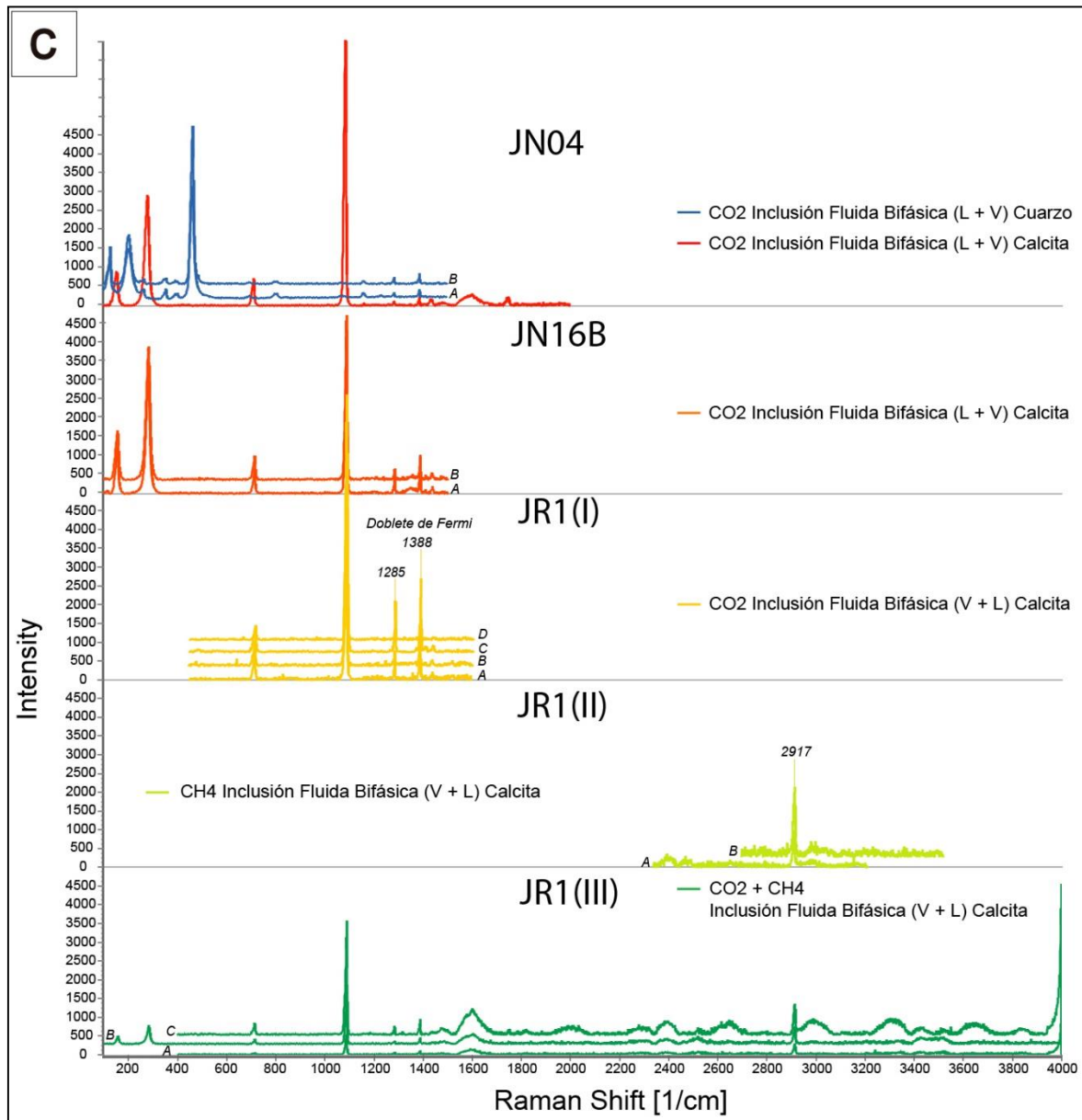


Figura 17. a) Recopilación de espectros Raman tomados a los minerales hospedantes de las inclusiones fluidas medidas. El espectro consiste en la intensidad del láser (eje Y) vs. Las excitaciones electrónicas producidas por las partículas (*Raman Shift* $1/\text{cm}$) (eje X). Minerales hospedantes: Calcita (naranja), Cuarzo (verde), Dolomita (morado), Ankerita (amarillo). Los valores de las excitaciones electrónicas de cada mineral se encuentran en el texto. Los diferentes minerales hospedantes por muestra indican los minerales presentes en la muestra de vena y en donde se midieron inclusiones fluidas.



b) Recopilación de espectros Raman para la materia orgánica presente en las 7 muestras de venas. La materia orgánica se encuentra entre los cristales en planos de fracturas o rellenando espacios. Nótese que en 6 muestras se observan dos excitaciones electrónicas marcadamente en 1348 cm^{-1} y 1596 cm^{-1} haciendo referencia a la presencia de bitumen sólido. El número de espectros por muestra indica el número de mediciones realizadas.



c) Recopilación de espectros Raman para componentes volátiles dentro de las inclusiones fluidas en las muestras de venas analizadas. Para este caso solo se detectó componentes volátiles en 3 muestras de vena. Para la muestra JN04 se detectó CO₂ tanto en cuarzo (línea azul) como en calcita (línea roja) en inclusiones fluidas bifásicas líquido + vapor. Para la muestra JN16B en calcita (línea naranja), en inclusiones fluidas bifásicas líquido + vapor. En la muestra JR1 se detectó, aparte de CO₂ (línea amarilla), metano (CH₄, línea verde claro) en calcita en inclusiones bifásicas vapor + líquido. En número de espectros determina el número de mediciones realizadas. Nótese el Doblete de Fermi, característico de la presencia de dióxido de carbono (1285 cm⁻¹ y 1388 cm⁻¹). Para el metano, una excitación electrónica fuerte a 2917 cm⁻¹.

4.5 Microtermometría de inclusiones fluidas

Los resultados de las inclusiones fluidas son mostrados en la tabla 1, y se destaca la temperatura de homogenización y la salinidad como parámetros a considerar desde el punto de vista termoquímico. Las venas sintaxiales se dividen en dos grupos: 1) las que presentan inclusiones fluidas con

temperaturas de homogenización entre 121 °C a 151 °C y 2) las que tienen temperaturas entre 216 °C y 262 °C. Las venas tipo *beef* tienen temperaturas de 152.4 °C (JN16B) y 287.5 °C (JR1). Las salinidades de todas las muestras calculada a partir de inclusiones bifásicas varía de 20.9% a 22.9% equivalente en NaCl. Mientras que la salinidad utilizando las inclusiones trifásicas varía de 28.3% a 32.7% equivalente en NaCl. Todas las temperaturas medidas para cada inclusión fluida individual son presentadas en el anexo A. Se midieron un total de 100 inclusiones fluidas. La Figura 18, ilustra las T^{°h}TOT de cada inclusión fluida individual, como la T^{°h}TOT promediada por muestra.

Tabla 1. Resumen de datos térmicos de inclusiones fluidas en venas de las muestras estudiadas. Abreviaturas: LVS, Líquido-Vapor-Sólido; LV, Líquido-Vapor; VL- Vapor-Líquido; Qz, Cuarzo; Cal, Calcita; T^{°ffh}, Temperatura de fusión final de hielo; T^{°h}, Temperatura de homogenización; Sal, Salinidad. Las salinidades entre paréntesis para inclusiones trifásicas. * La temperatura de homogenización de las inclusiones VL no fue obtenida. Se midió un total de 100 inclusiones fluidas.

Muestra	X	Y	Tipo de vena	Mineral hospedante	Tipo de inclusión fluida	T ^{°ffh} (°C)	T ^{°h} (°C)	Sal (% equiv. NaCl)
JA08	1072038	1021146	Sintaxial	Qz-Cal	Trifásica (LVS)- Bifásica (LV)	-26.7	216.6	22.3 (31.9)
JA11B	1067269	1010915	Sintaxial	Qz-Cal	Bifásica (LV)	-32.9	134.8	21.4
JA11C	1067269	1010915	Sintaxial	Cal	Bifásica (LV)	-28.8	121.9	22.0
JA11D	1067269	1010915	Sintaxial	Qz-Cal	Trifásica (LVS)- Bifásica (LV)	-36.3	151.6	20.9 (28.3)
JN04	1051074	1021791	Sintaxial	Qz-Cal	Trifásica (LVS)- Bifásica (LV)	-34.7	262.1	21.1 (32.7)
JN16B	1067269	1010915	Sintaxial <i>beef</i>	Cal	Bifásica (LV)	-23	152.4	22.9
JR1	1064462	1011075	Sintaxial <i>beef</i>	Cal	Bifásica (VL- LV)	-35.9	287.5*	21.0

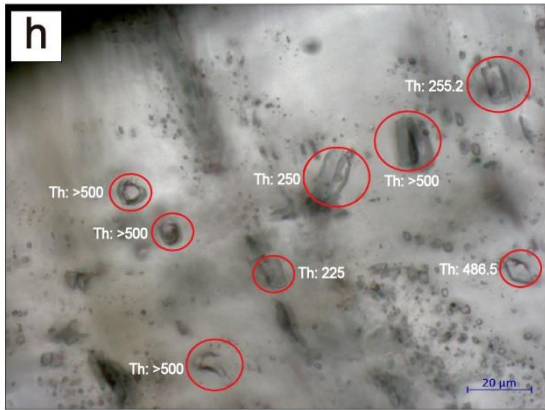
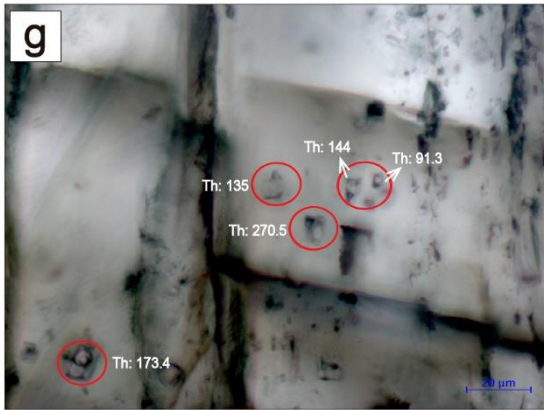
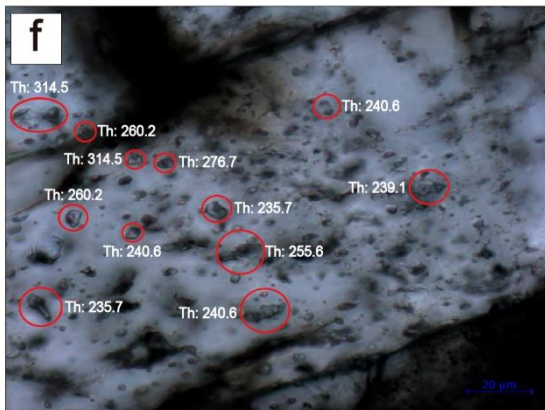
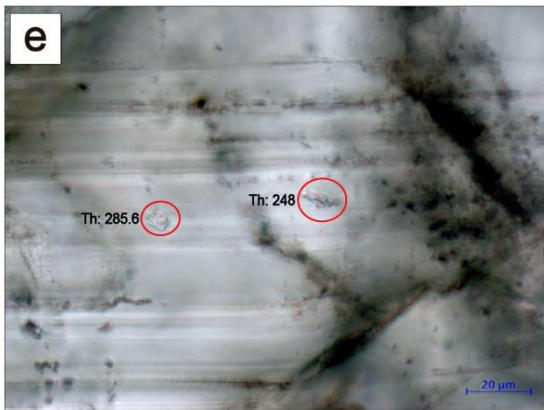
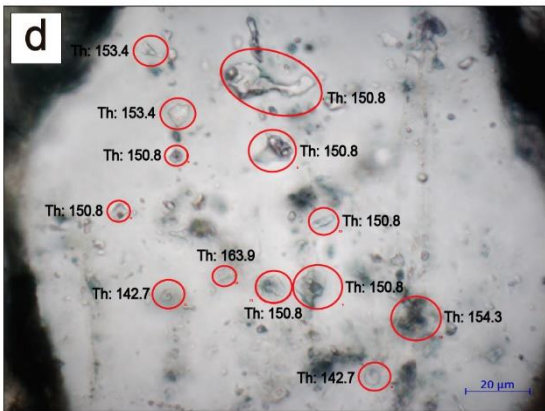
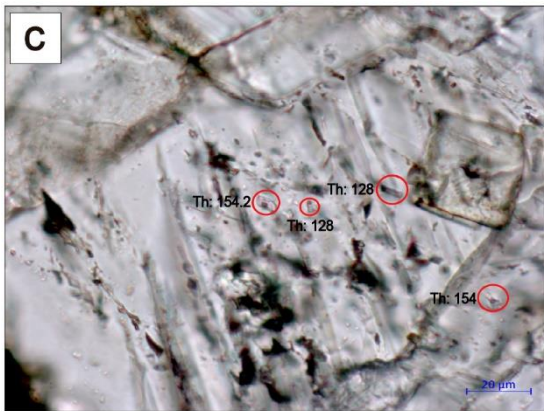
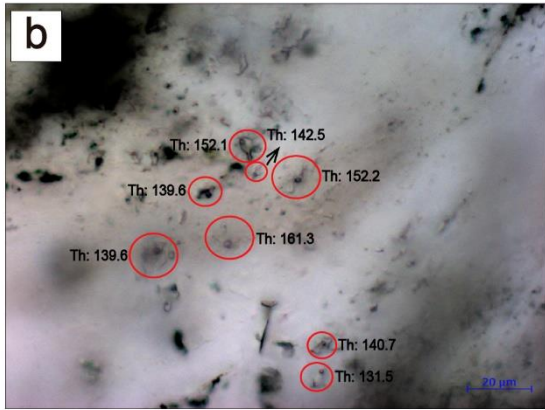
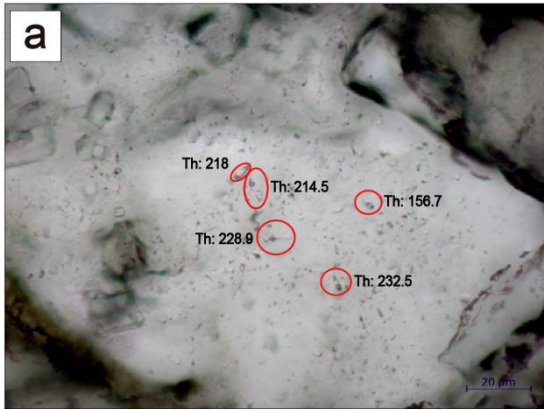


Figura 18. Lámina de inclusiones fluidas con su temperatura de homogenización. a) muestra JA08, Mina los Guacharos, Formación Santa Rosa, vena sintaxial, con presencia de calcita y cuarzo. La fotografía es de un cristal de cuarzo con presencia de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) y trifásicas (L+V+S) con temperatura de homogenización ($T^{\circ}h$) promedio de 216.6 °C. b) muestra JA11B, Río Batatas, Formación Santa Rosa, venas sintaxial, con presencia de calcita y cuarzo. La fotografía representa a un cristal de cuarzo con presencia de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) con $T^{\circ}h$ promedio 134.8 °C. c) muestra JA11C, Río Batatas, Formación Santa Rosa, vena ligeramente brechada con dos eventos de venas sintaxiales de calcita, el evento medido fue el evento más joven que se caracteriza por la calcita granular. Fotografía de un cristal de calcita con inclusiones fluidas bifásicas (L+V) con $T^{\circ}h$ promedio 121.9 °C. d) muestra JA11D, Río Batatas, Formación Santa Rosa, vena con tres eventos de apertura, 1) cuarzo, 2) calcita y cuarzo y 3) calcita fibrosa. El evento 1 y 2 son de crecimiento sintaxial y el evento 3 de crecimiento antitaxial. A este último no se le realizaron mediciones microtermométricas debido al tamaño de las inclusiones fluidas ($< 5 \mu\text{m}$). La fotografía representa un cristal de cuarzo del evento 2, con inclusiones fluidas bifásicas (L+V) y trifásicas (L+V+S) con $T^{\circ}h$ promedio de 151.6 °C. e) muestra JN04, vía Gachetá-Ubalá, Formación Fômeque, vena sintaxial, con cristales de cuarzo y calcita. La fotografía es de un cristal de calcita con dos inclusiones fluidas bifásicas (L+V) con $T^{\circ}h$ promedio de 262.1 °C. Nótese el doble anillo de CO_2 en ambas inclusiones fluidas. f) muestra JN04, fotografía de un cristal de cuarzo con inclusiones fluidas bifásicas (L+V) y trifásicas (L+V+S), también presentan doble anillo de CO_2 , pero no es evidente, solo hasta que se enfría la muestra por debajo de los 20 °C. g) muestra JN16B, Río Batatas, Formación Santa Rosa, vena tipo *beef* (sintaxial), de calcita y bitumen sólido. Fotografía de un cristal de calcita con inclusiones fluidas bifásicas (L+V) con $T^{\circ}h$ promedio de 152.4 °C. Nótese el doble anillo de CO_2 . h) muestra JR1, vía Ubalá-Gachalá, Formación Lutitas de Macanal, vena tipo *beef* (sintaxial), de calcita y bitumen sólido. Fotografía de un cristal de calcita, con inclusiones fluidas bifásicas (L+V y V+L), con $T^{\circ}h$ promedio de 287.5 °C. Note que las V+L presentan la fase de vapor mucho más grande que las L+V. Nótese, que la mayoría de inclusiones fluidas son $< 10 \mu\text{m}$, a su vez en forma general las inclusiones presentan formas irregulares. La cantidad de inclusiones en cristales de cuarzo es mayor que en cristales de calcita. La escala de las fotografías es 20 μm y todas las fotografías se tomaron a la temperatura de 20 °C. Las muestras JN04 y JN16B presentan inclusiones bifásicas (L+V) del sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$, con un evidente doble anillo de dióxido carbono, mucho más notable en inclusiones fluidas en cristales de calcita que en cuarzo. Las inclusiones bifásicas (V+L) de la muestra JR1 son del sistema $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$. Las $T^{\circ}h$ de las inclusiones V+L no fue obtenida.

5. Discusión e interpretación

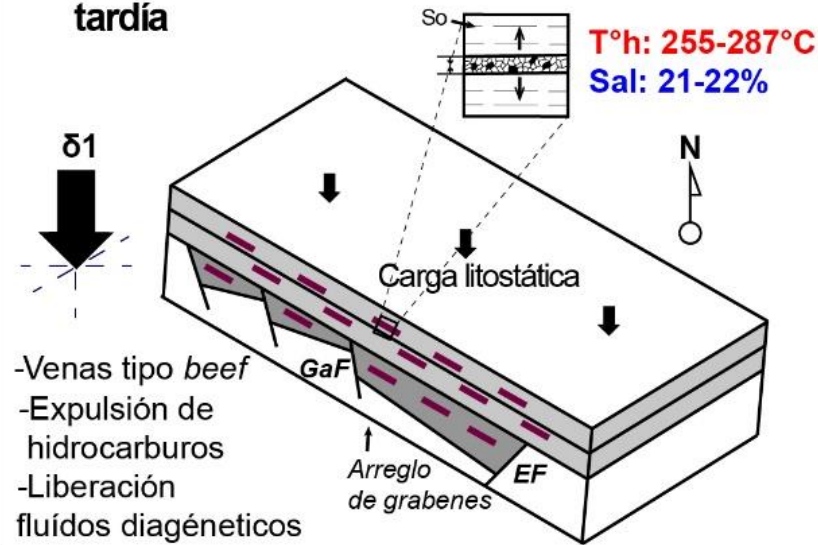
5.1 Evolución del sistema de migración de fluidos: relación sistemas de fracturas y venas

5.1.1 Sistemas de fracturas

Teniendo en cuenta que la Cordillera Oriental es interpretada como la inversión tectónica de una cuenca de *rifting* intercontinental (Mora & Kammer, 1999; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Piraquive *et al.*, 2011; Tesón *et al.*, 2013; Teixell *et al.*, 2015), en donde estas fallas actúan como límites estructurales del basamento sedimentario del Paleozoico (en este caso Grupo Farallones) (Mora *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2010a,b), la reactivación de algunas de estas fallas ha generado el plegamiento de las unidades cretácicas (pliegues de basamento, pliegues por propagación de falla y pliegues por flexión de falla), en las partes externas de la cordillera y pliegues tipo caja o de *buckling* en la parte central (Kammer, 1996; Mora & Kammer, 1999; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006, 2010a,b, 2013; Caballero *et al.*, 2013; Moreno *et al.*, 2013; Tesón *et al.*, 2013; Echeverri *et al.*, 2015; Teixell *et al.*, 2015). Esto ha generado el desarrollo de diferentes sistemas de fracturas (Figura 19) relacionado a este plegamiento (Cortés *et al.*, 2005; Tamara, 2009; Tamara *et al.*, 2015), con desarrollo de venas con condiciones de salinidad y temperatura asociadas a estas deformaciones (Figura 19).

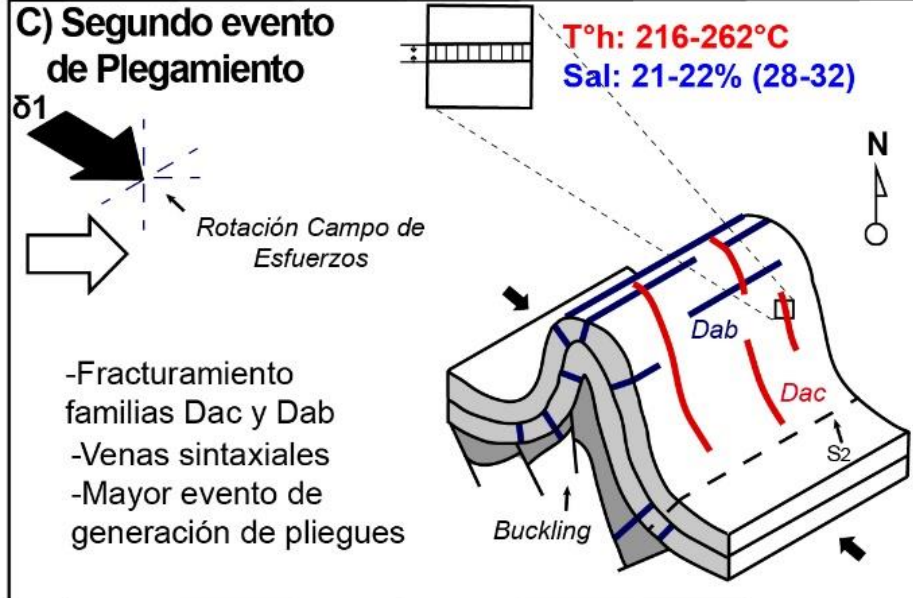
La temporalidad del plegamiento en la Cordillera Oriental muestra dos pulsos, el primero en el Eoceno, especialmente hacia la parte central de la cordillera; y el segundo en el Mioceno en las partes medias y externas; que fue de mayor intensidad (Parra *et al.*, 2009; Mora *et al.*, 2009, 2010a,b, 2013; Bayona *et al.*, 2013; Caballero *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2013; Mora *et al.*, 2015). Consecuentemente estos autores han concluido que el plegamiento asociado a estos eventos involucra sedimentación *syn*-tectónica, migración de la deformación hacia los bordes e intensa deformación en la parte central (por ejemplo: clivaje, fracturas). A partir de esto se interpreta que las fracturas en el área del Guavio (flanco oriental de la Cordillera Oriental) se relacionan al plegamiento del Mioceno, considerando su cercanía con el frente de deformación y con las edades termocronológicas. Sin embargo, en este sector no ocurre la inversión de fallas normales, pero ocurre un plegamiento asociado al basamento sedimentario, que posteriormente facilita la reactivación de estructuras previas como reactivación de fallas normales por colapso orogénico, y de anisotropías planares heredadas como fracturas (Mora *et al.*, 2006, 2009; Espitia, 2014; Tamara, 2009; Tamara *et al.*, 2015; ver Figura 19 d).

A) Diagénesis tardía



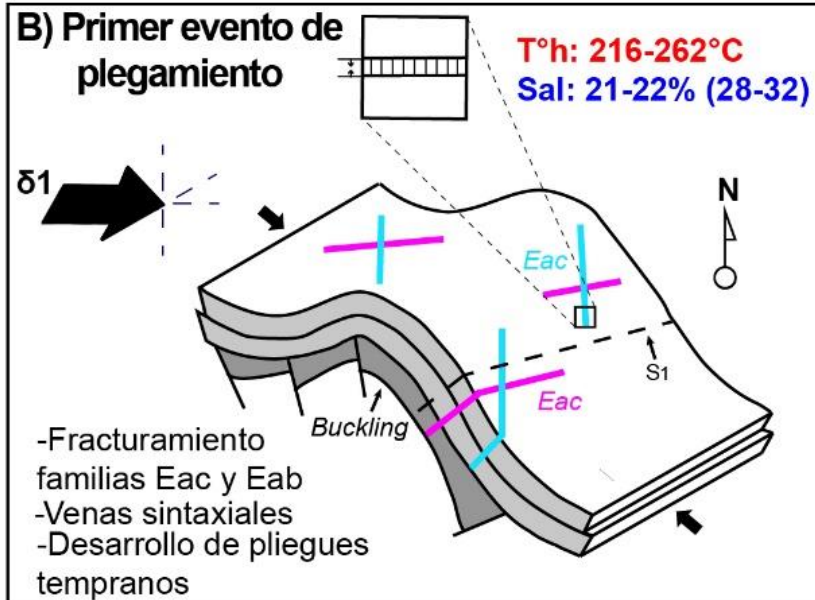
- Venas tipo *beef*
- Expulsión de hidrocarburos
- Liberación fluidos diagénéticos

C) Segundo evento de Plegamiento



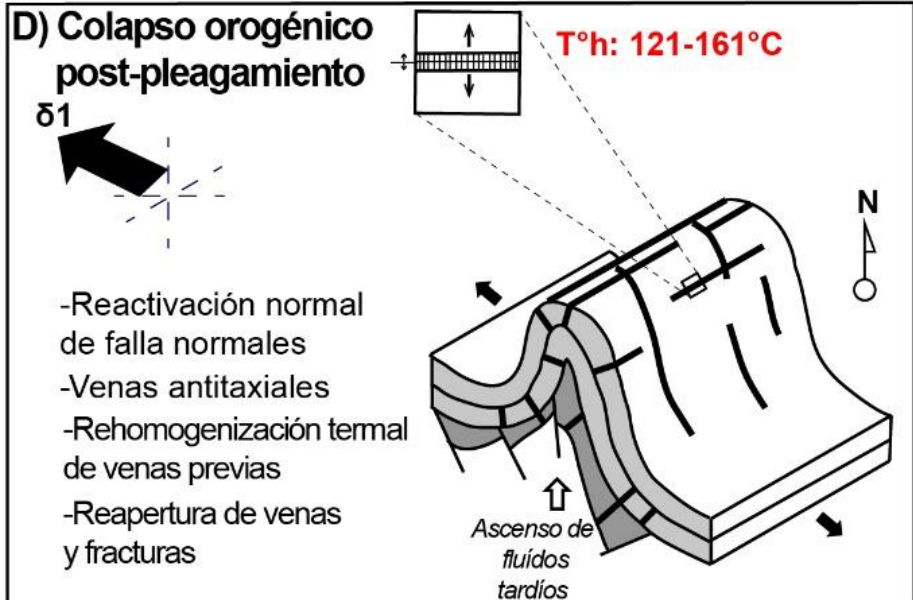
- Fracturamiento familias Dac y Dab
- Venas sintaxiales
- Mayor evento de generación de pliegues

B) Primer evento de plegamiento



- Fracturamiento familias Eac y Eab
- Venas sintaxiales
- Desarrollo de pliegues tempranos

D) Colapso orogénico post-plegamiento



- Reactivación normal de falla normales
- Venas antitaxiales
- Rehomogenización termal de venas previas
- Reapertura de venas y fracturas

Figura 19. Modelo de evolución tectónica y variación térmica en el área de estudio. a) Diagenesis tardía, donde se muestran los estados iniciales antes del primer plegamiento, donde el esfuerzo principal es la carga litostática, expulsión de hidrocarburos coetánea con la primera liberación de fluidos diagenéticos. Generación de venas tipo *beef*. b) Primer evento de plegamiento. Generación de las familias Eac-Eab, S₁: clivaje, venas sintaxiales. Campo de esfuerzos E-W. c) Segundo evento de plegamiento. Generación de las familias Dac-Dab, S₂: clivaje, venas sintaxiales. Campo de esfuerzos NW-SE. d) Colapso orogénico post-plegamiento. Reactivación de fallas normales, rehomogenización de las venas, reapertura de las venas (venas antitaxiales) y fracturas con un nuevo ascenso de fluidos. T[°]h: temperatura de homogenización (°C), Sal: salinidad (% equivalente NaCl). So: estratificación. GaF: Falla Garabata, EF: Falla La Esmeraldas. Gris oscuro: depósito de las formaciones Buenavista, Chivor, Ubalá, Santa Rosa y Bata. Gris claro: depósito de las formaciones Lutitas de Macanal, Cárquez, y Fómez.

Es remarcable que las fallas normales (reactivadas o no) tienen una orientación NE-SW y en algunos lugares N-S, y son sub-paralelas a la tendencia estructural de la Cordillera Oriental. En la zona de estudio se observó la actividad de fallas normales con esta orientación, entre ellas la más continua corresponde a la Falla de Garabata (Figuras 2). Algunas de estas fallas normales han sido reportadas como conductoras de fluidos que ayudaron a la mineralización de esmeraldas, y son evidencia de una tectónica de extensión por colapso gravitacional, que es propicia para el ascenso de fluidos (Hall, 1976; Cheilietz *et al.*, 1994; Giuliani *et al.*, 1995a; Cheilietz & Giuliani, 1996; Branquet *et al.*, 1999). Ejemplos de estas fallas son: Falla El Diamante, Tóquiza, Esmeraldas y Garabata (Figuras 2 y 12 a-d). Esta reactivación de tectónica extensiva post-orogénica se observa en 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 como se observa en el trazo de la Falla Garabata (Figuras 2 y 3 h).

La evolución tectónica de la zona es soportada por patrones de deformación, como por ejemplo generación de familias de fracturas y clivajes (Figura 19 b-c), que han sido ampliamente estudiadas en estructuras mayores en cercanías al área de estudio (Tamara, 2009; Ramírez, 2011; Sánchez-Villar *et al.*, 2011; Espitia, 2014; Tamara *et al.*, 2015). En esta investigación, se observaron 5 familias de fracturas recurrentes en la zona, interpretadas como fracturas modo I (fracturas de extensión) que se caracterizan por ser ornamentadas desarrollando estructuras en pluma (Engelder, 1999) (Figura 10 c-d), y eventualmente presentan rellenos minerales (Figura 10 e-f-g-h) (Bons *et al.*, 2012). Aunque, las venas y los sistemas de fracturas que hospedan las esmeraldas han sido datados de edad Eoceno (Cheilietz *et al.*, 1994; Maya *et al.*, 2004), los sistemas de fracturas observados en el área de estudio son más afines al mayor evento de plegamiento durante el Mioceno, que incluye reactivación parcial de las estructuras del Eoceno. Esta afirmación es soportada considerando que la mineralogía de las venas de estudio es cuarzo, calcita, bitumen sólido (Figura 16), dolomita y ankerita; mientras que las venas mineralizadas con esmeraldas carecen de bitumen sólido, y presentan una paragénesis que incluye, además, albita, pirita, barita, fluorita, minerales de tierras raras, calcopirita, parisita,

moscovita y esmeraldas (Hall, 1976; Giuliani *et al.*, 1995a,b; Cheilietz & Giuliani, 1996; Maya *et al.*, 2004).

Por otro lado, el primer conjunto de fracturas son las familias Eac y Eab, que son ortogonales subverticales con respecto a la estratificación entre ellas y presentan una orientación preferencial E-W y N-S. Se interpreta que este conjunto de familias de fracturas ortogonales se genera en estados tempranos de plegamiento (Hancock, 1985; Ramsay & Huber, 1988), dado a que no tienen simetría con los pliegues, pero son subverticales respecto a la estratificación (Figura 19 b). El segundo conjunto de fracturas, las familias Dab y Dac, que también son ortogonales entre sí, presentan orientaciones N25-35E/S25-35W y N55-65W/S55-65E respectivamente. Adicionalmente, son perpendiculares a la estratificación y presentan simetría con las estructuras mayores, es decir la familia Dab es paralela al rumbo de los ejes y la familia Dac es perpendicular a los ejes (Figura 19 c), permitiendo concluir que son coetáneas con el evento principal de plegamiento (*buckling*). Por último, se presenta una familia de fracturas denominada Eac', que se caracteriza por ser irregular, tiene dirección N50-70E; se encuentra confinada y desplazada por las otras familias de fracturas en todos los casos. Esta familia de fractura puede ser interpretada como la más antigua de todas las familias de fracturas, dado que aparenta ser afectada por las demás familias (Hancock, 1985; Ramsay & Huber, 1988).

Adicionalmente, como otro indicador de deformación se observó la presencia de clivaje con orientación general N-S, con cierta oblicuidad antihoraria con respecto al eje de las estructuras mayores (Figura 19 b-c). Esto indicaría que el clivaje fue generado ligeramente previo al plegamiento principal (considerando un campo de esfuerzos con un componente de cizalla simple dextral) y es posible que el clivaje sea contemporáneo con las familias de fracturas Eab-Eac, que también ocurren en un estado temprano de plegamiento (previo al evento de plegamiento principal, Figura 19 b) (Soper, 1986; Ramsay & Huber, 1988).

Es importante recalcar que el estudio y análisis de fracturas se realizó de forma areal y no sobre una sola estructura mayor, sea pliegue o falla, dado que el objetivo es caracterizar los fluidos a un nivel más regional. Dado esto, las interpretaciones pueden no ser válidas a una escala local; al estar cambiando de posiciones estructurales entre flancos y cierres de pliegues anticlinales y sinclinales, ejes de pliegues, charnelas; zonas influenciadas por fallas o no influenciadas (Fischer & Jackson, 1999; Evans & Fischer, 2012; Tamara *et al.*, 2015), ver Figuras 2 y 4. Por lo tanto, se interpreta de manera general según su relación de corte, que las familias Dac y Dab cortan y desplazan a las

familias Eab y Eac dada esta temporalidad se argumenta también la rotación antihoraria de esfuerzos a nivel regional (Cooper *et al.*, 1995, Cortés *et al.*, 2005), ver Figura 19.

Finalmente, los datos de intensidades de fracturamiento destacan que en ninguna de las familias de fractura se observó una relación directa entre la posición estructural o estratigráfica (Figuras 7). Por lo anterior, se interpreta que todas las familias se presentan independiente de la posición estructural del afloramiento analizado, es decir, se observan las familias de fracturas, tanto en flancos de pliegues menores y mayores, cierres periclinales y charnelas; así como, en cercanía a zonas afectadas por fallas. Hablando en términos regionales, la frecuencia de las familias de facturas es independiente de la posición estructural que indicaría una actividad tectónica regional homogénea en términos prácticos (Figuras 6 y 7).

5.1.2 Venas

Teniendo en cuentas los resultados de fracturas y venas, se interpretó que la relación fractura-relleno mineral (vena), presenta varios pulsos de migración de fluido en cercanía a zonas de falla. Las venas presentan una orientación preferencial E-W, en su mayoría rellenando las fracturas de la familia Eac (Figura 15). En esta familia también se reportan varios eventos de apertura y relleno en cercanías a la Falla Garabata (Figura 10 h). Esto puede indicar que pulsos de migración de fluidos coetáneos o posteriores a la mineralización de esmeraldas prefirieron emplazarse en otras familias de fracturas. Dado que se reporta que el evento que contiene esmeraldas está en venas con dirección NE-SW y brechas, esta dirección coincide con las familias Dab y Dac (Cheilletz & Giuliani, 1996; Branquet *et al.*, 1999; Giuliani *et al.*, 2000).

A diferencia de las fracturas, la presencia de un tipo de relleno y un tipo de crecimiento sí se vio influenciado en la posición estructural y estratigráfica de las venas. Las venas antitaxiales y las venas tipo *beef* solamente se encontraron en las posiciones estratigráficas inferiores (formaciones Santa Rosa y Lutitas de Macanal), mientras que, las sintaxiales en cualquier posición estratigráfica (Figura 19). A las posiciones estratigráficas inferiores se le asocia un evento de migración de fluidos primario coetáneo con las fases iniciales del plegamiento, con un crecimiento lento evidenciado por su tipo de relleno (venas antitaxiales y tipo *beef*; Cobbold & Rodrigues, 2007; Bons *et al.*, 2012; Cobbold *et al.*, 2013), ver Figura 19 a. Para las venas con crecimiento sintaxial, se interpreta que se encuentran asociadas a eventos de migración de fluidos posteriores o en estado avanzado de plegamiento, con

un crecimiento rápido (Bons *et al.*, 2012), y sus diferentes rellenos permite suponer que también ha habido mezcla de fluidos y varios pulsos de migración de fluidos.

Adicionalmente, la ocurrencia de venas tipo *beef* es una clara señal de sobrepresión de fluidos en el Cretácico basal asociado con la generación de hidrocarburo (venas con metano y dióxido de carbono, Figuras 10 c y 11 e-h-g); donde esta sobrepresión logra superar la presión litostática generando un levantamiento de la columna de roca, y emplazando fluidos diagenéticos, entre ellos, en conjunto con fluidos relacionados al hidrocarburo. La ornamentación de las fracturas pertenecientes a un estado subcrítico es frecuentemente producto de expulsión de gas (Savalli & Engelder, 2005). Cobbold & Rodrigues (2007) y Cobbold *et al.* (2013) resaltan que la formación de venas tipo *beef* es favorecida por litologías de baja permeabilidad como los *shales* laminados ricos en materia orgánica (por ejemplo: Formación Lutitas de Macanal y parte arcillosa de la Formación Santa Rosa), y las posibles causas de su formación son atribuidas a la fuerza de cristalización y sobrepresión de fluidos la que aumenta con la profundidad. La presencia de bitumen sólido e hidrocarburo en fase gaseosa en las venas tipo *beef* se da previo al plegamiento (máxima carga litostática, Figura 19 a) pero posterior a las mineralizaciones de esmeraldas; no obstante, dada su ubicación espacial no es factible una reactivación de los conductos de los fluidos (venas inter-estratos *vs.* venas que atraviesan estratos).

También se observaron puentes o aperturas discontinuas en el relleno de las venas que tienen materia orgánica. Este comportamiento es interpretado como producto de la reacción roca caja-fluido, donde se genera un lavado a la materia orgánica, concentrando cuarzo en las paredes de la roca caja que permite una mineralización coetánea con la calcita. Dando a entender una mezcla de fluidos, relacionados con la roca caja (lodolitas negras ricas en materia orgánica) y fluidos externos (fluidos de origen evaporítico).

5.2 Características de los fluidos asociados a los pulsos de migración de fluidos

Teniendo en cuenta las propiedades físicas de la calcita (que es considerada como un material blando con planos de clivaje muy bien definidos) se pueden crear de forma natural rupturas y pérdida de las inclusiones fluidas (Roedder, 1984; Shepperd *et al.*, 1985), dando como resultado la disminución de inclusiones fluidas en la calcita siendo escasa en comparación con el cuarzo. Geológicamente, la calcita es susceptible a cualquier cambio termoquímico por influencia de fluidos externos facilitado por sus planos de clivaje, debido a variaciones de esfuerzos regionales o locales; lo que genera un

reequilibrio en las inclusiones fluidas. Las consecuencias de este reequilibrio son cambios en las condiciones de presión y temperatura del fluido originalmente entrampado; generando modificaciones en los parámetros térmicos. Roedder (1984), Shepperd *et al.* (1985) y Samson *et al.* (2003) consideran difícil la medición e interpretación microtermométrica en calcita, prefiriendo las mediciones en materiales estables o duros como el cuarzo. No obstante, como resultado de esta investigación, se lograron utilizar estos datos y obtener una interpretación coherente incluyendo la información de fracturas y venas (ver sección XXX metodología); así como el estilo estructural (Figuras 12).

La materia orgánica se midió en 5 muestras (JA08, JA11C, JA11D, JN16B y JR1), y se obtuvo un espectro y excitaciones electrónicas (espectroscopia Micro-Raman) que caracterizan el bitumen, como hidrocarburo en fase sólida (Jehlička *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2014). Las fases volátiles identificadas en las inclusiones fluidas corresponden a CO₂, que se observó en 3 muestras (JN04, JN16B y JR1) y, además, se observó CH₄ y CO₂-CH₄ en tan solo una muestra (JR1) con excitaciones electrónicas típicas para el metano (Burke, 2001; Frezzotti *et al.*, 2012). A partir de esto se argumenta que el sistema generó hidrocarburos, en fase sólida y gaseosa (gas metano de origen metagénico).

Adicionalmente, se determinaron varios sistemas de inclusiones fluidas (usando microtermometría), entre ellos están los sistemas acuosos insaturados (inclusiones fluidas bifásicas L+V), sistemas acuosos saturado (inclusiones fluidas trifásicas L+V+S), sistemas no acuosos CO₂-CH₄ y sistemas mixtos CO₂+CH₄+H₂O+NaCl. Esto confirma la existencia de fases gaseosas de hidrocarburos (Figura 19 a).

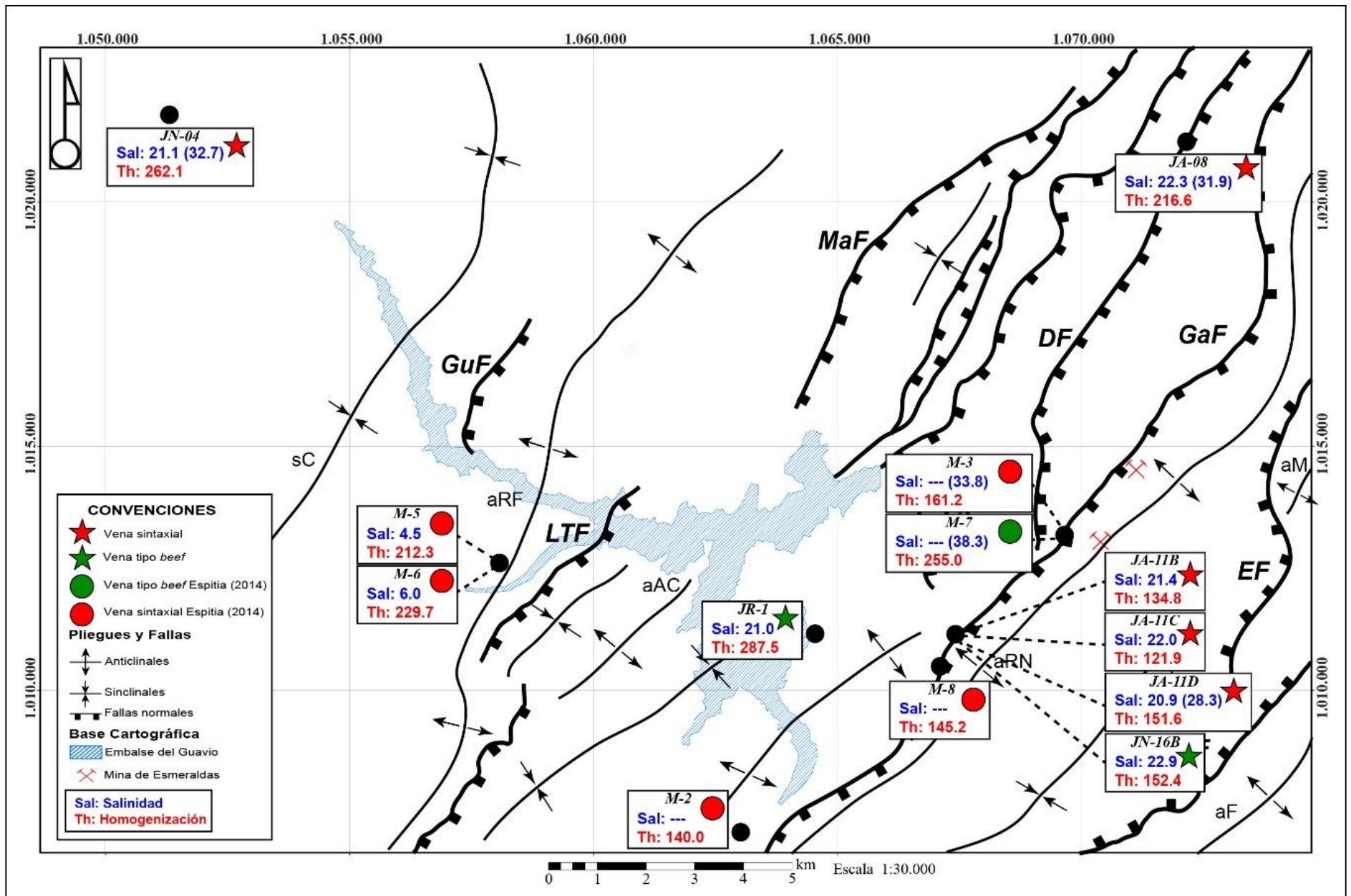
Adicionalmente, la mayoría de las inclusiones medidas presentaban formas irregulares tanto en cuarzo como en calcita en muestras en cercanía a la Falla Garabata o cerca de trazos de fallas en general. A partir de esto se infiere que la reactivación y acción tectónica de la falla ha generado el reequilibrio y deformación de las inclusiones fluidas; lo que se observa en temperaturas de homogenización promedio en un rango de 121 °C a 161 °C en las venas sintaxiales (Figura 19 d y Figura 20), que es considerablemente menor a lo esperado (Bons *et al.*, 2012); fenómeno que no ocurre en inclusiones fluidas en muestras alejadas de los trazos de falla, con temperaturas de homogenización en promedio de 216 °C y 262 °C (Figura 19 b y 20). Estas temperaturas son comparables con las tomadas por Espitia (2014), lo que da apoyo a la anterior interpretación (Figura 20). En menor medida se observaron formas regulares como círculos, óvalos y rectángulos en las venas tipo *beef*, donde la muestra que está cerca a la Falla Garabata (JN16B) tiene una temperatura

de homogenización de 152.4 °C, mientras que la muestra JR1 alejada de esta zona presenta una $T^{\circ}h$ promedio de 287.5 °C; lo que apoya el reequilibrio de las inclusiones fluidas en cercanías a trazos de falla (Figura 19 a y 20).

Para las venas antitaxiales, las inclusiones eran tan pequeñas ($< 5 \mu m$) que no se lograron medir termométrica ni químicamente. Pero según Bons *et al.* (2012), las temperaturas de homogenización en inclusiones fluidas en venas antitaxiales está en un rango de 60 °C a 110 °C; comúnmente asociadas con hidrocarburo líquido, que implícitamente daría un potencial de generación de hidrocarburo líquido en la zona de estudio.

Similarmente, el análisis de las salinidades se realizó con la $T^{\circ}h_{hidro}$, debido a que no se obtuvieron los suficientes datos de $T^{\circ}h_{ffh}$ para el respectivo análisis (Shepperd *et al.*, 1985). La $T^{\circ}h_{sol}$ fue utilizada para las inclusiones fluidas trifásicas de cualquier sistema dado a que es directamente proporcional a la salinidad del sistema. Por lo tanto, las salinidades de todas las muestras calculadas a partir de inclusiones bifásicas varía de 20.9% a 22.9% equivalente en NaCl (Figura 19 a-b-c y 20). Mientras que la salinidad utilizando las inclusiones trifásicas varía de 28.3% a 32.7% equivalente en NaCl (Figura 19 b-c y 20); donde las últimas se interpretan como las salinidades originales del fluido, que no fue afectado por reequilibrio posterior. Esto se evidencia por el patrón a) en la Figura 21, que expresa una misma salinidad para diferentes $T^{\circ}h_{TOT}$, infiriendo un *necking-down* o simple pérdida de la inclusión fluida sea por calentamiento o por acción tectónica; el patrón b) interpreta inclusiones que no han sido afectadas por ningún mecanismo de deformación, pero puede tener mezcla de fluidos más fríos y menos salados; y el patrón c) que está sobre la curva de saturación de halita, refleja efectivamente la existencia de inclusiones trifásicas a partir de sistemas acuosos saturados, que no son susceptibles a cambios termoquímicos posteriores (Shepperd *et al.*, 1985).

Figura 20. Mapa de salinidades y temperaturas de homogenización en el área de estudio. Las venas sintaxiales y tipo *beef* de esta investigación se grafican con estrellas rojas y verdes, respectivamente. Los círculos, representan las muestras trabajadas por Espitia (2014) siendo las de color verde, venas tipo *beef* y color rojo, venas sintaxiales. Los recuadros internos tienen el nombre de la muestra (letra de color negro), salinidad (sal: color azul, el segundo valor entre paréntesis corresponde a la salinidad en las inclusiones trifásicas) y temperatura de homogenización ($T^{\circ}h$: color rojo). Salinidad en % peso NaCl equivalente. $T^{\circ}h$ grados centígrados (°C).

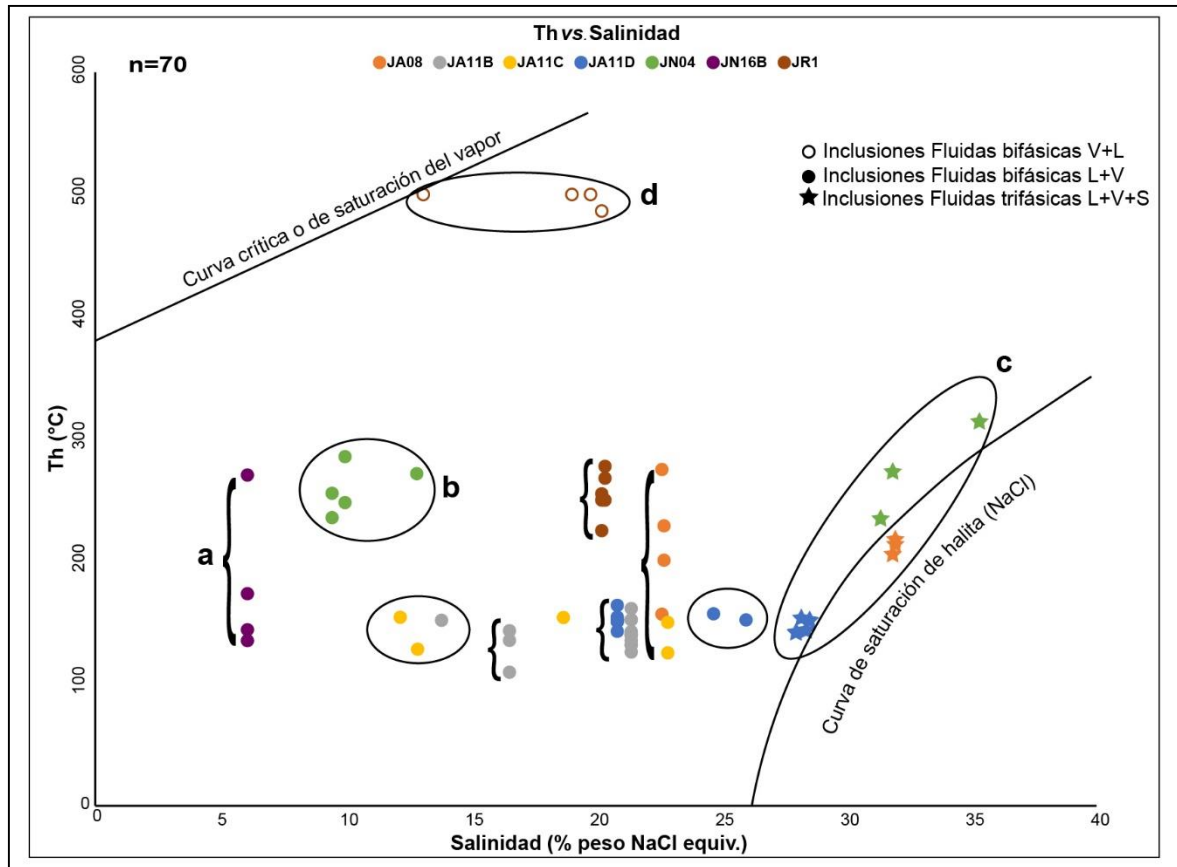


Por último, las inclusiones que están cerca de la curva de saturación del vapor (Figura 21), representadas por las inclusiones fluidas bifásicas V+L se encuentran en un proceso de ebullición, y señalan que el sistema homogeniza a un estado de vapor. En contraste, las inclusiones fluidas bifásicas (L+V) y trifásicas (L+V+S) homogenizan a estado líquido. Reuniendo los dos estados de homogenización las inclusiones fluidas medidas apuntan a un patrón de mezcla de fluidos isoterma con contraste de salinidades (Shepperd *et al.*, 1985). Por lo anterior, se caracteriza el sistema químico con fluidos relacionados exclusivamente a un origen dentro de la cuenca; y que se han generado varios pulsos de migración de fluidos con una composición similar. Por otro lado, la mineralogía de las venas (cuarzo, calcita, o mixto) no tienen efecto o importancia en el momento de discriminar las fuentes de fluidos, dado a que el fluido presenta la misma composición química y temperaturas de homogenización sin importar el cristal u evento hospedante.

5.3 Implicaciones en la prospectividad de hidrocarburos

Con base a las características estratigráficas y sedimentológicas, se interpreta que la zona es propicia para el desarrollo de actividades de exploración de hidrocarburo no convencionales, esto se soporta dada la presencia de rocas sedimentarias marinas ricas en materia orgánica de grandes espesores (>5000 m en la zona) (Moreno *et al.*, 2009). Estas litologías están representadas por las formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque de edad Valanginiano y Barremiano-Aptiano, respectivamente; que no han sido reportadas como generadoras de hidrocarburos, pero los resultados de esta investigación muestran que generaron hidrocarburos en fase sólida y gaseosa durante su historia de enterramiento, y posteriormente ocurrió la migración de estos. Espitia (2014) muestra la existencia de un área térmicamente anómala, en donde se reporta reflectancias de vitrinita entre 1.7% y 2.4%, que equivale a una temperatura de hasta 240 °C, con un gradiente geotérmico de 29 °C/km. Esta temperatura pudo haber generado un sobrecalentamiento en los fluidos basinales, derivados de las formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque; y su consecuente generación de gas metagénico, lo que es corroborado por las temperaturas de homogenización en las venas tipo *beef*, de 287 °C con metano (Tabla 1 y Figura 19 a).

Figura 21. Gráfica de dispersión de la temperatura de homogenización vs. Salinidad. La tendencia a) representa a inclusiones fluidas que sufrieron reequilibrio ya sea por decrepitación (*necking-down*) o fuga (*leakage*) por calentamiento; b) representa grupos de inclusiones que han mantenido sus condiciones de entrapamiento; c) inclusiones con saturación de sal (halita) o inclusiones trifásicas (L+V+S) y d) aquellas inclusiones que alcanzaron su homogenización a estado de vapor o tienen un porcentaje de vapor mayor al 50%. Círculo sin relleno representa a las inclusiones fluidas bifásicas V+L; círculo relleno, inclusiones fluidas bifásicas L+V y estrella inclusiones fluidas trifásicas L+V+S. Las dos líneas sólidas representan la curva crítica o curva de saturación del vapor a muy altas temperaturas y la curva de saturación de halita (NaCl) a muy altas salinidades. El color naranja representa la muestra JA08, gris (JA11B), amarillo (JA11C), azul (JA11D), verde (JN04), morado (JN16B) y café (JR1). T[°]h (°C), salinidad (%peso NaCl equivalente).



Se destaca, que la familia Eac, al ser la más frecuente y penetrativa en la zona de estudio, podría ser la más propicia en el proceso de “*fracking*”, en un estudio para yacimientos de hidrocarburos no convencionales. Comportamientos en las familias de fracturas similares a los reportados en este estudio se han propuesto en los anticlinales del Guavio, de Monterralo, de Río Negro, de Tierranegra y Silbadero, y otras estructuras adyacentes al área de estudio (Tamara, 2009; Ramírez, 2011; Espitia, 2014; Tamara *et al.*, 2015). Consecuentemente, la naturaleza química de los fluidos y su relación espacial con los sistemas de fracturas permite postular al área del Guavio como un área prospectiva para un yacimiento no convencional tipo *shale gas*. Asimismo, se recomienda la metodología del presente estudio en la caracterización de sistemas de generación y migración de fluidos en el ámbito de los hidrocarburos; y la identificación de posibles prospectos en la extracción de hidrocarburos no convencionales.

6. Conclusiones

El área de estudio ha sido sometida a varios pulsos de migración de fluidos; la fuente de estos fluidos es basinales (fluidos de la cuenca), dado que no hay evidencia de contraste químico en los fluidos, que dé a entender influencia de aguas meteóricas o magmáticas. A su vez, se concluye que los fluidos están relacionados o fueron emplazados por la Falla Garabata y Esmeraldas, donde se observó evidencia de varios eventos de apertura en venas, con diferentes rellenos con una misma composición química entre estos.

La temperatura de homogenización de las venas tipo *beef* es la más altas, en contraste con los otros tipos de venas; esto es debido a que las venas tipo *beef* se relacionan a un evento de sobrepresión de fluidos, relacionado a la generación de gas metagénico por sobremaduración de la materia orgánica. Esto se deduce por la evidente presencia de CO₂ dentro de las inclusiones fluidas en las venas tipo *beef* tanto en la muestra JN16B (Formación Santa Rosa) como JR1 (Formación Lutitas de Macanal), donde en esta última se evidencia una gran cantidad de inclusiones con metano. Adicionalmente, la muestra JN04 de la Formación Fómeque, correspondiente a una vena sintaxial también presenta CO₂, lo que permite suponer migración de hidrocarburo en fase gaseosa; producto de avanzada diagénesis.

Los datos microtermométricos dependen de la posición estructural, de forma tal que en cercanías de la Falla Garabata las inclusiones fluidas fueron fuertemente afectadas por eventos tectónicos posteriores a su formación; evidenciado por sus formas irregulares. Fenómeno que no fue observado en las muestras que se encontraban más distantes de las zonas de falla, y en posiciones estructurales con poca deformación. Esto también se ve reflejado en los datos de temperatura de homogenización total, en donde estas temperaturas son mayores en partes distales respecto a las zonas de falla, y bajas en cercanías a partes afectadas por acción de la falla. Adicionalmente, las salinidades también fueron afectadas por la deformación, y acción del plegamiento y fallamiento dado a reequilibrio de las inclusiones fluidas. Por último, se concluye una trayectoria del fluido por mezcla isothermal con fluidos con contraste de salinidad.

Finalmente, se concluye una historia evolutiva de la siguiente manera: 1) venas tipo *beef*, que son las primeras en formarse por sobrepresión de fluidos, y tienen temperaturas de homogenización de 255 °C a 287 °C. 2) Las familias de fracturas que no tienen relación con el plegamiento, representadas por el conjunto de familia ortogonal dado por las familias Eab y Eac, formadas en un estadio pre-tectónico o inicial de plegamiento; donde la mayor parte de venas sintaxiales

(temperaturas de homogenización de 216 °C a 262 °C) se emplazan en la familia Eac, mostrando una génesis de migración de fluidos pre -o *syn* tectónico. 3) El segundo conjunto de familia ortogonal dado por las familias Dab y Dac, que tienen relación directa con los pliegues, tienen una génesis *syn*-tectónica en un estado avanzado de plegamiento; donde también se produjo migración de fluido en menor proporción, y temperaturas de homogenización de las venas sintaxiales de 216 °C a 262 °C. 4) Reapertura de venas y familias de fracturas dado por el colapso orogénico post-plegamiento, reequilibrando y cambiando las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas de las venas sintaxiales y antitaxiales en un rango de 121 °C a 161 °C.

7. Bibliografía

- ACOSTA, J., VELANDIA, F., OSORIO, J., LONERGAN, L., & MORA, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. In A. C. Ries, R. W. H. Butler, & R. H. Graham (Eds.), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward* (Vol. 272, pp. 303–319). London: The Geological Society of London Special Publication.
- ASPDEN, J. A., & MCCOURT, W. (1986). Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia. *Geology*, *14*(5), 415–418.
- BAI, T., & POLLARD, D. D. (2000). Fracture spacing in layered rocks: A new explanation based on the stress transition. *Journal of Structural Geology*, *22*(1), 43–57.
- BAI, T., MAERTEN, L., GROSS, M. R., & AYDIN, A. (2002). Orthogonal cross joints: Do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology*, *24*(1), 77–88.
- 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.
- BANKS, D. A., GIULIANI, G., YARDLEY, B. W. D., & CHEILLETZ, A. (2000). Emerald mineralisation in Colombia: Fluid chemistry and the role of brine mixing. *Mineralium Deposita*, *35*(8), 699–713.
- BARON, M., PARNELL, J., MARK, D., CARR, A., PRZYJALGOWSKI, M., & FEELY, M. (2008). Evolution of hydrocarbon migration style in a fractured reservoir deduced from fluid inclusion data, Clair Field, west of Shetland, UK. *Marine and Petroleum Geology*, *25*(2), 153–172.
- BAYONA, G., CARDONA, A., JARAMILLO, C., MORA, A., MONTES, C., CABALLERO, V., MAHECHA, H., LAMUS, F., MONTENEGRO, G., MESA, A., & VALENCIA, V. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean–South American convergence in early Palaeogene time. *Geological Society, London, Special Publications*, *377*(1), 285–314.
- BECKER, S. P., EICHHUBLE, P., LAUBACH, S. E., REED, R. M., LANDER, R. H., & BODNAR, R. J. (2010). A 48 m.y. history of fracture opening, temperature, and fluid pressure: Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas basin. *GSA Bulletin*, *122*(7–8), 1081–1093.
- BONS, P. D. (2000). The formation of veins and their microstructures. *Journal of the Virtual Explorer*, *2*, 1–47.
- BONS, P. D., & MONTENARI, M. (2005). The formation of antitaxial calcite veins with well-developed fibres, Oppaminda Creek, South Australia. *Journal of Structural Geology*, *27*(2), 231–248.
- BONS, P. D., ELBURG, M. A., & GOMEZ, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, *43*, 33–62.
- BOYER, C., KIESCHNICK, J., SUAREZ-RIVERA, R., LEWIS, R. E., & WATERS, G. (2006). Producing Gas from Its Source. *Oilfield Review*, *18*(3), 36–49.

- BRANQUET, Y., LAUMONIER, B., CHEILLETZ, A., & GIULIANI, G. (1999). Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization. *Geology*, 27(7), 597–600.
- 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.
- BURKE, E. A. J. (2001). Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55(1–4), 139–158.
- BUSTAMANTE, C., CARDONA, A., BAYONA, G., MORA, A., VALENCIA, V., GEHRELS, G., & VERVOORT, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzón massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 93–109.
- BUTLER, K., & SCHAMEL, S. (1988). Structure along the eastern margin of the central Cordillera, upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 109–120.
- CABALLERO, V., MORA, A., QUINTERO, I., BLANCO, V., PARRA, M., ROJAS, L. E., LOPEZ, C., SÁNCHEZ, N., HORTON, B., STOCKLI, D. F., & DUDDY, I. (2013). Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: the Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 315–342.
- CAMPBELL, C. J., & BÜRGL, H. (1965). Section through the eastern cordillera of Colombia, South America. *GSA Bulletin*, 76(5), 567–590.
- CARDONA, A., CORDANI, U. G., & MACDONALD, W. D. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 337–354.
- CEDIEL, F. (1969). Geología del Macizo de Floresta. In *Memorias Primer Congreso Colombiano de Geología* (Vol. 5, pp. 17–29). Bogotá D.C: Universidad Nacional de Colombia.
- CHEILLETZ, A., FERAUD, G., GIULIANI, G., & RODRIGUEZ, C. (1994). Time-pressure and temperature constraints on the formation of Colombian emeralds: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe and fluid inclusion study. *Economic Geology*, 89(2), 361–380.
- CHEILLETZ, A., & GIULIANI, G. (1996). The genesis of Colombian emeralds: A restatement. *Mineralium Deposita*, 31(5), 359–364.
- CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., & ARHA, T. (2001). Late Eocene-Oligocene Shortening Episode in Eastern Cordillera of Colombia Viewed By Emerald Dating. *Second ISAG, Oxford (UK)*, 21–23, 473–476.
- COBBOLD, P. R., & RODRIGUES, N. (2007). Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins ('beef' and 'cone-in-cone'). *Geofluids*, 7(3), 313–322.
- COBBOLD, P. R., ZANELLA, A., RODRIGUES, N., & LØSETH, H. (2013). Bedding-parallel fibrous veins (beef and

cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 1–20.

COCHRANE, R., SPIKINGS, R., GERDES, A., ULIANOV, A., MORA, A., VILLAGÓMEZ, D., PUTLITZ, B., & CHIARADIA, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190–191, 383–402.

COLLETTA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P., & RUDKIEWICZ, J. L. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In J. Letouzey (Ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts* (Technip, pp. 81–100). Paris.

COLMENARES, L., & ZOBACK, M. D. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31(8), 721–724.

COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J., & TABORDA, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10), 1421–1443.

CORREDOR, F. (2003). Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics*, 372(3–4), 147–166.

CORTÉS, M., ANGELIER, J., & COLLETTA, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1), 1–27.

CORTÉS, M., COLLETTA, B., & ANGELIER, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 437–465.

CORTÉS, R., & DE LA ESPRIELLA, R. (1990). Apuntes sobre la Tectónica del Valle del Río Negro al Oriente de Cundinamarca. *Geología Colombiana*, (17), 133–142.

CRISPINI, L., & FREZZOTTI, M. L. (1998). Fluid inclusion evidence for progressive folding during decompression in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy). *Journal of Structural Geology*, 20(12), 1733–1746.

CURTIS, J. B. (2002). Fractured shale-gas systems. *AAPG Bulletin*, 86(11), 1921–1938.

DALZIEL, I. W. D., DALLA SALDA, L. H., & GAHAGAN, L. M. (1994). Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *GSA Bulletin*, 106(2), 243–252.

DENGO, C. A., & COVEY, M. C. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(8), 1315–1337.

DIDYK, B. M., & SIMONEIT, B. R. T. (1989). Hydrothermal oil of Guaymas Basin and implications for petroleum formation mechanisms. *Nature*, 342(6245), 65–69.

- DIMATÉ, C., RIVERA, L. A., TABOADA, A., DELOUIS, B., OSORIO, A., JIMENEZ, E., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., & GOMEZ, I. (2003). The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: Geometry and stress regime. *Tectonophysics*, 363(3–4), 159–180.
- DUBESSY, J., CAUMON, M. C., & RULL, F. (2012). *Raman Spectroscopy applied to Earth Sciences and Cultural Heritage*. (J. Dubessy, M. C. Caumon, & F. Rull, Eds.) (Volumen 12). London: European Mineralogical Union and Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- DUQUE-CARO, H. (1990). The Choco block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71–84.
- ECHEVERRI, S., CARDONA, A., PARDO, A., MONSALVE, G., VALENCIA, V. A., BORRERO, C., ROSERO, S., & LÓPEZ, S. (2015). Regional provenance from southwestern Colombia fore-arc and intra-arc basins: Implications for Middle to Late Miocene orogeny in the Northern Andes. *Terra Nova*, 27(5), 356–363.
- ENGELDER, T. (1999). Transitional-tensile fracture propagation: A status report. *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1049–1055.
- ESPITIA, W. (2014). *Evolución térmica y tectónica en dos áreas piloto del Guavio y Fómeque, en el flanco Este de la Cordillera Oriental*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.
- EVANS, M. A., BEBOUT, G. E., & BROWN, C. H. (2012). Changing fluid conditions during folding: An example from the central Appalachians. *Tectonophysics*, 576–577, 99–115.
- EVANS, M. A., & FISCHER, M. P. (2012). On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes. *Journal of Structural Geology*, 44, 2–24.
- FABRE, A. (1981). Estratigrafía de la Sierra Nevada del Cocuy. *Boyacá Y Arauca, Cordillera Oriental (Colombia): Geología Norandina*, 4, 3–12.
- FABRE, A. (1983). La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Primera parte: Estudio cuantitativo de la subsidencia. *Geología Norandina*, 8(8), 22–27.
- FABRE, A. (1985). Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental). In *Proyecto Cretácico: Publicaciones Geológicas Especiales de Ingeominas* (Vol. 16, pp. 1–20). Bogotá D.C.: Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- FISCHER, M. P., & JACKSON, P. B. (1999). Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: A detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21(6), 613–633.
- FISCHER, M. P., HIGUERA-DÍAZ, I. C., EVANS, M. A., PERRY, E. C., & LEFTICARIU, L. (2009). Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold: Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1490–1510.

- FORERO, H. O. (1987). Esmeraldas. In *Recursos Minerales de Colombia, Segunda Edición, Tomo II: Minerales Preciosos, Rocas y Minerales no Metálicos, Recursos Energéticos* (Vol. 1, pp. 567–605). Bogotá D.C: Publicaciones Especiales Ingeominas.
- FREZZOTTI, M. L., TECCE, F., & CASAGLI, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20.
- GARCÍA, C. A., & CAMPOS, N. O. (2000). Composición química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 22(37).
- GARCÍA-RAMÍREZ, C. A., RÍOS-REYES, C. A., CASTELLANOS-ALARCÓN, O. M., & MANTILLA-FIGUEROA, L. C. (2017). Petrology, geochemistry and geochronology of the Arquía complex's metabasites at the Pijao-Génova sector, Central Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*, 39(1), 105–126.
- GIULIANI, G., SHEPPARD, S. M. F., CHEILLETZ, A., & RODRIGUEZ, C. (1992). Fluid inclusions and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic geochemistry contribution to the genesis of emerald deposits in the Eastern Cordillera of Colombia. *Comptes Rendus - Academie Des Sciences, Serie II*, 314(3), 269–274.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., ARBOLEDA, C., CARRILLO, V., RUEDA, F., & BAKER, J. H. (1995a). An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emeralds: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. *European Journal of Mineralogy*, 7(1), 151–165.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., RUEDA, F., FÉRAUD, G., & FRANCE-LANORD, C. (1995b). The genesis of Colombian emerald deposits: a unique example of beryllium mineralization developed in a black shale environment. In Pasava, Kribek, & Zak (Eds.), *Mineral deposits* (pp. 943–946). Rotterdam: Balkema.
- GIULIANI, G., FRANCE-LANORD, C., ZIMMERMANN, J. L., CHEILLETZ, A., ARBOLEDA, C., CHAROY, B., COGET, P., FONTAN, F., & GIARD, D. (1997). Fluid composition, δD of channel H_2O , and $\delta^{18}\text{O}$ of lattice oxygen in beryls: Genetic implications for Brazilian, Colombian, and Afghanistani emerald deposits. *International Geology Review*, 39(5), 400–424.
- GIULIANI, G., FRANCE-LANORD, C., CHEILLETZ, A., COGET, P., BRANQUET, Y., & LAUMONIER, B. (2000). Sulfate reduction by organic matter in Colombian emerald deposits: Chemical and stable isotope (C, O, H) evidence. *Economic Geology*, 95(5), 1129–1153.
- GÓMEZ, E., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., HEGARTY, K., KELLEY, S., & HEIZLER, M. (2003). Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern. *GSA Bulletin*, 115(2), 131–147.
- GÓMEZ, E., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., & CARDOZO, N. (2005). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *GSA Bulletin*, 117(9–10), 1272–1292.
- GUERRERO, J. (2002a). A proposal on the classification of systems tracts: Application to the allostratigraphy and sequence

- stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 1: Berriasian to Hauterivian. *Geología Colombiana*, 27(27), 3–25.
- GUERRERO, J. (2002b). A proposal on the classification of systems tracts: Application to the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 2: Barremian to Maastrichtian. *Geología Colombiana*, 27(27), 27–49.
- HALL, M. L. (1976). *Mineralogía y Geoquímica de las vetas esmeraldíferas de Muzo, departamento de Boyacá, con implicaciones en la prospección futura de esmeraldas en otras partes de Colombia* (No. XIII Compilación de los Estudios geológicos oficiales en Colombia). Bogotá D.C: Colciencias.
- HANCOCK, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3–4), 437–457.
- HODGKINS, M. A., & STEWART, K. G. (1994). The use of fluid inclusions to constrain fault zone pressure, temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy. *Journal of Structural Geology*, 16(1), 85–96.
- 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. *GSA Bulletin*, 122(9–10), 1423–1442.
- JEHLIČKA, J., URBAN, O., & POKORNÝ, J. (2003). Raman spectroscopy of carbon and solid bitumens in sedimentary and metamorphic rocks. *Spectrochimica Acta - Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 59(10), 2341–2352.
- JIMÉNEZ, D. M., JULIANI, C., & CORDANI, U. G. (2006). P-T-t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzon Massif, Andean basement, SE Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 322–336.
- KAMMER, A. (1996). Estructuras y Deformaciones del Borde Oriental del Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 21, 65–80.
- KAMMER, A. (1997). Los Pliegues del Sinclinal de Tunja. Analisis estructural y modelamiento geométrico. *Geología Colombiana*, 22, 3–25.
- KAMMER, A., & MORA, A. (1999). Structural styles of the folded Bogotá segment, Eastern Cordillera, Colombia. *Zentralblatt Für Geologie Und Paleontologie*, 1, 823–837.
- 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.
- KAMMER, A., MORA, A., VELAZQUEZ, A., PIRAQUIVE, A., GÓMEZ, C. (IN PRESS). Structural styles of Eastern Cordillera of Colombia. *Geology of Colombia Book*.
- KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A. D., THIRLWALL, M. F., & SINTON, C. W. (1997). Cretaceous Basaltic Terranes in western Columbia: elemental, chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38(6), 677–702.

- KOZLOWSKI, A., METZ, P., & JARAMILLO, H. A. E. (1988). Emeralds from Somondoco, Colombia; chemical composition, fluid inclusions and origin. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie, Abhandlungen*, 159(1), 23–49.
- KROONENBERG, S. B. (1982). A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie En Mijnbouw*, 61(4), 325–333.
- LEAL-MEJÍA, H. (2011). *Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach*. Universitat de Barcelona.
- MANTILLA-FIGUEROA, L. C., GARCÍA-RAMÍREZ, C. A., & VALENCIA, V. (2016). Propuesta de escisión de la denominada “Formación Silgará” (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38(1), 33–50.
- MARTENS, U., RESTREPO, J. J., ORDÓÑEZ-CARMONA, O., & CORREA-MARTÍNEZ, A. M. (2014). The Tahamí and Anacona terranes of the Colombian Andes: missing links between the South American and Mexican Gondwana margins. *The Journal of Geology*, 122(5), 507–530.
- MAULDON, M., DUNNE, W. M., & ROHRBAUGH, M. B. (2001). Circular scanlines and circular windows: New tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, 23(2–3), 247–258.
- MAYA, M., BUENAVENTURA, J., & SALINAS, R. (2004). *Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia*. Bogotá D.C: Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- MOJICA, J., & DORADO, J. (1987). El Jurásico anterior a los movimientos intermalmicos en los Andes Colombianos, Parte A: Estratigrafía. *Bioestratigrafía de Los Sistemas Regionales Del Jurásico Y Cretácico de America Del Sur*, 1, 49–110.
- MONTOYA, D., TERRAZA, R., REYES, G., MORENO, G., & FÚQUEN, J. (2008). *Geología del Cinturón Esmeraldífero Oriental Planchas 210, 228 y 229. Escala 1:100.000*. Bogotá D.C: Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- MORA, A., & KAMMER, A. (1999). Comparación de los Estilos Estructurales en la Sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, 24(24), 55–83.
- 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, 1–19.
- MORA, A., GAONA, T., KLEY, J., MONTOYA, D., PARRA, M., QUIROZ, L. I., REYES, G., & STRECKER, M. R. (2009). The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: A reconstruction of lower cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research*, 21(1), 111–137.
- MORA, A., HORTON, B., MESA, A., RUBIANO, J., KETCHAM, R. A., PARRA, M., BLANCO, V., GARCIA, D., & STOCKLI, D. F. (2010a). 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.

- MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M. R., SOBEL, E. R., ZEILINGER, G., JARAMILLO, C., FERREIRA DA SILVA, S., & BLANCO, M. (2010b). The eastern foothills of the eastern cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *GSA Bulletin*, 122, 1846–1864.
- MORA, A., REYES-HARKER, A., RODRIGUEZ, G., TESÓN, E., RAMIREZ-ARIAS, J. C., PARRA, M., CABALLERO, V., MORA, J. P., QUINTERO, I., VALENCIA, V., IBAÑEZ, M., HORTON, B., & STOCKLI, D. F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation : Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 411–442.
- MORA, A., PARRA, M., FORERO, G. R., BLANCO, V., MORENO, N., CABALLERO, V., STOCKLI, D. F., DUDDY, I., & GHORBAL, B. (2015). What Drives Orogenic Asymmetry in the Northern Andes?: A Case Study from the Apex of the Northern Andean Orocline. In C. Bartolini & P. Mann (Eds.), *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (pp. 547–586). AAPG Memoir 108.
- MORENO, G., TERRAZA, R., & MONTOYA, D. (2009). Geología del Cinturón Esmeraldífero Oriental (CEOR). *Boletín de Geología*, 31(2), 51–67.
- MORENO, N., SILVA, A., MORA, A., TESÓN, E., QUINTERO, I., ROJAS, L. E., LOPEZ, C., BLANCO, V., CASTELLANOS, J., SÁNCHEZ, J., OSORIO, L., NAMSON, J., STOCKLI, D. F., & CASALLAS, W. (2013). Interaction between thin- and thick-skinned tectonics in the foothill areas of an inverted graben. The Middle Magdalena Foothill belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 221–255.
- NIVIA, A., MARRINER, G. F., KERR, A. C., & TARNEY, J. (2006). The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 423–436.
- NOMURA, S. F., SAWAKUCHI, A. O., BELLO, R. M. S., MÉNDEZ-DUQUE, J., FUZIKAWA, K., GIANNINI, P. C. F., & DANTAS, M. S. S. (2014). Paleotemperatures and paleofluids recorded in fluid inclusions from calcite veins from the northern flank of the Ponta Grossa dyke swarm: Implications for hydrocarbon generation and migration in the Paraná Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 52, 107–124.
- ORDÓÑEZ-CARMONA, O., RESTREPO ÁLVAREZ, J. J., & PIMENTEL, M. M. (2006). Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 372–382.
- 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(16), 552–554.
- PARNELL, J., HONGHAN, C., MIDDLETON, D., HAGGAN, T., & CAREY, P. (2000). Significance of fibrous mineral veins in hydrocarbon migration: fluid inclusion studies. *Journal of Geochemical Exploration*, 69–70, 623–627.
- PARRA, M., MORA, A., SOBEL, E. R., STRECKER, M. R., & GONZÁLEZ, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 28(4), 1–27.

- PETER, J. M., GOODFELLOW, W. D., & LEYBOURNE, M. I. (1994). Fluid inclusion petrography and microthermometry of the Middle Valley hydrothermal system, northern Juan de Fuca Ridge. *Proc. ODP, Sci.*, 139(21), 411–428.
- PIMPIREV, C., PATARROYO, P., & SARMIENTO, G. (1992). Stratigraphy and facies analysis of the Caqueza Group, the Sequence of Lower Cretaceous turbidites in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Sciences*, 5(34), 297–308.
- PINDELL, J. L., HIGGS, R., & DEWEY, J. F. (1998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In *Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication* (Vol. 58, pp. 45–86).
- PINDELL, J. L., & KENNAN, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1–55.
- PIRAQUIVE, A., DÍAZ, J. S., CUÉLLAR, T., GERMÁN, P., & KAMMER, A. (2011). Reactivación Neógena de estructuras de rift del Cretácico Temprano asociadas con la Falla de Chámeza, Pajarito, Boyacá (Colombia): evidencias tectónicas y bioestratigráficas. *Geología Colombiana*, 36(1), 197–216.
- RAMÍREZ, L. H. (2011). *Determinación de los patrones de fracturamiento de la formación Mirador en el anticlinal del guavio, mediante el análisis de imágenes de pozo. Implicaciones en la permeabilidad y productividad del reservorio*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.
- RAMSAY, J. G., & HUBER, M. I. (1988). *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. (Vol. 2). London: Academic press.
- RENZONI, G. (1968). Geología del Macizo de Quetame. *Geología Colombiana*, 5, 75–128.
- RESTREPO, J. J., & TOUSSAINT, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189–193.
- RESTREPO, J. J., ORDÓÑEZ-CARMONA, O., ARMSTRONG, R., & PIMENTEL, M. M. (2011). Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 497–507.
- ROBLES, W., KAMMER, A., MARENTES, M., & ESPITIA, W. (2008). Comparative methodological considerations for estimating fracture parameters. In *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts* (pp. 450–453).
- ROEDDER, E. (1984). *Reviews in Mineralogy 12: FLUID INCLUSIONS*. (P. H. Ribbe, Ed.). Blackburg, Virginia, USA: Mineralogical Society of America.
- ROHRBAUGH, M. B., DUNNE, W. M., & MAULDON, M. (2002). Estimating fracture trace intensity, density, and mean

length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2089–2104.

SAMSON, I., ANDERSON, A., & MARSHALL, D. (Eds.). (2003). *Fluid Inclusions Analysis and Interpretation* (Robert Rae). Vancouver, British Columbia: Mineralogical Association of Canada.

SÁNCHEZ-VILLAR, N., KAMMER, A., MORA, A., TAMARA, J., & MONTAÑA, J. (2011). Significado de fracturas en la evolución estructural del Anticlinal de Monterralo, Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, 36(1), 105–122.

SARMIENTO-ROJAS, L. F. (2001). *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models*. Vrije Universiteit Amsterdam, the Netherlands.

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.

SAVALLI, L., & ENGELDER, T. (2005). Mechanisms controlling rupture shape during subcritical growth of joints in layered rocks. *GSA Bulletin*, 117(3–4), 436–449.

SHEPPERD, T., RANKING, A. H., & ALDERTON, D. H. M. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies*. Glasgow and London: Blackie.

SILVA, A., MORA, A., CABALLERO, V., RODRIGUEZ, G., RUIZ, C., MORENO, N., PARRA, M., RAMIREZ-ARIAS, J. C., IBAÑEZ, M., & QUINTERO, I. (2013). Basin compartmentalization and drainage evolution during rift inversion: evidence from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 369–409.

SIMONEIT, B. R. T., & LONSDALE, P. F. (1982). Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas Basin. *Nature*, 295, 198–202.

SOPER, N. J. (1986). Geometry of transecting, anastomosing solution cleavage in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 8(8), 937–940.

SPIKINGS, R., COCHRANE, R., VILLAGÓMEZ, D., VAN DER LELIJ, R., VALLEJO, C., WINKLER, W., & BEATE, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95–139.

TABOADA, A., RIVERA, L. A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J., & RIVERA, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787–813.

TAMARA, J. (2009). *Influencia de la Posición Estructural y Estratigráfica en el desarrollo de los Sistemas de Fracturas del Anticlinal de Buenavista, Villavicencio, Colombia*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.

TAMARA, J., MORA, A., ROBLES, W., KAMMER, A., ORTIZ, A., SÁNCHEZ-VILLAR, N., PIRAQUIVE, A.,

- RUEDA, L. H., CASALLAS, W., CASTELLANOS, J., MONTAÑA, J., PARRA, L. G., CORREDOR, J., RAMIREZ, A., & ZAMBRANO, E. (2015). Fractured reservoirs in the Eastern Foothills, Colombia, and their relationship with fold kinematics. *AAPG Bulletin*, 99(8), 1599–1633.
- TEIXELL, A., RUIZ, J.-C., TESÓN, E., & MORA, A. (2015). The Structure of an Inverted Back-arc rift: Insights from a Transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogota. In C. Bartolini & P. Mann (Eds.), *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (pp. 499–516). AAPG Memoir 108.
- TERRAZA, R., MONTOYA, D., REYES, G., MORENO, G., & FÚQUEN, J. (2008). *Geología del Cinturón Esmeraldífero Oriental Planchas 210, 228 Y 229*. (No. Informe 2877). Bogotá D.C: Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- TESÓN, E., MORA, A., SILVA, A., NAMSON, J., TEIXELL, A., CASTELLANOS, J., CASALLAS, W., JULIVERT, M., TAYLOR, M., IBAÑEZ-MEJIA, M., & VALENCIA, V. A. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 257–283.
- TREKAMP, R., KELLOGG, J., FREYMUELLER, J. T., & MORA, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157–171.
- VAN DER LELIJ, R., SPIKINGS, R., ULIANOV, A., CHIARADIA, M., & MORA, A. (2016). Paleozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271–294.
- VELANDIA, F., ACOSTA, J., TERRAZA, R., & VILLEGAS, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399(1–4 SPEC. ISS.), 313–329.
- VILLAGÓMEZ, D., SPIKINGS, R., MAGNA, T., KAMMER, A., WINKLER, W., & BELTRÁN, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3–4), 875–896.
- VILLAGÓMEZ, D., & SPIKINGS, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160–161(1), 228–249.
- VILLAMIL, T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1–4), 239–275.
- VINASCO, C. J., CORDANI, U. G., GONZÁLEZ, H., WEBER, M., & PELAEZ, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 355–371.
- WARD, D. E., GOLDSMITH, R., CRUZ, J. B., & RESTREPO, H. A. (1974). *Geology of quadrangles H-12, H-13, and parts of I-12 and I-13, (zone III) in northeastern Santander Department, Colombia (No. 74-258)*. US Geological Survey.

WATKINS, H., BOND, C. E., HEALY, D., & BUTLER, R. W. H. (2015). Appraisal of fracture sampling methods and a new workflow to characterise heterogeneous fracture networks at outcrop. *Journal of Structural Geology*, 72, 67–82.

XU, G. (1997). Fluid inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inlier: implications for palaeostress states and deformation conditions during orogenesis. *Journal of Structural Geology*, 19(11), 1359–1368.

ZANELLA, A., COBBOLD, P. R., & ROJAS, L. (2014). Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Marine and Petroleum Geology*, 55, 250–261.

ZHOU, Q., XIAO, X., PAN, L., & TIAN, H. (2014). The relationship between micro-Raman spectral parameters and reflectance of solid bitumen. *International Journal of Coal Geology*, 121, 19–25.

Anexo: A. Tabla de datos microtermométricos de las inclusiones fluidas

ANEXO A. Datos microtermetría de inclusiones fluidas. Abreviaturas: T°pfh, temperatura primera fusión del hielo; T°fhidro, temperatura fusión de la hidrohalita; T°ffh, temperatura fusión final del hielo; T°ffcl, temperatura fusión clatrato; T°pfCH4, temperatura primera fusión del metano; T°hCH4, temperatura homogenización del metano; T°pfCO2, temperatura primera fusión del dióxido de carbono; T°hCO2, temperatura homogenización del dióxido de carbono; T°fsol, temperatura de fusión del sólido; T°h, temperatura de homogenización; T°dec, temperatura decrepitación; LVS, Líquido-Vapor-Sólido; LV, Líquido-Vapor; VL, Vapor-Líquido.

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.	
JA-08	Sintaxial	Cuarzo	1	Primaria - Trifásica LVS	-56.9	-27.6	-6.2	16.6	---	---	---	---	201.7	218	---	31.95	
			2	Primaria - Trifásica LVS	-56.8	-26.4	---	15.4	---	---	---	---	201.7	214.5	---	31.95	
			3	Primaria - Trifásica LVS	-56.8	-26.4	---	---	---	---	---	---	201	206.3	---	31.92	
			4	Primaria - Bifásica LV	-56.8	-26.4	---	15.4	---	---	---	---	---	200.8	---	22.72	
			5	Primaria - Bifásica LV	-56.8	-26.4	---	---	---	---	---	---	---	228.9	---	22.72	
			6	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	232.5	---	---	
		Calcita	1	Primaria - Bifásica LV	-56.2	-27	---	16.3	---	---	---	---	---	---	275	---	22.63
			2	Primaria - Bifásica LV	-56.2	-27	---	---	---	---	---	---	---	---	156.7	---	22.63
JA-11B	Sintaxial	Calcita	1	Primaria - Bifásica LV	---	---	-5	2.2	---	---	-56.6	31	---	151.7	---	13.83	
			2	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	65	---	---

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.	
			3	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	0.5	---	---	---	31	---	109.2	---	16.54	
			4	Primaria - Bifásica LV	---	---	-5	0.5	---	---	---	---	---	143.2	---	16.54	
			5	Primaria - Bifásica LV	---	---	-3	0.5	---	---	---	---	---	135.2	---	16.54	
		Cuarzo	1	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	-56.6	20	---	161.3	---	21.41	
			2	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	135.2	---	21.41
			3	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	125.7	---	21.41
			4	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	139.6	---	21.41
			5	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	142.5	---	21.41
			6	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	152.2	---	21.41
			7	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	131.5	---	21.41
			8	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	139.6	---	21.41
			9	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	152.1	---	21.41
			10	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	140.7	---	21.41
			11	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-32.9	---	---	---	---	---	-56.6	20	---	131.5	---	21.41

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.			
JA-11C	Sintaxial	Calcita	1	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	111.6	---	---			
			2	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	54.3	---	---		
			3	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
			4	Pseudosecundaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	92.4	---	---	
			5	Pseudosecundaria - Bifásica LV	-61	-27	-20.3	---	---	---	---	---	---	---	---	125	---	22.87	
			6	Pseudosecundaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
			7	Pseudosecundaria - Bifásica LV	-61	-27	-20.3	---	---	---	---	---	---	---	---	150	---	22.87	
			8	Primaria - Bifásica LV	-62	-30	-8.4	---	---	---	---	---	---	---	---	154.2	---	12.18	
			9	Primaria - Bifásica LV	---	---	-9	---	---	---	---	---	---	---	---	128	---	12.87	
			10	Primaria - Bifásica LV	-62	-30	---	---	---	---	---	---	---	---	---	128	---	---	
			11	Primaria - Bifásica LV	-62	-30	-14.9	---	---	---	---	---	---	---	---	154	---	18.70	
JA-11D	Sintaxial	Calcita	1	Primaria - Bifásica LV	-50.2	-34.3	-23	---	---	---	---	---	---	157	---	24.70			

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.
			2	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	157.4	---	---
			3	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	157.4	---	---
			4	Primaria - Bifásica LV	-50.2	---	-25	-2.1	---	---	---	---	---	152	---	25.99
			5	Primaria - Bifásica LV	-57.2	---	---	---	---	---	---	---	---	147	---	---
		Cuarzo	1	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-37.3	-10	---	---	---	---	---	107.8	153.4	---	28.20
			2	Primaria - Bifásica LV	-57.2	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	153.4	---	20.85
			3	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-33.6	-10	9.7	---	---	---	---	115.3	150.8	---	28.43
			4	Primaria - Bifásica LV	-58	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	150.8	---	20.85
			5	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	150.8	---	20.85
			6	Primaria - Bifásica LV	-58	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	150.8	---	20.85
			7	Primaria - Bifásica LV	-58	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	153.4	---	20.85
			7	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-36.7	-10	9.7	---	---	---	---	114	150.8	---	28.39

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.
			8	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-37.3	-10	---	---	---	---	---	101.9	142.7	---	28.032
			9	Primaria - Trifásica LVS	-58	-33.6	-10	10	---	---	---	---	115.3	150.8	---	28.43
			10	Primaria - Bifásica LV	-58	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	150.8	---	20.85
			11	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-37.3	-10	---	---	---	---	---	115.3	150.8	---	28.43
			12	Primaria - Trifásica LVS	-58	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	142.7	---	20.85
			13	Primaria - Trifásica LVS	-58	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	163.9	---	20.85
			14	Primaria - Trifásica LVS	-57.2	-36.7	-10	---	---	---	---	---	---	154.3	---	20.8527
			15	Primaria - Trifásica LVS	-58	-36.7	-6.3	---	---	---	---	---	115	150.8	---	28.42
			16	Primaria - Bifásica LV	-58	-36.7	-6.3	-3.3	---	---	---	---	---	150.8	---	20.85
			17	Primaria - Trifásica LVS	-58	-36.7	-6.3	---	---	---	---	---	114	143.6	---	28.39
JN-04	Sintaxial	Cuarzo	1	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	---	---	240.6	326.3	---
			2	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	---	-56.6	---	---	240.6	326.3

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.
			3	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	---	---	239.1	326.3	---
			4	Primaria - Trifásica LVS	-65.5	---	-1.9	12.5	---	---	-56.6	30	190	235.7	326.3	31.38
			5	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	-9	4.8	---	---	-56.6	31	---	235.7	326.3	9.46
			6	Primaria - Trifásica LVS	-65.5	---	-1.9	4.8	---	---	-56.6	30.5	260.2	314.5	326.3	35.33
			7	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	-9	4.8	---	---	-56.6	30.5	---	255.6	326.3	9.46
			8	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	30.5	---	260.2	326.3	---
			9	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	30	---	240.6	326.3	---
			10	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	31	---	276.7	326.3	---
			11	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	31	---	314.5	326.3	---
			12	Primaria - Bifásica LV	-65.5	---	---	---	---	---	-56.6	31	---	260.2	326.3	---
		Calcita	1	Primaria - Trifásica LVS	-59.4	-34.2	-9	---	---	---	-56.6	31	199	274	---	31.82
			2	Primaria - Bifásica LV	-59.4	-35	-8.8	4.5	---	---	-56.6	30	---	285.6	---	9.98
			3	Primaria - Bifásica LV	-59.4	-35	-8.8	4.5	---	---	-56.6	30	---	248	---	9.98

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.		
			4	Primaria - Bifásica LV	---		---	---	---	---	---	---	---	---	---	---		
			5	Primaria - Bifásica LV	-59.4	-34.5	-9	---	---	---	-56.6	31	---	271.6	---	12.84		
JN-16B	Tipo beef.	Calcita/Clorita	1	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---		
			2	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
			3	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
			4	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
		Calcita	1	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-22.9	-5.3	6.7	---	---	-56.6	21	---	173.4	---	6.08		
			2	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-22.9	-3.3	6.7	---	---	-56.6	20	---	144	342	6.08		
			3	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	91.3	342	---		
			4	Primaria - Bifásica LV	-66.3	-22.9	-4.5	6.7	---	---	---	---	---	270.5	420	6.08		
			5	Primaria - Bifásica LV	---	---	---	---	---	---	---	---	---	135	400	---		
			6	Primaria - Bifásica LV	-70.3	---	---	---	---	---	---	---	---	135	>500	---		
			7	Primaria - Bifásica LV	-70.3	---	---	---	---	---	-56.6	---	---	135	---	---		
			8	Primaria - Bifásica LV	-82.1	-23.4	-4.5	6.7	---	---	-56.6	21	---	135	---	6.08		

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.
JR-1	Tipo beef.	Calcita	1	Primaria - Bifásica VL	---	---	---	---	-181.8	-80.5	-56.6	31	---	---	>500	---
			2	Primaria - Bifásica V	---	---	---	---	-181.8	-80.5	-56.6	31	---	---	>500	---
			3	Primaria - Bifásica VL	-154.1	-29.4	-16.2	---	-184	-80	-76.7	30	---	---	>500	19.78
			4	Primaria - Bifásica VL	-154.1	-29.4	-15.3	11.6	-160	-80	-76.7	30	---	---	>500	19.04
			5	Primaria - Bifásica VL	-154.1	-29.4	-9.2	---	-160	-85	-76.7	30	---	---	>500	13.10
			6	Primaria - Bifásica VL	-163.6	-23	-9.2	---	-163.6	---	-69.4	30	---	---	>500	13.10
			7	Primaria - Bifásica LV	-94.7	-40	---	---	---	---	-56.6	---	---	267.9	486.5	20.36
			8	Primaria - Bifásica LV	-94.7	-40	---	---	---	---	-56.6	---	---	250	486.5	20.36
			9	Primaria - Bifásica LV	-94.7	-40	---	---	---	---	-56.6	---	---	277.6	486.5	20.36
			10	Primaria - Bifásica LV	-97.2	-40.9	---	---	---	---	-83.9	---	---	250	486.5	20.23
			11	Primaria - Bifásica LV	-97.2	-40.9	---	---	---	---	-83.9	---	---	255.2	486.5	20.23

Muestra	Tipo de Vena	Mineral Hospedante	Inclusión Fluida Medida	Tipo de Inclusión Fluida y fases observadas	T° pfh	T° fhidro	T° ffh	T° ffcl	T° pfCH4	T° hCH4	T° pfCO2	T° hCO2	T° fsol	T°h	T° dec	Salinidad : % en peso NaCl eq.
			12	Primaria - Bifásica LV	-97.2	-40.9	---	---	---	---	---	---	---	225	486.5	20.23
			13	Primaria - Bifásica LV	-97.2	-40.9	---	---	---	-83.9	---	---	---	486.5	486.5	20.23