

Análisis de la Evolución Termal y Potencial Reservoirio de Las Rocas Jurásicas en la
Confluencia del Macizo de Santander y las Cuencas Cesar, Valle Medio e Inferior del
Magdalena

Camilo Alberto Anaya Arias

Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de Magister en Geología

Director:

Francisco Alberto Velandia Patiño

Doctor en Geología

Codirector (es):

Luis Carlos Mantilla Figueroa

Doctor en Geología Económica

Rocio del Pilar Bernal Olaya

Doctor en Geofísica

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Maestría en Geología

Bucaramanga

2020

A mi madre y mi abuela.

Al lector...

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Industrial de Santander por brindar los espacios y herramientas necesarias para el desarrollo de esta investigación, como también al Fondo Nacional de Financiamiento para la Ciencia, Tecnología y la Innovación – Fondo Francisco José de Caldas, quien mediante convenio ANH-COLCIENCIAS-UIS otorgan la beca y el acceso a la información que permitió finalizar esta investigación y proceso de formación.

A los profesores de la Universidad Industrial de Santander: a mi director Ph.D. Francisco Velandia por su dirección, apoyo y acompañamiento crítico e incondicional en el proceso de formación como geocientífico, a mi codirector Luis Carlos Mantilla por las apasionadas cátedras, a mi codirectora Rocío Olaya por compartir sus rigurosas metodologías de aprendizaje, a mi amigo y docente Giovanni Jiménez por motivar la investigación en sus estudiantes.

Agradecimientos especiales al profesor Ph.D. Luca Caracciolo, con quien compartí intensas charlas que permitieron comprender la importancia de los procesos geológicos de carácter termal en la industria del petróleo sus los controles petrográficos, a la *2nd School on Sandstone Diagenesis* realizada en la Friedrich-Alexander-Universität (Agosto 27-29, Erlangen - Alemania) y a la Asociación Internacional de Sedimentólogos (IAS) quien me brindo el apoyo/beca (travel grant) para movilizarme hasta la ciudad donde se realizó el evento.

Contenido

	Pág.
Introducción	20
1. Objetivos	24
1.1 Objetivo General	24
1.2 Objetivos Específicos.....	24
2. Marco Geológico	25
2.1 Tectónica.....	25
2.2 Cuencas sedimentarias y basamento.....	26
2.3 Geología Estructural	34
3. Método de Trabajo.....	34
3.1 Compilación y Análisis de Antecedentes	34
3.2 Control cartografía y geología estructural	35
3.3 Geocronología.....	36
3.4 Petrografía.....	37
3.5 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)	38
3.6 Difracción de Rayos X (DRX).....	39
3.7 Microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF)	43

4. Resultados.....	45
4.1 Control cartografía geológica	45
4.2 Geología estructural.....	46
4.2.1 Lineamientos regionales.	47
4.2.3 Tensores.	51
4.3 Geocronología.....	52
4.4 Petrografía.....	53
4.4.1 Muestras superficiales.....	53
4.4.2 Muestras de pozo.	58
4.5 Microscopia electrónica de barrido (MEB)	63
4.6 Difracción de rayos X (DRX)	71
4.6.1 Muestras superficie.....	71
4.6.2 Muestras de pozo.	75
4.7 Microtermometría de inclusiones fluidas (IF)	77
5. Discusión de Resultados	78
5.1 Litología y edad del basamento	78
5.2 Marco Estructural.....	79
5.3 Análisis Termal.....	80
5.4 Calidad de reservorio	82
6. Conclusiones.....	85

Referencias Bibliográficas 87

Apéndices..... 97

Listado de Figuras

	Pág.
Figura 1. A) contexto tectónico regional en el extremo norte de Suramérica (Andes del Norte). B) ubicación área de estudio, fallas locales y las principales cuencas sedimentarias aledañas	21
Figura 2. Modelos tectónicos propuestos para el Jurásico.....	23
Figura 3. Unidades cronoestratigráficas aflorantes en el área de estudio y en zonas circundantes.	25
Figura 4. Columna generalizada unidades litoestratigráficas de la Sub-cuenca Cesar, sistema petrolífero y procesos geológicos.	27
Figura 5. Columna generalizada de Unidades Lito y Cronoestratigráficas para la cuenca del Valle Medio del Magdalena.	30
Figura 6. Columna generalizada de Unidades Litoestratigráficas y sistema petrolífero Sub cuenca Plato.	31
Figura 7. Columna estratigráfica generalizada de las unidades presentes en el Macizo de Santander.	33
Figura 8. Microscopio Nikon Eclipse Pol E200 y sus partes principales.	37
Figura 9. a) Microscopio Electrónico de Barrido QUANTA FEG 650, b) áreas de trabajo previamente seleccionadas, c) secciones delgadas pulidas con recubrimiento en carbono y oro sobre el soporte interno del microscopio electrónico de barrido, d) cámara interna del microscopio electrónico de barrido antes de ser sellada al vacío.	38

Figura 10. Valores limítrofes de cristalinidad de la illita para diagénesis, anquizona, y epizona, calculados mediante el método gráfico índice de Kubler.	40
Figura 11. Mortero de ágata y malla No. 400 utilizada para la preparación de la porción de muestra para bulk.....	40
Figura 12. a) balanza analítica con 100 gr de muestra disgregada, b) cristales de pirofosfatos c) balanza analítica con 1 gr de pirofosfato para ser diluido en 5 ml de agua destilada, d) vasos de precipitado de 2000 ml con los 100 gr de muestra disgregada, e) probeta con 1000 ml de solución para ser decantada durante 14 horas.	41
Figura 13. a) Centrifuga GEMMY PLC-025, b) materiales de trabajo para la separación de arcilla.	42
Figura 14. Unidades Jurásicas aflorantes en el área de interés, A) Contacto Fm Noreán, depósitos recientes (Qcal). B) Jagüey semi-seco donde afloran redbeds jurásicas, estación CM2. C) Patrones principales de diaclasamiento Fm Noreán. D) Granitoide con alteración supergénica, estación CM3 (escala vertical 1.90 cm).	46
Figura 15. Izquierda: placa de sellado del pozo ANH-VMM-WP271-1X; derecha: panorámica del área de estudio desde el pozo.....	46
Figura 16. Análisis cuantitativo de lineamientos regionales; A) Inputdata: orto-imagen ALOS-Palsar resolución espacial 30 metros, recuadro rojo área de análisis FracPaQ, recuadro azul zona de interés. B) Mapa de patrones de fracturamiento- C) Diagrama rosa para las tendencias de fracturamiento en superficie.	47
Figura 17. Diagrama rosa asociados a cada una de las 20 estaciones de control estructural realizadas durante la campaña de campo.	50

- Figura 18. Diagramas de densidad de polos generados a partir de los datos de las diferentes familias de diaclasas colectados en campo. 50
- Figura 20. Resultados obtenidos para la muestra CM3-1 con el software IsoplotR online (Vermeesch, 2018). A) diagrama de concordia, B) diagrama radial para el cálculo de edades, C) diagrama KDE, D) diagrama CAD. 53
- Figura 21. Clasificación QAPF de las rocas plutónicas y volcanoclásticas presentes en el área de estudio, tomado y modificado Streckeisen, (1976). Izq: muestra CM3-1 (punto azul), diagrama QAPF para rocas plutónicas. Der: muestras CM2-1 (punto negro) y CM2-2 (punto rojo), diagrama QAPF para rocas volcánicas. 54
- Figura 22. Imágenes tomadas en el microscopio de luz transmitida Leica DM750P en nicols cruzados (nx) y paralelos (np) de la muestra CM2-1; línea punteada celeste: cristal euhedral anfíbol (Amp), línea punteada azul: cristal euhedral sanidina (Sa), línea punteada fucsia: cristal euhedral plagioclasa (Pl), línea punteada verde: cristal euhedral anortita (An), línea punteada morada: cristal subeuhedral biotita (Bt), línea punteada negra: lítico metamórfico (Lm) subredondeado-angular, línea sólida blanca: cristal euhedral piroxeno (Px), línea sólida negra: cristal euhedral ortoclasa (Or), línea sólida roja: cristal euhedral-subeuhedral opaco (Op), línea sólida azul: lítico sedimentario (Ls) sub-angular, línea sólida verde: porosidad secundaria, flecha blanca: alteración supergena, flecha celeste: mineral opaco (Op), flecha roja: macla tipo Carlsbad en anfíboles (Amp), flecha azul: matriz microcristalina, flecha amarilla: macla tipo Carlsbad en sanidinas (Sa), flecha verde: lítico metamórfico (Lm), flecha fucsia: macla tipo albita-Carlsbad en plagioclasas (Pl), flecha negra con borde fucsia: macla plagioclasa ricas en Ca, flecha roja borde blanco: recubrimiento de óxido de hierro, flecha blanca borde negro: desvitrificación. 55

Figura 23. Imágenes tomadas en el microscopio de luz transmitida Leica DM750P en nicols cruzados (nx) y paralelos (np) de la muestra CM2-2; línea punteada celeste: cristal euhedral anfíbol (Amp), línea punteada azul: cristal euhedral sanidina (Sa), línea punteada fucsia: cristal euhedral plagioclasa (Pl), línea punteada verde: cristal euhedral anortita (An), línea punteada morada: cristal subhedral biotita (Bt), línea punteada roja: cristal subhedral cuarzo (Qz), línea punteada negra: lítico metamórfico (Lm) subredondeado-angular, línea sólida blanca: cristal euhedral piroxeno (Px), línea sólida negra: cristal euhedral ortoclasa (Or), línea sólida roja: cristal euhedral-subhedral opaco (Op), línea sólida verde: porosidad secundaria, flecha blanca: alteración supergena, flecha celeste: mineral opaco (Op), flecha roja: macla tipo Carlsbad en anfíboles (Amp), flecha azul: matriz microcristalina, flecha amarilla: macla tipo Carlsbad en sanidinas (Sa), flecha verde: lítico metamórfico (Lm), flecha fucsia: macla tipo albita-Carlsbad en plagioclasas (Pl), flecha roja borde blanco: recubrimiento de óxido de hierro, flecha blanca borde negro: desvitrificación..... 56

Figura 25. Imagen procesada con JMicroVision para el cálculo areal de la porosidad en la muestra CM2-1, puntos verdes y rojos porosidad secundaria, línea verde perímetro evento mineralizante. 58

Figura 26. Imágenes en nicols paralelos y cruzados de basaltos andesíticos pozo ANH-VMM-WP271-1X. A) muestra 866.3 ft. B) muestra 959.3 ft; flecha amarilla: epidota (Ep); flecha azul: clorita (Chl); flecha roja: caolinita (Kln). 60

Figura 27. Imágenes en nicols paralelos y cruzados de tobas ubicadas en el pozo ANH-VMM-WP271-1X. A) toba vítrea muestra 880.3 ft. B) toba cristalina muestra 1012.8 ft; flecha amarilla: epidota (Ep); flecha roja: caolinita (Kln); flecha azul: clorita (Chl); flecha celeste: fractura rellena de CaCO₃..... 61

- Figura 29. Clasificación QAP de las rocas volcánicas (Streckeisen, 1976) y QFL para rocas sedimentarias (Dickinson's, 1985) presentes en pozo ANH-VMM-WP271-1X (puntos rojos) y en superficie (puntos azules). 62
- Figura 30. Imagen procesada con JMicroVision para el cálculo áreal de la porosidad en la muestra del pozo ANH-VMM-WP271-1X a una profundidad de 2519.5 ft, los puntos rojos corresponden a la porosidad secundaria. 64
- Figura 32. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); Lmt – Laumontita, Bt – Biotita, Sa – Sanidina, Pl-Na – Plagioclasa rica en sodio, línea amarilla – limite evento mineralizante alterado, línea azul punteada – borde de sanidina sin alterar. En la izquierda la magnificación del recuadro rojo de la derecha. 66
- Figura 33. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-2, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); O (Fe, Ti) – Óxido de hierro y titanio, Kfs – Feldespato potásico, Bt – Biotita, Pl-Na – Plagioclasa rica en sodio. 67
- Figura 34. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-2, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); Lmt – Laumontita, Pl-Na – Plagioclasa Sodica, Ap – Apatito, Amp – Anfíbol. La línea amarilla delimita un evento mineralizante alterado con alto contenido en calcio (Ca). 68
- Figura 35. Dos secuencias (superior e inferior) de imágenes con electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-2, y difractogramas obtenidos a partir de espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); ill – Illita, Chl – Clorita, Kfs – Feldespato potásico. Las magnificaciones aumentan de izquierda a derecha, la imagen ubicada a la derecha

de otra representa la magnificación del recuadro verde de la izquierda. En esta oportunidad al illita se presenta como sustitución isomorfa de piroxenos..... 69

Figura 36. Secuencia de imágenes con electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos a partir de espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); se aprecia la afinidad de la esmectita (Esm) para fungir como relleno de poro, su aspecto masivo y el inusual contenido de Mn. 70

Figura 37. Secuencia de imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); illita (ill) en sustitución isomorfa parcial de un cristal idiomórfico de sanidina (Sa). 70

Figura 38. Secuencia de imágenes con electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos a partir de espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); se aprecia el alto contenido de Na en un microlito de plagioclasa. 71

Figura 39. Difractograma de rayos X para la muestra roca total CM2-1 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral..... 72

Figura 40. Difractograma de rayos X para la muestra de roca total CM2-2 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral..... 73

Figura 41. Difractograma de rayos X para la fracción < 2.0 μm de la muestra CM2-1 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método grafico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (epizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral..... 73

- Figura 42. Difractograma de rayos X para la fracción < 0.2 μm de la muestra CM2-1 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método grafico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (anquizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral..... 74
- Figura 43. Difractograma de rayos X para la fracción < 2.0 μm de la muestra CM2-2 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método grafico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (epizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral..... 74
- Figura 44. Difractograma de rayos X para la fracción < 0.2 μm de la muestra CM2-2 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método grafico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (anquizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral..... 75
- Figura 45. Diagrama QAP para rocas volcánicas con los datos de las fases minerales identificadas con DRX para el pozo ANH-VMM-WP271-1X, y superficie; punto azul: riolitas (1205.5 ft, 1453 ft, 1740 ft, 2024.6 ft, 2029. 3 ft) punto verde: dacita (524.2 ft, 1307.8 ft), punto rojo: andesita superficie..... 76
- Figura 46. Inclusiones fluidas decrepitadas (flechas negras) y de tamaño minúsculo (<10 microns, felchas amarillas). Muestra del pozo ANH-VMM- WP271-1X, profundidad: 866.3 ft..... 77
- Figura 47. Zonas isotermales de ocurrencia de las diferentes fases minerales identificadas en pozo y superficie; franja roja: ventana de generación de gas, franja azul: ventana de generación de aceite. 83

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Relación profundidad – litología de las muestras seleccionadas para análisis de microtermometría.....	44
Tabla 2. Estaciones de control estructural en campo.....	49
Tabla 3. Relación estaciones de control estructural, ubicación espacial, unidad geológica y régimen de esfuerzo	51
Tabla 4. Relación alteraciones hidrotermales – profundidad para el pozo ANH-VMM-WP271 -1X	58

Lista de Apéndices

	Pág.
Apéndice A. Tablas utilizadas para la elaboración de los diferentes diagramas ternarios utilizados en esta investigación.	97
Apéndice B. Imágenes obtenidas a partir de microscopia electrónica de barrido para las muestras de la Fm. Noreán (CM2-1, CM2-2) identificadas en superficie	100
Apéndice C. Tablas entregadas por el laboratorio de dataciones radiométricas de la Universidad de Washington, para las muestras CM2-2 y CM3-1	104
Apéndice C. Los resultados del análisis cuantitativo de DRX a las muestras de pozo y superficie, con los datos porcentuales de las fases minerales se construyó.....	106
Apéndice E. Envolvente de Mohr para cada solución de tensores, datos obtenidos con el software de dominio libre Win-tensor (Delvaux & Sperner, 2003).	108

Resumen

Título: Análisis de la Evolución Termal y Potencial Reservoirio de Las Rocas Jurásicas en la Confluencia del Macizo de Santander y las Cuencas Cesar, Valle Medio e Inferior del Magdalena*

Autor: Camilo Albero Anaya Arias**

Palabras Clave: Termal, Sistema Petrolífero, Falla Bucaramanga, Petrografía.

Descripción:

La presente tesis de maestría se plantea en una zona ubicada entre los municipios de Pailitas y Curumaní, departamento del Cesar, en zona de influencia del sistema de Fallas Bucaramanga - Santa Marta con un área superficial aproximada de 63,36 km², donde la ANH ubicó pozos exploratorios, uno de los cuales fue asignado para la realización del presente trabajo de investigación. El área se encuentra ubicada al norte de Colombia, en el extremo septentrional de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, limita con las cuencas del Valle Inferior del Magdalena (Sub-cuenca de Plato) y Sub-cuenca Cesar, mientras que el basamento Paleozoico cercano aflora en los sectores vecinos del Macizo de Santander y serranía de Perijá. Se presume que el pozo de estudio se encuentra en el Alto de Chimichagua que limita las tres cuencas mencionadas.

Con base en la información geológica existente en la zona de estudio se plantea un sistema petrolífero que funciona especialmente en rocas pre-Cretácicas. La roca generadora estaría ubicada en cuencas aledañas, el reservorio y sello estarían en rocas del Jurásico. La trampa sería de tipo estructural y la migración estaría asociada a las zonas de debilidad que conecta con las cuencas vecinas. Como apoyo del sistema petrolífero, estudios previos realizados por la ANH en el pozo ANH-VMM-WP271-1X encontraron evidencias de gas natural (C1, C2) con valores entre 100 – 1000 ppm (ANH, 2016) que se reportan a una profundidad mayor de 1800 ft (en unidades Pre-Cretácicas).

* Trabajo de Grado

** Facultad de Físicoquímicas. Escuela de Geología. Maestría en Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. Doctor en Geología.

Abstract

Title: Analysis of the Thermal and Potential Reservoir Evolution of the Jurassic Rocks at the Confluence of the Massif of Santander and the Cesar Basins, Middle and Lower Valleys of Magdalena*

Author: Camilo Albero Anaya Arias**

Keywords: Thermal, Oil System, Bucaramanga Fault, Petrography.

Description:

This master's thesis is presented in an area located between the municipalities of Pailitas and Curumaní, department of Cesar, in the area of influence of the Bucaramanga - Santa Marta Fallas system with an approximate surface area of 63.36 km², where the ANH located exploratory wells, one of which was assigned to carry out this research work. The area is located in northern Colombia, at the northern end of the Middle Magdalena Valley basin, it borders the Lower Magdalena Valley (Sub-Basin of Plato) and Sub-Basin Cesar basins, while the Paleozoic basement near outcrops in the neighboring sectors of the Massif of Santander and mountain range of Perijá. It is presumed that the study well is located in the Alto de Chimichagua that limits the three mentioned basins.

Based on the existing geological information in the study area, an oil system is proposed that works especially in pre-Cretaceous rocks. The generating rock would be located in nearby basins, the reservoir and seal would be in Jurassic rocks. The trap would be structural in nature and migration would be associated with areas of weakness that connect with neighboring basins. In support of the oil system, previous studies conducted by the ANH in the ANH-VMM-WP271-1X well found evidence of natural gas (C1, C2) with values between 100 - 1000 ppm (ANH, 2016) that are reported at a depth greater than 1800 ft (in Pre-Cretaceous units).

*Bachelor Thesis

** Facultad de Físicoquímicas. Escuela de Geología. Maestría en Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. Doctor en Geología.

Introducción

La presente tesis de maestría se plantea en una zona ubicada entre los municipios de Pailitas y Curumaní, departamento del Cesar, en zona de influencia del sistema de Fallas Bucaramanga - Santa Marta con un área superficial aproximada de 63,36 km², donde la ANH ubicó pozos exploratorios, uno de los cuales fue asignado para la realización del presente trabajo de investigación (Figura 1). El área se encuentra ubicada al norte de Colombia (Figura 1), en el extremo septentrional de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, limita con las cuencas del Valle Inferior del Magdalena (Sub-cuenca de Plato) y Sub-cuenca Cesar, mientras que el basamento Paleozoico cercano aflora en los sectores vecinos del Macizo de Santander y serranía de Perijá (Figura 1). Se presume que el pozo de estudio se encuentra en el Alto de Chimichagua que limita las tres cuencas mencionadas.

Adicionalmente el área de estudio se ubica al borde del dominio estructural del bloque de Maracaibo para el que se han propuesto dos modelos tectónicos durante el Jurásico (Figura 2; Clavijo, Mantilla, Pinto, Bernal, & Pérez, 2008). Por un lado, el modelo de Rift (Cediel & Shaw, 2003; Restrepo-Pace & Cediel, 2010) presenta una zona de extensión asociada al fracturamiento de Pangea, y por el otro, el modelo de Back-Arc (Aspden, McCourt, & Br, 1987; Cardona, Valencia, Bustamante, et al., 2010) propone una depresión extensiva tipo graben producto de la zona de subducción asociada a la migración de la Placa Farallón. Esta diferencia en el modelo de evolución tectónica influye en la interpretación del gradiente geotérmico asociado al área de estudio, lo cual está relacionado con la maduración de los hidrocarburos (González-Partida, Camprubí, Canet, & González-Sanchez, 2008).

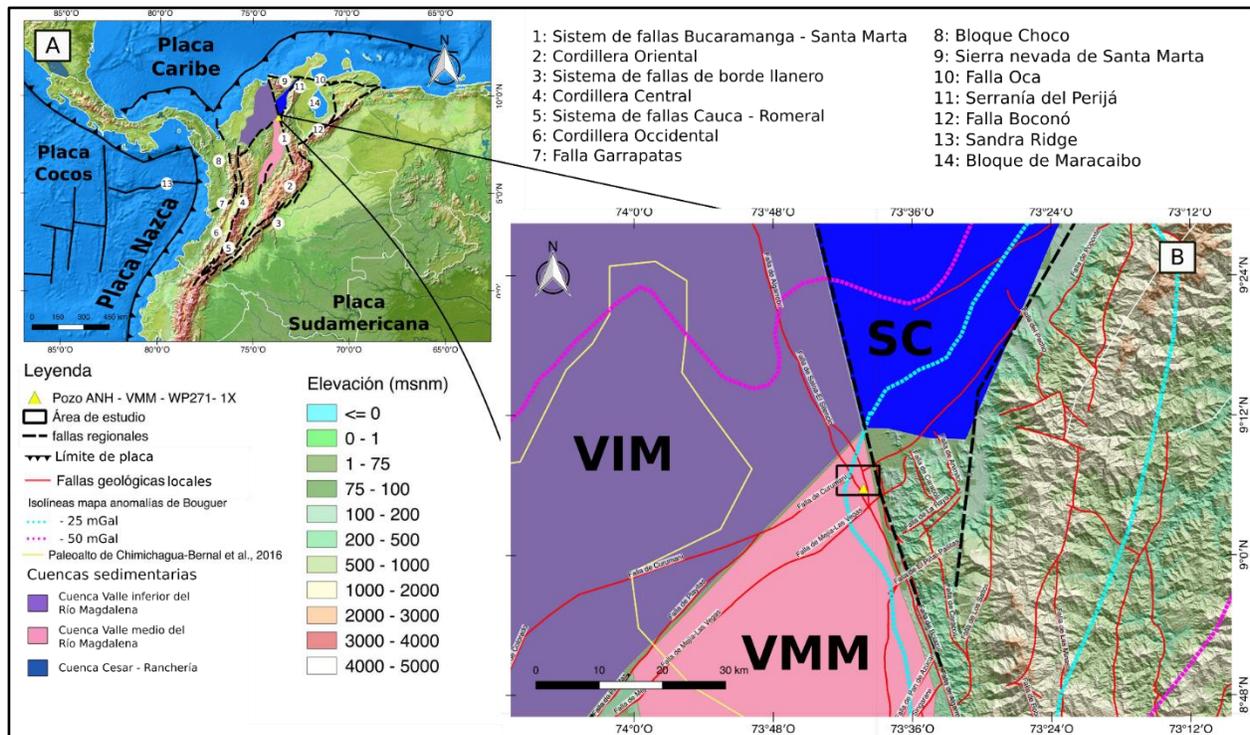


Figura 1. A) contexto tectónico regional en el extremo norte de Suramérica (Andes del Norte). B) ubicación área de estudio, fallas locales y las principales cuencas sedimentarias aledañas (VIM: Valle inferior del Magdalena; VMM: Valle medio del Magdalena; SC: Sub-cuenca Cesar).

INGEOMINAS-UIS (2006) reporta eventos magmáticos hipoabisales andesíticos – dacíticos para el área de la Serranía de San Lucas y la cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM), los cuales intruyeron unidades del Jurásico. También se han reportado unidades jurásicas sin intrusiones en sectores más al NEE (Cuéllar, López, Carrillo, & Osorio, 2012; Mesa & Rengifo, 2011). Esto significa que existe incertidumbre para esclarecer: (1) la ocurrencia o no de intrusiones magmáticas o hidrotermalismo en las unidades Pre-Cretácicas para el área de estudio o en sectores ubicados al NEE de la Serranía de San Lucas, (2) la secuencia, ambiente (P,T) y composición de los eventos de flujo de paleo fluidos, (3) el potencial hidrocarburífero de las unidades Pre-Cretácica en el área de estudio, y (4) la relación existente entre los altos de basamento y los fluidos que migraron durante la evolución de las cuencas aledañas.

A lo anterior se suma la no existencia de una columna litoestratigráfica detallada para el área de estudio que permita dar respuesta a estos interrogantes y realizar una correcta interpretación de un posible sistema petrolífero y su potencial hidrocarburífero.

Con base en la información geológica existente en la zona de estudio se plantea un sistema petrolífero que funciona especialmente en rocas pre-Cretácicas. La roca generadora estaría ubicada en cuencas aledañas, el reservorio y sello estarían en rocas del Jurásico. La trampa sería de tipo estructural y la migración estaría asociada a las zonas de debilidad que conecta con las cuencas vecinas. Como apoyo del sistema petrolífero, estudios previos realizados por la ANH en el pozo ANH-VMM-WP271-1X encontraron evidencias de gas natural (C1, C2) con valores entre 100 – 1000 ppm (ANH, 2016) que se reportan a una profundidad mayor de 1800 ft (en unidades Pre-Cretácicas).

El área de estudio representa gran interés geológico ya que registra la evolución en un sector aún polémico para el entendimiento de la evolución geológica del norte de Colombia. El entendimiento de la historia termal de una cuenca sedimentaria facilita la prospección minero-energética de la misma (Naeser, Naeser, McCulloh, & Valley, 1989), incluyendo la existencia de un sistema petrolífero. Los estudios petrográficos, petrofísicos y de flujo de paleo fluidos (Schenckman, Leal, & Pérez, 2013) propuestos como objetivos específicos de esta investigación proporcionaran un criterio (datos) más a la hora de interpretar la historia termal del paleo alto de Chimichagua.

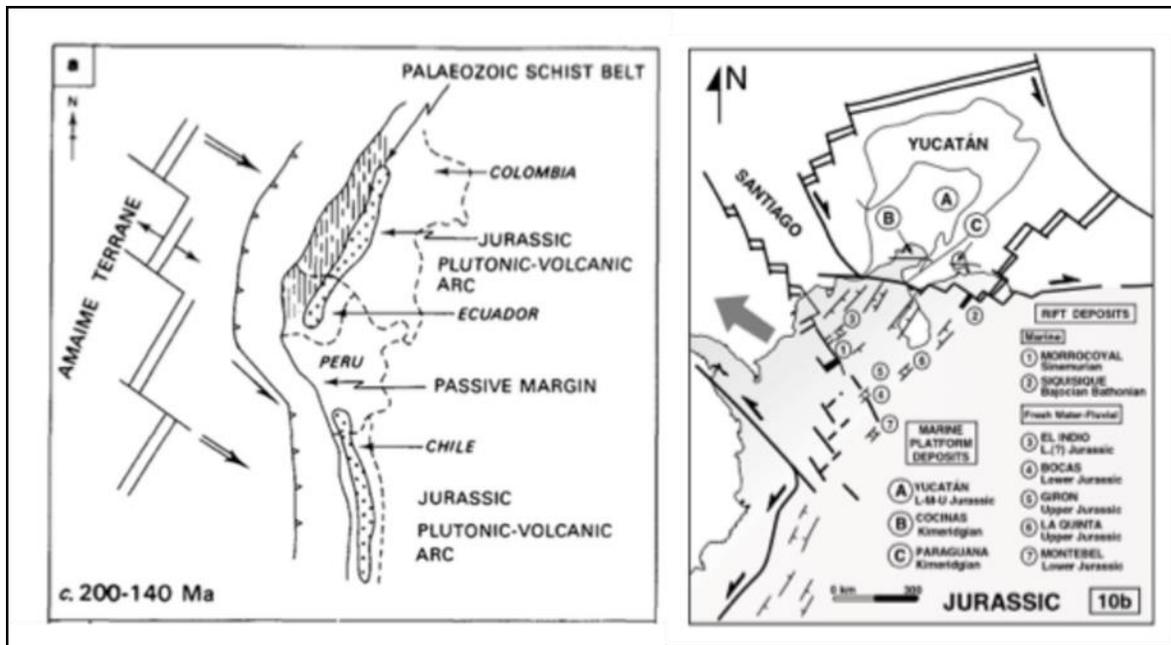


Figura 2. Modelos tectónicos propuestos para el Jurásico; izq: modelo de Aspden et al., (1987), der: modelo de Cedial & Shaw, (2003).

En la actualidad diversos ejemplos en otras latitudes nos muestran reservorios asociados a altos de basamento, desvelando potencial de almacenamiento de hidrocarburos en rocas suprayacentes asociadas (Chen, Steele-MacInnis, Ge, Zhou, & Zhou, 2016; Haggan & Parnell, 2000; Koning, 2003; Schencman et al., 2013; Sunarjanto & WiDjaja, 2013). Con base en lo anterior y con el fin de determinar el potencial reservorio para el alto de basamento en el pozo ANH-VMM-WP271-1X, se hace necesaria una correcta interpretación y caracterización petrográfica de las unidades rocosas como también de la secuencia de eventos de flujo de paleo fluidos en los altos de basamento y cuencas aledañas. Se espera que la aplicación de la metodología de estudio aporte nuevo conocimiento sobre un posible sistema petrolífero en el área de estudio.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Analizar las rocas del basamento pre-Cretácico del pozo ANH-VMM-WP271-1X, localizado en un alto estructural presente en cercanías a la falla de Bucaramanga-Santa Marta y su relación como potencial reservorio para hidrocarburos.

1.2 Objetivos Específicos

- Determinar las fases minerales presentes y caracterizar la fracción arcilla (DRX) desde el punto de vista de la madurez termal para las litologías de interés.
- Analizar la evolución termal de los diferentes flujos de fluidos asociados al basamento en el área de estudio mediante petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas de minerales de autigénicos.
- Establecer a la luz de los datos obtenidos, la secuencia de los diferentes eventos de flujo de fluidos y el potencial de las litologías del basamento estudiadas como reservorio de hidrocarburos.

2. Marco Geológico

2.1 Tectónica

La evolución geológica del norte de Colombia durante el Jurásico es aún controversial, por un lado, varios autores (Aspden et al., 1987; Cardona et al., 2010; Montes et al., 2005; Nova et al., 2019) proponen una zona de subducción entre la placa Farrallón y la margen occidental de Pangea que daría origen al volcanismo de edad jurásica y a las cuencas tipo pull-apart que facilitaron la preservación del registro estratigráfico. Sin embargo, otros autores prefieren asociar el ambiente extensional a una zona de rift intracratónica que facilitó el fracuramiento del supercontinente Pangea (Cediel et al., 2003; Restrepo-Pace & Cediel, 2010).

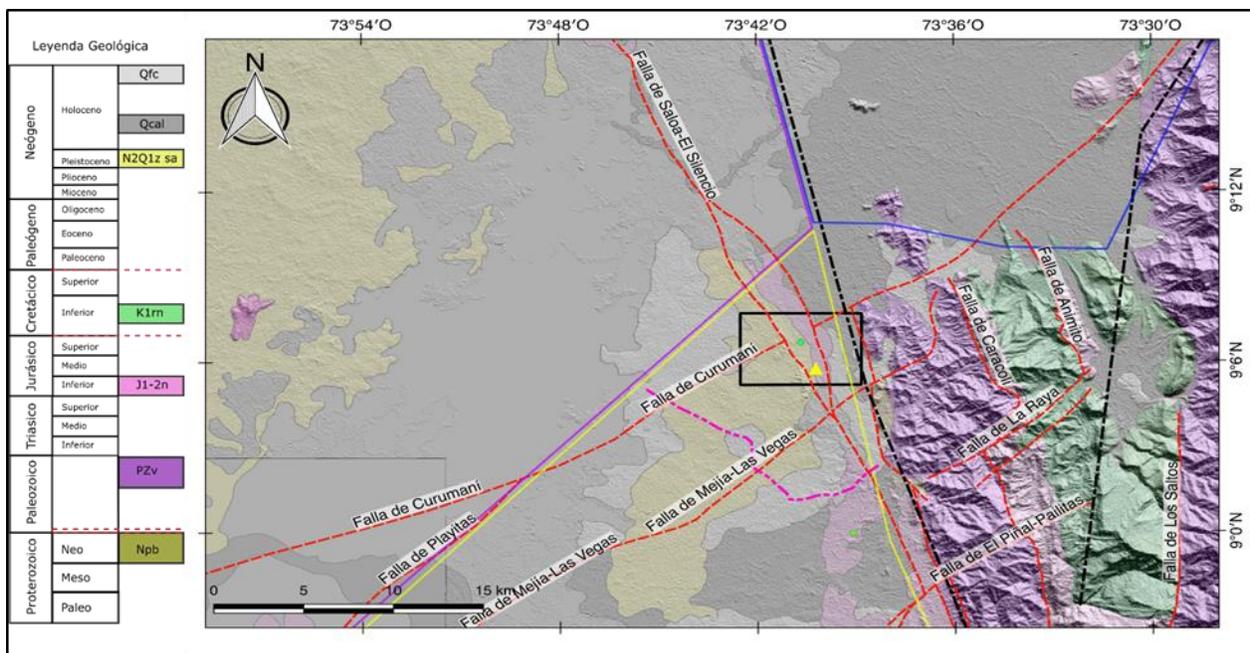


Figura 3. Unidades cronoestratigráficas aflorantes en el área de estudio y en zonas circundantes. Tomado y modificado de SGC, (2015).

Un primer acercamiento a la cinemática de bloques en el área de estudio y su geología estructural se encuentran en el trabajo de Ujueta, (2003), quien contextualiza sobre la evolución histórica del concepto de falla de Bucaramanga – Santa Marta, y las redefine como dos fallas diferentes (falla de Bucaramanga y falla de Santa Marta) con cinemáticas similares (inversa sinistral) al no encontrar continuidad en su trazo del sector intermedio (¿falla normal?) comprendido entre Curumaní y Bosconia (falla Algarrobo/Guamalito?). Cuellar et al. (2012) retomaron el concepto de sistema de fallas subdividido en tres sectores (Sector N: margen W del Macizo de Santa Marta – Bosconia, Sector I: Bosconia – Curumaní, Sector S: Curumaní – Macizo de Santander) y proponen tres fases deformativas para el sector intermedio con una cinemática neotectónica donde predominan los lineamientos transversales (NE-SW). Velandia, (2017) plantea para el sector intermedio una falla sinistral (Falla Guamalito).

2.2 Cuencas sedimentarias y basamento

Las cuencas ubicadas al norte de Colombia presentan gran variedad de litologías que van desde rocas de basamento ígneo-metamórficas (Cámbrico, Pre-Cámbrico) a rocas vulcano-sedimentarias y sedimentarias con edades del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Figura 3). Las rocas de interés para esta investigación se encuentran restringidas a las unidades litológicas con edades mayores o iguales a 145 Ma (Unidades Pre-Cretácicas), que corresponden a las rocas más antiguas reportadas para el pozo ANH-VMM-WP271-1X. Estas unidades presentan diferente nomenclatura estratigráfica para cada cuenca o subcuenca, aunque tienen características espaciales, sedimentológicas y diagenéticas correlacionables.

Sub-cuenca Cesar (SC): la Sub-cuenca registra la evolución del sector norte de Colombia desde el Cámbrico (Paleozoico) hasta el Presente (Mesa & Rengifo, 2011). Las unidades litológicas jurásicas (Figura 4) reportadas por Mesa & Rengifo (2011), para la Sub-cuenca Cesar no registran magmatismo intrusivo asociado, sin embargo, diferentes autores han reportado niveles andesíticos dacíticos hipoabisales en las unidades litológicas volcanosedimentarias producto de la migración y subducción de la Placa Farallón en el margen noroccidental del continente suramericano. Como consecuencia directa se generó una extensión y adelgazamiento cortical que facilita la actividad volcánica (Aspden et al., 1987; Chaparro, 2018; Clavijo et al., 2008; Cuéllar et al., 2012; Maze, 1984; Sánchez & Mann, 2015; Sarmiento, Puentes, & Sierra, 2015; Zuluaga, Pinilla, & Mann, 2015).

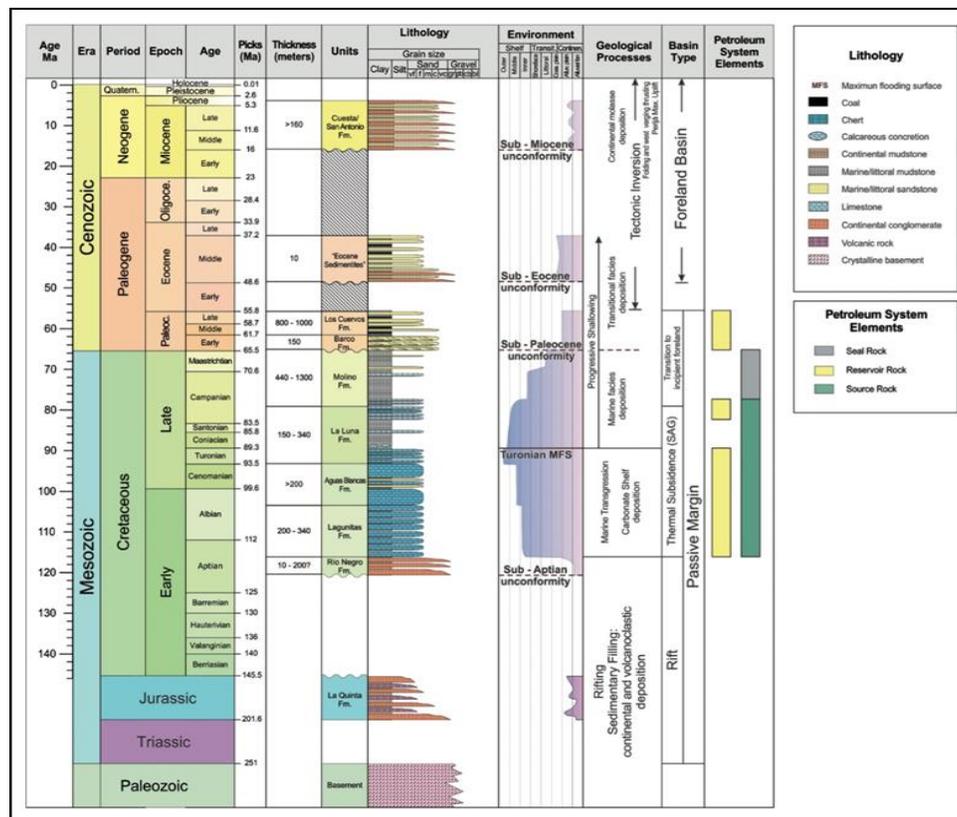


Figura 4. Columna generalizada unidades litoestratigráficas de la Sub-cuenca Cesar, sistema petrolífero y procesos geológicos. Tomado de Petroleum Geology of Colombia (ANH, 2011).

La migración de hidrocarburos en la Sub-cuenca Cesar ocurre durante el Cenozoico, inicia en el Paleoceno tardío y se extiende hasta el Pleistoceno, presenta una breve interrupción en el Mioceno temprano, aunque para el Eoceno temprano esta Sub-cuenca presenta un momento crítico que facilita el entrapamiento de hidrocarburos, y adicionalmente registra procesos generadores de gas en la historia de su sistema petrolífero que están asociados a mantos de carbón reportados para la Fm. Cuervos y Fm Molino (Mesa & Rengifo, 2011).

Valle Medio del Magdalena (VMM-Sector Norte): la cuenca registra edades Mesoproterozoicas hasta el Reciente en su secuencia litoestratigráfica (Figura 5), reconociendo eventos Pre-Cretácicos volcanosedimentarios, y sedimentarios con magmatismo hipoabisal andesítico-dacítico que puede ser apreciado en forma de diques y silos en las unidades del Jurásico Temprano-Medio. Esta litología se asocia a un ambiente extensivo de back-arc, al cual infrayacen rocas cristalinas con edades correlacionables con las orogénias Grenvilliana y Quetame – Caparonensis que representan las unidades más antiguas de la cuenca (Clavijo et al., 2008; Mojica & Franco, 1990; Sánchez et al., 2012; Sarmiento-Rojas, 2011a; Sarmiento et al., 2015).

Para el VMM las rocas generadoras de hidrocarburos son el Grupo Cretáceo Basal (GCB) y la Formación la Luna, que registran dos picos de ventana de generación y expulsión de hidrocarburos en su historia de enterramiento. El evento más antiguo inicia en el Cretácico Superior (Santoniano temprano) y se encuentra asociado al GCB, el segundo se asocia a la Formación la Luna en el Mioceno temprano (Sarmiento-Rojas, 2011a).

Sub-Cuenca Plato (P): las unidades Pre-Cretácicas registradas para esta cuenca (Figura 6), están asociadas al basamento cristalino con edades Pérmico-Triásico, el cual se ha presentado como un paleoalto con un patrón radial de fallamiento normal que genera el espacio de acomodación

para unidades sedimentarias más jóvenes durante la migración y rotación de la Sierra Nevada de Santa Marta en el Cenozoico (Montes et al., 2010; Reyes, Montenegro, & Gómez, 2004). Se reporta ausencia de registro sedimentario para el Cretácico en la Sub-Cuenca Plato, lo cual sugiere un hiato para ese mismo periodo de tiempo (Arminio, Yoris, Porras, García, & Diluca, 2010; A. Mora & García, 2006; J. A. Mora et al., 2017, 2018; Olaya, Mann, & Escalona, 2015; Rossello & Cossey, 2012).

EDAD		COLUMNA	NOMENCLATURA	ULE	UTE	AMBIENTES SEDIMENTARIOS	TIPO DE MAGMATISMO	TIPO DE METAMORFISMO	EVENTOS TECTÓNICOS DE PERIFERIA DE PLACA O INTRAPLACA	ENERGÉTICOS	METÁLICOS				
CENOZOICO	NEÓGENO	PLEISTOCENO	Qca, Qfal, Qfl, Qfc	Depósitos Recientes	8	Aluvial			Colisión del bloque Chocó con la margen W de Suramérica						
		PLIOCENO	N2Q1zsa	Zambrano - Stas. Arjona		Transicional									
		MIOCENO	N1r	Grupo Real	7	Fluvial									
	PALEOGENO	OLIGOCENO													
		EOCENO	E3nc	Fm Colorado	6	Fluvial meandriforme a trezado						Inversión Tectónica	Roca asociada a Hidrocarburos		
			E3m	Fm Magrosa											
	E2pe	Fms La Paz - Esmeraldas													
MESOZOICO	CRETACICO	MAASTRICHT.			5	Marino somero						Magmatismo Intermedio 107 +/- 4 m.a. (INGEOMINAS - UIS, 2006)	Cuencas Extensionales	Fase Post Rift	Fase Sin Rift
		CAMPANIANO	K2u	Fm Umir		Marino somero - profundo	Generador de Hidrocarburos								
		SANTONIANO	K2c	K2l		Grupo Cogollo	Fm La Luna	Marino somero - profundo	Roca Fosfórica						
		CONIACIANO													
		TURONIANO													
		GENOMANIANO	K2es	El Salto		M. somero									
		ALBIANO	K1nb	K1s		Brión	Fm Simiti	M. profundo							
		APTIANO													
		BARREMIANO		K1p		Fm La Paja	M. profundo								
		HAUTERVIANO													
	VALANGINIANO	K1r	K1rn	Fm Rosa Blanca	Fm Río Negro	Marino somero / Trans									
	BERRIASIANO														
	JURASICO	TARDÍO	βa	Fm Arenal	4	Aluvial	Mag. hipobasal 144.4 +/- 4 m.a. (Apsden, 1987)	Sedimentación Post tectónica	Fase Sin Rift	Oro en Veta					
		MEDIO	Jgs1	J1-2n	Gr Sn Lucas	Fm Norean	3	Epicontinental			Magmatismo Bimodal				
TEMPRANO			J1m	Morrocoyal	M. somero	Magmatismo Intermedio 166.9 +/- 6 m.a. (INGEOMINAS - UIS, 2006)	Subducción / Rift nig								
TRIÁSICO		T3s	Fm Sudán		Fluvial?		Backarc - Rifting								
PALEOZOICO	PÉRMICO														
	CARBONIFERO														
	DEVÓNICO														
	SILÚRICO		Pzv	La Virgen	2		Metamorfismo regional Esquistos Verdes / Anfibolita Baja	Orogenia Quetame Caparonensis							
ORDOVÍCICO		Pzmp	Pinillos												
CÁMBRICO															
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO		Npb	Neis Bucaramanga	1		Metamorfismo Regional, Granulita / Anfibolita Alta	Orogenia Orinoco Grenvillana							
	MEZOPROTEROZOICO		Mpsl	Neis San Lucas			1124 +/- 22 Ma. (INGEOMINAS - UIS, 2006)								

Figura 5. Columna generalizada de Unidades Lito y Cronoestratigráficas para la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tomado de Clavijo et al. (2008)

La Sub cuenca Plato (VIM) registra una historia de enterramiento cenozoica con una máxima profundidad y temperatura en el Oligoceno tardío (6.2 km / 168°C) - Plioceno temprano (2.1 km / 110°C), sin embargo, la cuenca sólo entra en ventana de generación y migración de hidrocarburos desde el Mioceno tardío hasta Pleistoceno, con un momento crítico para la migración y acumulación durante el Pleistoceno (Arminio et al., 2011).

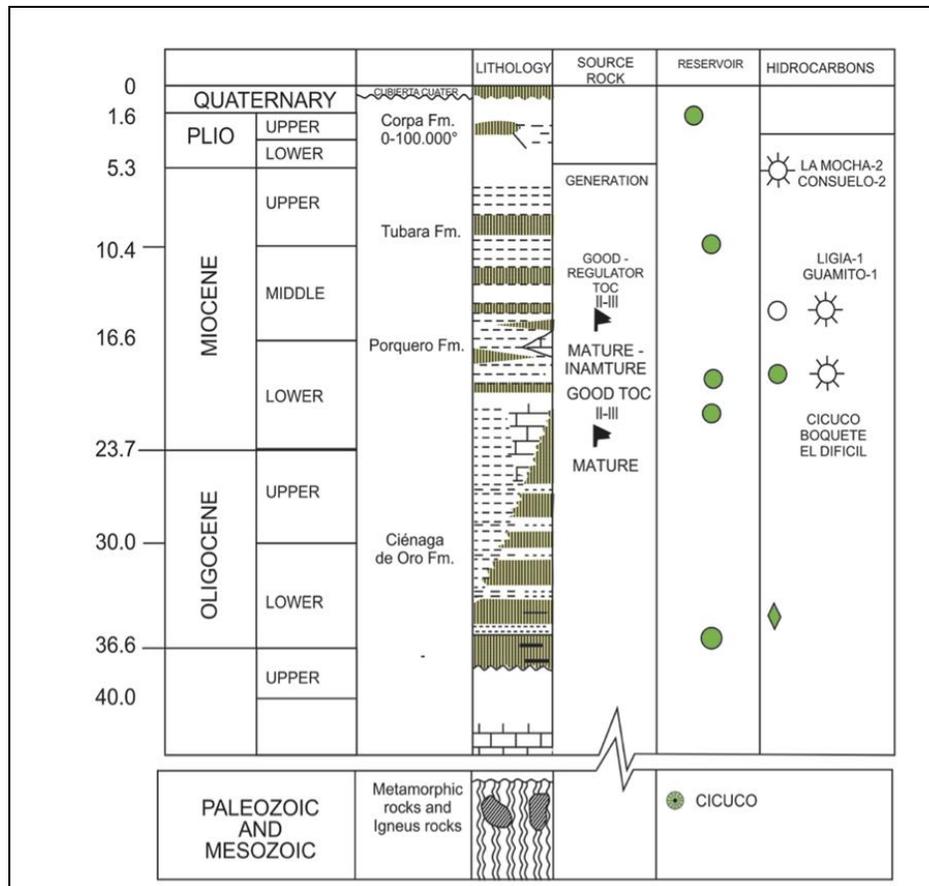


Figura 6. Columna generalizada de Unidades Litoestratigráficas y sistema petrolífero Sub cuenca Plato. Tomado de Petroleum Geology of Colombia (ANH, 2011).

Macizo de Santander (MS): este complejo registra unidades rocosas con edades Mesoproterozoicas (basamento cristalino, Figura 7) asociado a los eventos ígneo-metamórficos de Parguaza, Grenvilliano y Quetame – Caparonensis (Leal-Mejía, 2011; Restrepo-Pace, Ruiz, Gehrels, & Cosca, 1997). Las unidades litológicas suprayacentes son depósitos sin-extensionales

de un ambiente transicional en un Back Arc - Rift del Triásico - Jurásico Temprano-Tardío producto de la separación de Pangea y la apertura del Proto-Caribe con una zona de subducción asociada a la margen occidental del continente suramericano, que favorece la intrusión de magmatismo hipoabisal andesítico-dacítico durante ese periodo de tiempo. El Cretácico registra sedimentación marina. Diferentes autores reportan para el Cenozoico eventos de exhumación del Macizo de Santander (Amaya, Zuluaga, & Bernet, 2017; Bayona et al., 2010; Cediel & Shaw, 2003; Leal-Mejía, 2011; Mantilla Figueroa, Bissig, Valencia, & Hart, 2013; Cardona, Cordani, & MacDonald, 2006; Montes, Hatcher, & Restrepo-Pace, 2005; Restrepo-Pace & Cediel, 2010; L. F. Sarmiento-Rojas, Van Wess, & Cloetingh, 2006).

Los eventos registrados de migración de hidrocarburos para la cordillera oriental son cenozoicos, el primero Paleoceno – Mioceno inferior, y el segundo de edad Plioceno temprano, este último se caracteriza por un estado de criticidad para el entrapamiento de HC's (Sarmiento-Rojas, 2011b).

Formación Noreán: un primer acercamiento a la Formación Noreán se da en Clavijo, (1995), quien la define como un paquete rocoso varicoloreado principalmente rojizo de afinidad volcánica con segmentos volcanoclásticos ubicado al NE del departamento de Antioquia, al cual con relaciones estratigráficas se le asigna una edad Jurásico (Clavijo, 1995; Clavijo et al., 2008). Por lo menos tres eventos asociados a volcanismo Jurásico han sido identificados con el método de dataciones radiométricas U-Pb en zircones, los resultados obtenidos por Correa-Martínez et al., (2019) restringen la actividad volcánica y su edad máxima depositacional al Jurásico inferior (175.9 ± 1.1 Ma; 184.9 ± 2.0 Ma; 192.4 ± 2.2 Ma). Su ensamble mineralógico, química elemental y características texturales permitieron clasificarlas como flujos de basaltos andesíticos – riolíticos

asociados a zonas de subducción (Correa-Martínez et al., 2019; INGEOMINAS & UIS, 2006; Leal-Mejía, 2011).

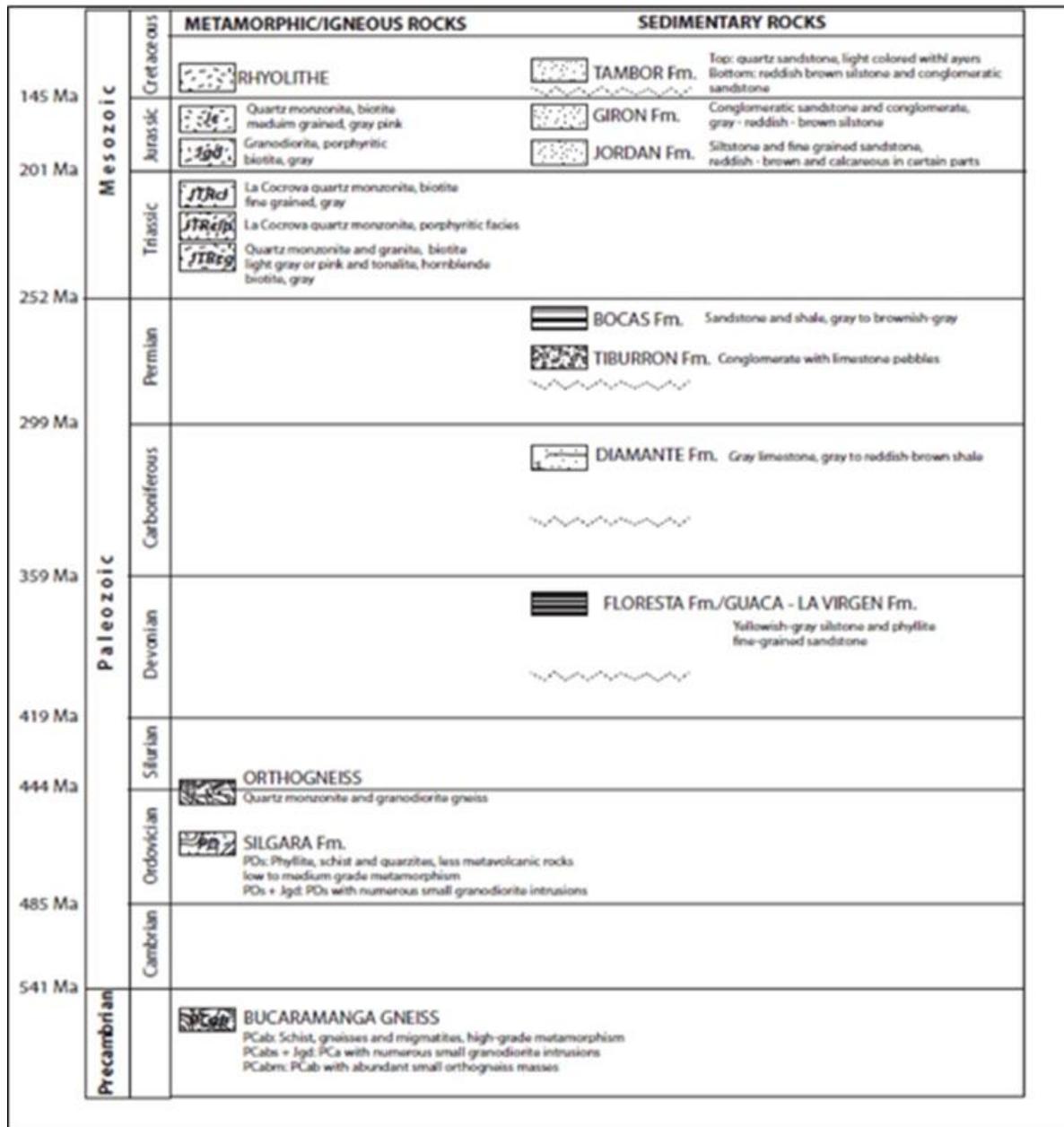


Figura 7. Columna estratigráfica generalizada de las unidades presentes en el Macizo de Santander. Tomado de Amaya et al., (2017).

2.3 Geología Estructural

Sistema de Fallas Bucaramanga Santa Marta (SFBS): Este sistema fallas de rumbo con componente sinestral (Figura 1, 2, y 3), representa una de las estructuras geológicas notorias del territorio nacional, con una dirección NNW-SSE y una extensión longitudinal de 550-600 km aproximadamente desde su terminación sur hasta su extremo más septentrional. Esta estructura se reporta con actividad desde el Paleozoico hasta el Presente (Campbell, 1965; Cuéllar et al., 2012; Ujueta, 2003; Velandia, 2017). Adicionalmente este sistema de fallas ha sido subdividido en sectores que presentan variaciones en su geometría y expresión morfológica (Ujueta, 2003; Cuéllar et al., 2012; Velandia & Bermúdez, 2018)

Sistema de fallas Espíritu Santo (FES): Las fallas de Curumaní, Mejía-Las Vegas, y la Playita, se reportan activas desde Eoceno-Oligoceno hasta el Reciente (Clavijo et al., 2008; Ujueta-Lozano, 2007) y se clasifican con una cinemática de rumbo y componente dextral con dirección NEE-SWW (Cuéllar et al., 2012; Figura 3).

3. Método de Trabajo

3.1 Compilación y Análisis de Antecedentes

En esta etapa se tuvo en cuenta las publicaciones e investigaciones previas realizadas sobre el área de trabajo, y cuencas aledañas. La información geológica regional, estratigráfica, y los elementos de los sistemas petrolíferos presentes en los depocentros vecinos se consultaron en el libro

Petroleum Geology of Colombia, de la ANH (2011), donde cada volumen fue realizado por diferentes autores (Arminio et al., 2011; Mesa & Rengifo, 2011; Sarmiento-Rojas, 2011a; 2011b).

Adicionalmente se tuvo en cuenta la información disponible del pozo exploratorio-estratigráfico ANH-VMM-W271-1X reportado por la ANH, (2016) para el área de interés (Figura 1). Finalmente se llevó a cabo en esta etapa inicial un análisis e interpretación fotogeológica, que permitió identificar lineamientos y definir los patrones de fracturas, así como, geoformas, para lo cual se contó con la ayuda de modelos digitales de elevación (DEM) generados a partir de sensores remotos (Imágenes ALOS PALSAR), útiles también para la planificación de la campaña de campo (Fallas, 2007; Jiménez-de la Fuente et al., 2017).

3.2 Control cartografía y geología estructural

Esta etapa se desarrolla con base en la revisión bibliográfica y la interpretación realizada a imágenes satelitales, lo que permite planificar el trabajo de campo con el fin de: 1) el control y muestreo geológico de unidades litológicas jurásicas aflorantes (con dos afloramientos y tres secciones delgadas) que correlacionan con los datos de unidades pre-cretácicas obtenidos para el pozo ANH-VMM-WP271-1X (con 76 secciones delgadas), 2) descartar o constatar la presencia de hidrocarburo a una escala mesoscópica (Dibblee, Johnston, Earley, & Meyer, 1987; Jiménez-de la Fuente et al., 2017), y 3) identificar las principales tendencias de fracturamiento en las zonas circundantes a el pozo ANH-VMM-WP271-1X. Además, el trabajo de campo permitió la toma de datos estructurales de estratificación, diaclasas y estrías de planos de fallas. El estudio de las familias de diaclasas permite identificar las principales tendencias/patrones de fracturamiento presentes en un área de interés, las cuales sirven de canal conductor para cualquier tipo de fluido

confinado en las unidades rocosas (Jiménez-de la Fuente et al., 2017). El procesamiento de los lineamientos y tendencias regionales identificados a partir imágenes satelitales se realiza con FracPaQ (Healy, 2020), complemento de MatLab. Los datos de diaclasas obtenidos en las estaciones de control estructural realizadas en zonas circundantes al área de interés con ayuda del software de dominio libre Stereonet 10.0 (Allmendinger et al., 2012). Los datos de estrías de falla se procesaron con el programa Win-Tensor (Delvaux & Sperner, 2003) para la obtención de tensores de esfuerzos que permitan entender la orientación del campo de esfuerzos como causa de la cinemática de las fallas medidas.

3.3 Geocronología

Con el fin de corroborar la hipótesis sobre la existencia de unidades pre-Cretácicas aflorantes en el área de estudio se realizan dos dataciones radiométricas U-Pb con zircones para determinar la máxima edad de depositación de las rocas volcanoclásticas y la edad de cristalización del evento intrusivo caracterizado previamente en la campaña de campo. El procesamiento se realizó en dos muestras (CM2-detritica, CM3-intrusivo, Ilustración 1-2), los datos son obtenidos con la técnica (LA)-ICP-MS en los laboratorios de Washington State University, Washington - U.S.A., siguiendo la metodología propuesta por diferentes autores para dataciones con geocronología U-Pb en zircones (Andersen, 2002; Chemale et al., 2012; Rubatto, 2002; Spencer, Kirkland, & Taylor, 2015). Inicialmente se discriminan los zircones cuyo sistema isotópico no presenten un porcentaje de concordancia $\geq 90\%$, y se verifica la afinidad ígnea de los mismo con la relación Th/U (Rubatto, 2002), seguido se seleccionan los resultados entregados por el laboratorio (Anexo C) para los sistemas isotópicos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, con ellos se procede a calcular la máxima edad

depositacional y la edad de cristalización haciendo uso de la herramienta online IsoplotR (Vermeesch, 2018).

3.4 Petrografía

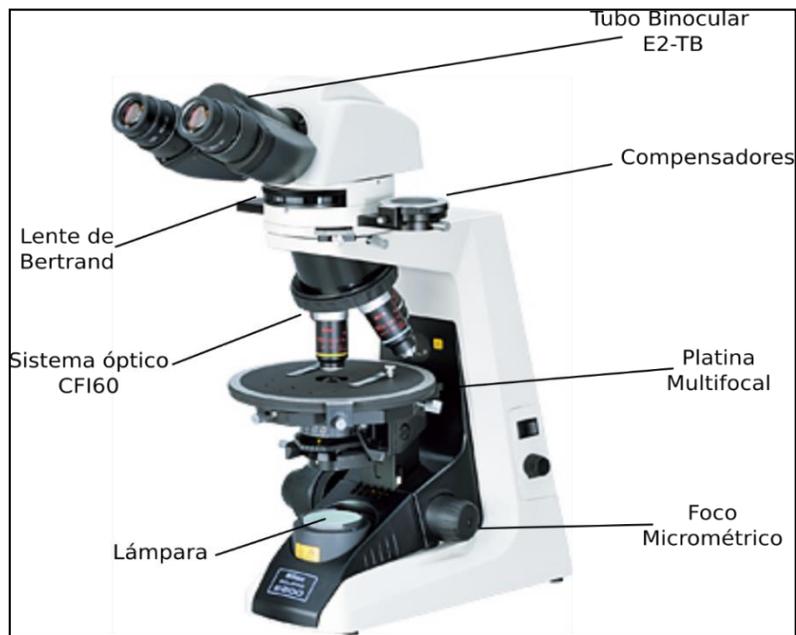


Figura 8. Microscopio Nikon Eclipse Pol E200 y sus partes principales. Tomado y modificado de la web (página oficial Nikon)

Para la caracterización petrográfica se utiliza uno de los microscopios de luz transmitida Nikon ECLIPSE Pol E200 (Figura 8) del laboratorio de Petrografía de la Escuela de Geología – UIS. Con ayuda del objetivo de 20x se ejecuta el conteo de 300 puntos para el control mineralógico-composicional de las tres secciones delgadas (CM2-1, CM2-2, CM3-1) de las muestras de unidades Jurásicas identificadas en dos estaciones (CM2, CM3). Los valores de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas se normalizan para ser clasificados mediante el uso del diagrama ternario para rocas volcánicas QAFP propuesto por Streckeisen, (1976) y para rocas sedimentarias QFL (Dickinson's, 1985).

3.5 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

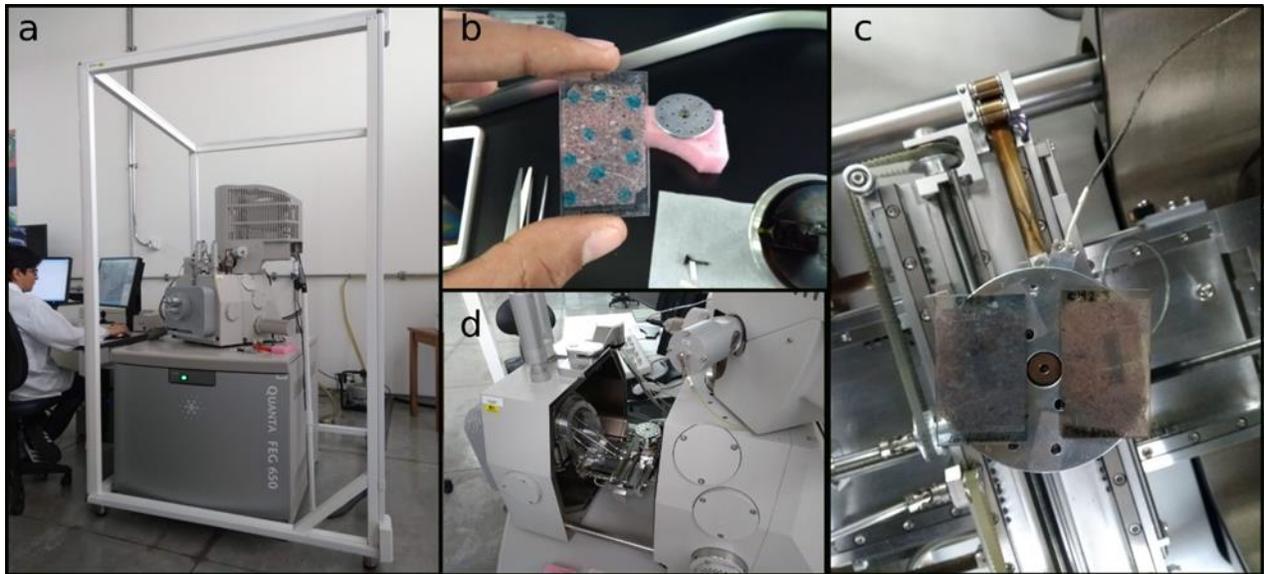


Figura 9. a) Microscopio Electrónico de Barrido QUANTA FEG 650, b) áreas de trabajo previamente seleccionadas, c) secciones delgadas pulidas con recubrimiento en carbono y oro sobre el soporte interno del microscopio electrónico de barrido, d) cámara interna del microscopio electrónico de barrido antes de ser sellada al vacío.

Mediante el uso de un Microscopio Electrónico de Barrido FEG (Field Emission Gun) QUANTA FEG 650 (Figura 9), en las instalaciones del Laboratorio de Microscopia del Parque Tecnológico Guatiguará (PTG), se caracterizó la fracción arcilla y la composición elemental de manera semi-cuantitativa/cualitativa de las plagioclasas y algunos minerales opacos y accesorios presentes en muestras CM2-1, y CM2-2 (Chang, Han, Li, Yang, & Chen, 2011; Echevarría et al., 2015; Pittman & Thomas, 1979; Welton, 2003). Las imágenes fueron tomadas con las siguientes características:

- Alto vacío
- voltaje de aceleración 25 kV

Detector para imágenes:

- Electrones secundarios (SE): Everhart Thornley detector ETD (para observar morfología)
- Electrones retrodispersados (BSE): Back scattered electrón detector (BSED) tipo SSD

(para observar variaciones de composición)

Para Análisis Químico:

- voltaje de aceleración 25Kv
- Detector EDAX APOLO X resolución de 126.1 eV (en. Mn K α) para realizar análisis

EDS (Energy-Dispersive Spectroscopy)

- Software EDX Genesis

3.6 Difracción de Rayos X (DRX)

La técnica DRX permite identificar, caracterizar y cuantificar la presencia de las distintas fases minerales existentes en una roca y su historia de enterramiento, ésta última ha quedado registrada en las fracciones arcilla menores a 2 μ m (Moore & Reynolds, 1997). En esta investigación se utiliza el criterio cristalquímico denominado: grado de cristalinidad de la illita, que mide el grado de ordenamiento interno en la red cristalina de la illita y es calculado mediante el método gráfico propuesto por Kubler, (1964), conocido también como índice de Kubler (Fernández, 1993; Figura 10), el cual permite delimitar el pico máximo de temperatura alcanzado por cada fracción de arcilla neoformada; (Echevarría et al., 2015; Fernández, 1993; Mantilla Figueroa, 2003). La metodología utilizada en el Laboratorio de Difracción de rayos X del PTG para las dos muestras de rocas del Jurásico (CM2-1-1, CM2-1-2) colectadas en superficie se describe detalladamente a continuación:

	Diagénesis temprana	Diagénesis tardía	Anquizona débil	Anquizona intensa	Epizona
Indice de Kubler	1.0	0.42	0.30	0.25	

Figura 10. Valores limítrofes de cristalinidad de la illita para diagénesis, anquizona, y epizona, calculados mediante el método gráfico índice de Kubler. Tomado y modificado de Collo et al, (2005).



Figura 11. Mortero de ágata y malla No. 400 utilizada para la preparación de la porción de muestra para bulk.

- Análisis de muestra total (Bulk): se selecciona un gramo (1gr) por cada muestra (CM2-1-1, CM2-1-2) para ser molturado en un mortero de ágata hasta ser reducido a un tamaño de partícula ≤ 0.037 mm (Figura 11), el material que pasa la malla No. 400 es el colectado (1 gramo) para ser analizado con DRX.

- Separación de arcillas: mediante el método de decantación se obtiene la fracción menor a $2 \mu\text{m}$ de acuerdo con los parámetros propuesto en Ley de Stokes (Mantilla Figueroa, 2003; Figura

12). Se toman 100 gr de cada muestra (CM2-1-1, CM2-1-2) previamente disgregadas, cada ejemplar es depositado en un vaso de precipitados (2000 ml), y se adiciona 800 ml de H₂O destilada con 0.15 gr de pirofosfato diluido en \pm 5 ml de H₂O destilada. Posteriormente las muestras son sometidas a disolución por agitación magnética durante 30 minutos, una vez finalizado este proceso la fracción en suspensión es colectada y depositada en una probeta (1000 ml), el volumen vacío restante de la probeta se colmata con H₂O destilada hasta completar los 1000 ml en total (volumen muestra + volumen H₂O destilada = 1000 ml). Las muestras se dejan en reposo durante 14 horas para luego extraer 200 ml de solución con material sobrenadante (fracción menor a 2 μ m).

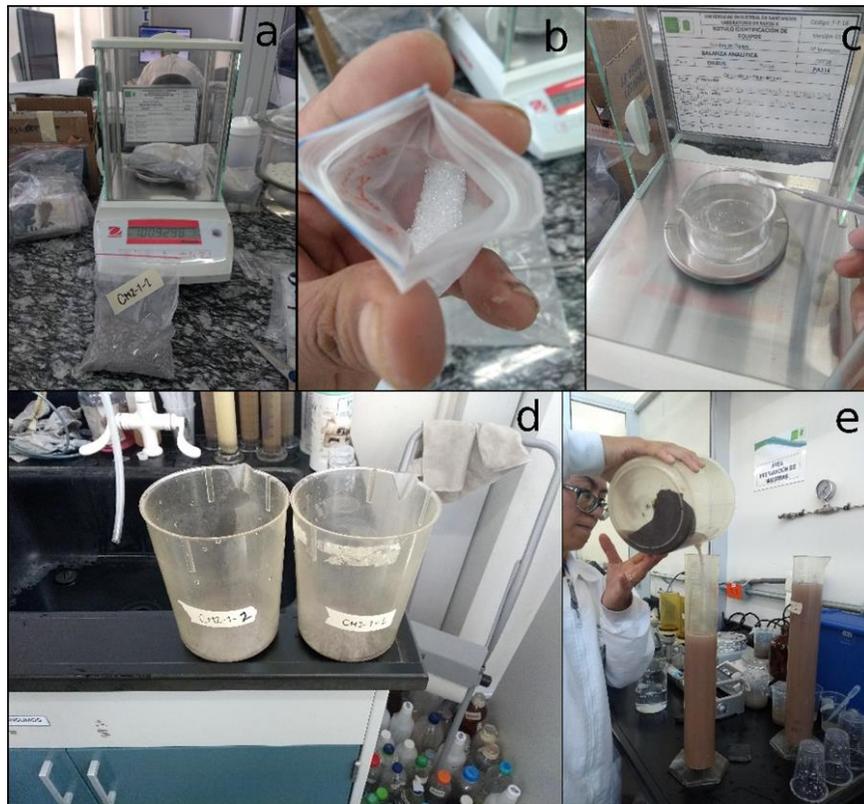


Figura 12. a) balanza analítica con 100 gr de muestra disgregada, b) cristales de pirofosfatos c) balanza analítica con 1 gr de pirofosfato para ser diluido en 5 ml de agua destilada, d) vasos de precipitado de 2000 ml con los 100 gr de muestra disgregada, e) probeta con 1000 ml de solución para ser decantada durante 14 horas.

Una vez se tiene la fracción arcilla menor a $2\ \mu\text{m}$ se procede a separar de ella las arcillas con tamaño de partícula menor a $0.2\ \mu\text{m}$ (neoformada), se utiliza una centrifuga GEMMY PLC-025, ubicada en los laboratorios del Grupo de Investigación en Minerales, Biohidrometalurgia y Ambiente (GIMBA) del PTG. El procedimiento descrito en Mantilla Figueroa, (2003), consiste en centrifugar (figura 13) a 4.500 revoluciones por minuto (r.p.m) durante 10 minutos, lo cual permite obtener la fracción arcilla $\leq 0.2\ \mu\text{m}$, una vez se detiene el rotor dicha fracción estaría representada por el material sobrenadante (fracción menor a $0.2\ \mu\text{m}$), la cual se deposita gota a gota en porta objetos de vidrio para los análisis posteriores (etilenglicol, calcinados, orientados) con ayuda de una jeringa hasta generar una capa homogénea de solución en toda la superficie del porta objetos sin desbordarse, el proceso se repite hasta que se obtenga una porción de muestra significativa para los posteriores análisis de DRX.



Figura 13. a) Centrifuga GEMMY PLC-025, b) materiales de trabajo para la separación de arcilla.

El registro de datos se realizó en un difractómetro de polvo marca BRUKER modelo D8 ADVANCE con Geometría DaVinci bajo las siguientes condiciones:

Voltaje: 40 kV

Corriente: 40 mA

Rendija de Divergencia: 0,6 mm

Rendijas Soller Primario: 2,5°

Rendijas Soller Secundario: 2,5°

Tamaño de Paso: 0,02035° 2Theta

Tiempo por paso: 0,6 s

Rango de registro: 2 a 40° 2 Theta

Radiación: Cobre (Cu)

Filtro: Níquel

Uso de Anti-dispersor de Aire: Si

Detector: Lineal LynxEye

Tipo de barrido: A pasos

3.7 Microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF)

El análisis microtermométrico de Inclusiones Fluidas (IF) permite el estudio de los paleo-fluidos (presión, temperatura, composición) que han quedado atrapados como pequeñas impurezas (IF) en los minerales autigénicos (Diamond, 2003; González-Partida et al., 2008). Las IF representan un delicado sistema termodinámico isocórico, isobárico y diatermal, características que condicionan

la calidad de las IF, si no se preservan estas condiciones las inclusiones fluidas decrepitan (Diamond, 2003).

Se elaboraron cuatro SD (Tabla 1) doblemente pulidas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del PTG, y para los análisis microtermométricos se cuenta con la asistencia de un microscopio de luz transmitida Carl Zeiss Axiolab acoplado a una cámara digital Moticam 5000 Cooled y a una platina Linkam THMS- 600, estas nuevas SD se realizan con los testigos de roca existentes de las 76 SD previamente realizadas por la ANH para el pozo ANH-VMM-WP271-1X. Los criterios para seleccionar los horizontes de interés fueron; 1) disponibilidad de roca testigo para elaborar las SD, 2) presencia de IF de tamaño aceptable para ser analizadas (que permitan observar los cambios de fase internos en las IF), 3) previo avistamiento de familias de IF en las SD existentes para el pozo y en superficie, y 4) se seleccionan las muestras que presentan mayor potencial para registrar los eventos hidrotermales, y que preservan las mejores IF.

Tabla 1.

Relación profundidad – litología de las muestras seleccionadas para análisis de microtermometría.

Profundidad (ft)	Litología
866.3	Basalto andesítico
1069.5	Toba cristalina
1573.42	Basalto andesítico
2574.5	Basalto andesítico

Las SD se inspeccionan con ayuda de un microscopio de luz transmitida Leica DM750P, ubicado en las instalaciones del Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) en el PTG. Con ayuda de los objetivos de 20x, 40x, 100x, el control se lleva a cabo en las SD realizadas con muestras colectadas en superficie y en las 76 SD del pozo ANH-VMM-WP271-1X.

4. Resultados

4.1 Control cartografía geológica

Durante la campaña de campo se identificaron dos estaciones (CM2, CM3) con afloramientos (Figura 14) de unidades Jurásicas para análisis petrográficos, geocronológicos y de DRX, en un área de 63 km² alrededor del pozo ANH-VMM-WP271-1X. Sumado a esto se controlaron los patrones de diaclasamiento (20 estaciones) presentes en zonas circundantes a el área de interés.

- Se identificaron tres unidades geológicas en campo (Unidad 1, 2, y 3). Las rocas de color rojizo (Unidad 1) pseudoestratificadas (Dato estratigráfico 265°/32°) de la estación CM2 afloran en un jagüey semi-seco (Figura14), texturalmente se clasifican como rocas afaníticas lapillíticas por ser rocas con piroclastos calibre lapilli (>4mm; <64 mm) donde predomina el tamaño de partícula ceniza (<2mm). las rocas presentes en esta estación pueden ser clasificadas como un depósito volcanoclástico primario (Cas & Wright, 1987; Murcia et al., 2013). Suprayaciendo las rocas volcanoclásticas encontramos una capa con un espesor 60 – 70 cm, de depósitos recientes poco consolidados (Unidad 2; Figura 14A). Hacia el SE de la estación CM2 afloran a borde de carretera rocas de color amarillo pardo claro (Unidad 3) con alto grado de alteración supergena de feldespatos alcalinos (Figura 14D), en las cuales es apreciable una textura fanerítica remanente con cristales de cuarzo, plagioclasa y algunos óxidos característica de cuerpos intrusivos plutónicos (Toselli, 2010).

La geomorfología apreciable (Figura 15-derecha) en el área se caracteriza por colinas con pendientes suavizadas ($< 4^\circ$) cubiertas por depósitos cuaternarios.

4.2 Geología estructural



Figura 14. Unidades Jurásicas aflorantes en el área de interés, A) Contacto Fm Noreán, depósitos recientes (Qcal). B) Jagüey semi-seco donde afloran redbeds jurásicas, estación CM2. C) Patrones principales de diaclasamiento Fm Noreán. D) Granitoide con alteración supergénica, estación CM3 (escala vertical 1.90 cm).



Figura 15. Izquierda: placa de sellado del pozo ANH-VMM-WP271-1X; derecha: panorámica del área de estudio desde el pozo.

Con el fin de analizar patrones de fracturamiento en el área de estudio y en zonas adyacentes se realizaron 20 estaciones en campo para un control estructural que pudiese ser

contrastado con el previamente realizado a una escala regional (FracPaQ). La tabla 2 relaciona el número de datos representativos totales (rumbo y buzamiento) tomados de las familias de diaclasas identificadas en cada estación. En la figura 17 se aprecian la distribución espacial de cada estación con sus relaciones litológicas tomadas del Mapa Geológico de Colombia (SGC, 2015), las cuales fueron corroboradas en cada punto de control.

4.2.1 Lineamientos regionales. El uso de orto-ímagenes satelitales (ALOS PALSAR) con resolución espacial de 30 metros, permitió analizar y cuantificar los patrones de fracturamiento con ayuda de la herramienta computacional FracPaQ 2.6.1 (Healy, 2020).

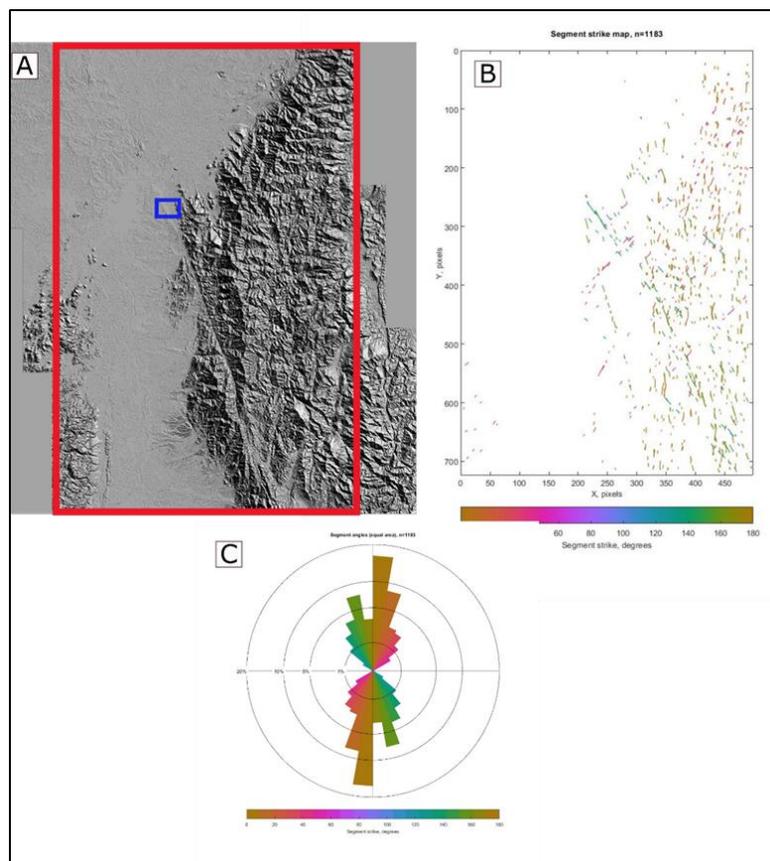


Figura 16. Análisis cuantitativo de lineamientos regionales; A) Inputdata: orto-imagen ALOS-Palsar resolución espacial 30 metros, recuadro rojo área de análisis FracPaQ, recuadro azul zona de interés. B) Mapa de patrones de fracturamiento- C) Diagrama rosa para las tendencias de fracturamiento en superficie.

El procesamiento de las imágenes identificó 1183 lineamientos en superficie con sus orientaciones de fracturamiento preferentes, los cuales se agruparon en tres grandes familias (Figura 16) que representan las dos tendencias principales (NNW, NEE) presentes en el área de estudio y zonas aledañas.

5.2.2 Diaclasas: los datos obtenidos en las estaciones de control estructural realizadas (Tabla 2) permitieron elaborar un mapa (Figura 17) con los diagramas rosa generados para cada estación con el software Stereonet 10.0 (Allmendinger et al., 2012), con estos diagramas es posible realizar un análisis estadístico direccional de los patrones de fracturamiento observados en campo. Adicionalmente se elaboraron diagramas de densidad de polos (Figura 18) que permiten corroborar la orientación preferente de la interpretación inicial (diagramas rosas). Se identifican como los planos principales asociados a las familias de diaclasa y por lo tanto con mayor ocurrencia en los diagramas de rosas de rosas y de polos (Figura 17, 18), a todos aquellos con un rumbo aproximado NNW y NEE, en segundo orden se encuentran las familias con direcciones NWW.

Tabla 2.

Estaciones de control estructural en campo.

Nombre estación	Datos tomados
EE1	41
EE2	69
EE3	34
EE4	52
EE5	59
EE6	20
EE7	40
EE8	39
EE9	54
EE10	68
EE11	45
EE12	31
EE13	13
EE14	82
EE15	20
EE16	34
EE17	97
EE18	22
EE19	22
EE20	45
TOTAL	887

En la figura 17 se aprecian las fallas y lineamientos propuestos por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) con la interpretación (línea punteada roja) generada en esta investigación a partir de imágenes satelitales (ALOS PALSAR). En el mapa es posible apreciar relaciones angulares y de corte entre los principales lineamientos identificados, siendo en algunos casos indicadores de una posible secuencia de eventos (falla Curumaní – falla el Silencio, falla Caracolí – falla la Raya). Estas relaciones no son determinantes sobre la secuencia de eventos asociados al fracturamiento observado, sin embargo, sí son un indicador fiable sobre la orientación de las principales familias de fracturamiento (diaclasas) presentes en el área de interés.

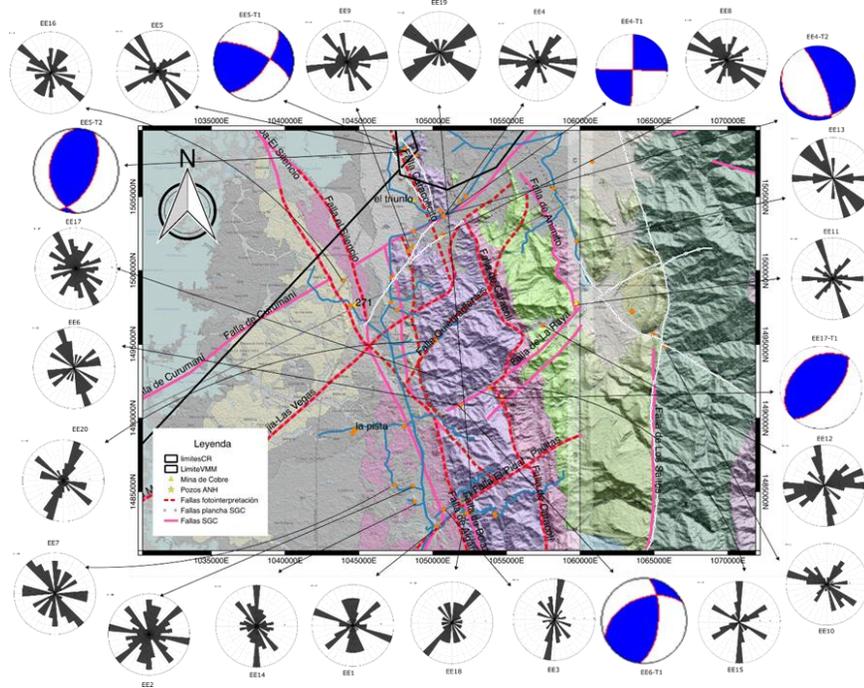


Figura 17. Diagrama rosa asociados a cada una de las 20 estaciones de control estructural realizadas durante la campaña de campo. Balones de playa indicando la orientación de campos de esfuerzo (cuadrantes blancos en compresión)

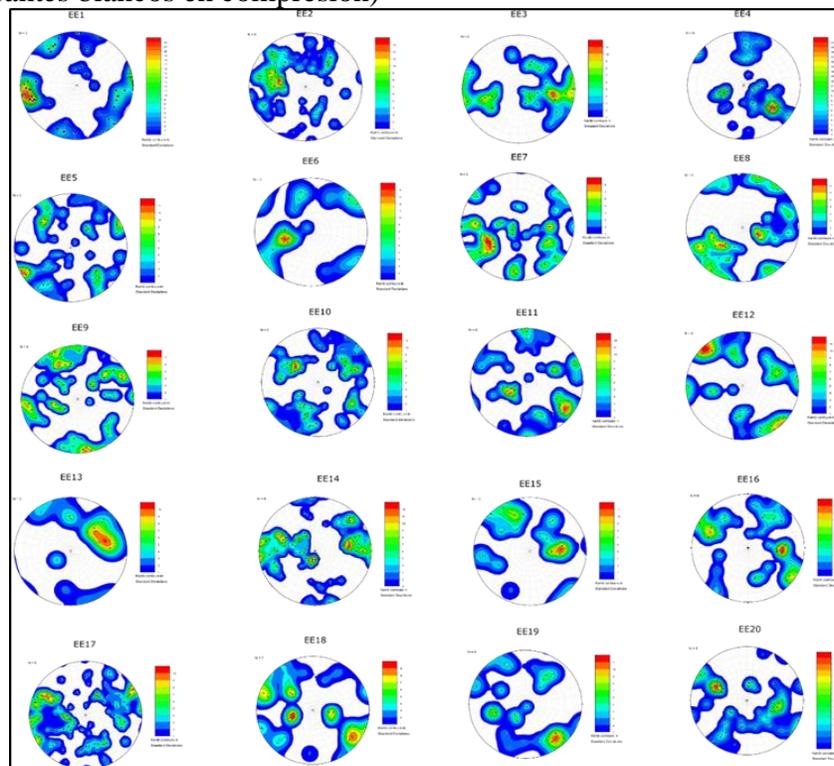


Figura 18. Diagramas de densidad de polos generados a partir de los datos de las diferentes familias de diaclasas colectados en campo.

4.2.3 Tensores. A partir de la medición de estrías de falla se calculó para cuatro estaciones (EE4, EE5, EE6, EE17) seis tensores de esfuerzo (Figura 17) por el método de Diedros Rectos Mejorados y Optimización Rotacional. Estas soluciones graficas (Figura 17) están asociadas a la deformación frágil presente en el área de estudio que indican regímenes de esfuerzos en transcurrancia y compresión con planos que se relacionan con las fallas longitudinales y transversales del área. La tabla 3 relaciona los elementos de juicio arrojados por el software Win-Tensor (Delvaux & Sperner, 2003) para cada estación estructural con estrías de falla y el régimen de esfuerzo concomitante.

Tabla 3.

Relación estaciones de control estructural, ubicación espacial, unidad geológica y régimen de esfuerzo

Sitio	Coordenadas		Unidad Geológica	n subconjunto	n total sitio	
	Longitud (°W)	Latitud (°N)				
EE4-T1	73°36'56.84"	9° 9'1.76"	Formación la Virgen	19	27	
EE4-T2	73°36'56.84"	9° 9'1.76"	Formación la Virgen	4	8	
EE5-T1	73°38'22.83"	9°11'29.45"	Formación la Virgen	5	11	
EE5-T2	73°38'22.83"	9°11'29.45"	Formación la Virgen	4	6	
EE6-T1	73°36'19.97"	9° 2'3.38"	Formación la Virgen	3	3	
EE17-T1	73°34'47.28"	9° 2'17.37"	Formación Noreán	5	6	

Sitio	Count. Dev.	α	$F5$	R	R'	Sh_{max}	Régimen de esfuerzos
EE4-T1	23,2	13,3	7,7	0,60	1,40	137	Transcurrente
EE4-T2				0,75	2,3	147	Extensivo
EE5-T1	12,9	15,3	10,2	0,32	1,68	168	Transtensión
EE5-T2		8,5	2,4	0,07	2,07	103	Compresivo
EE6-T1				0,33	2,07	124	Transpresivo
EE17-T1			0,8	0,12	2,12	134	Compresivo

4.3 Geocronología

Los resultados obtenidos para zirrones detríticos (Figura 19) arrojan una máxima edad depositacional de 179.05 ± 1.48 Ma (Jurásico Inferior) para la muestra de la estación CM2, este resultado se ajusta con los parámetros estadísticos (MSWD) expuestos por varios autores previamente (Spencer et al., 2015, Andersen, 2002). En el caso del cuerpo intrusivo (CM3) el procesamiento del decaimiento isotópico U-Pb en zirrones da como resultado una edad de 179.18 ± 2.38 Ma, los valores de MSWD superan el límite propuesto por varios autores ($MSWD \leq 3.0$), sin embargo los valores de error asociados a las edades entregadas por el laboratorio no superan el 1% en la mayoría de los datos (Anexo C), lo cual permite atribuirle una gran certidumbre a los resultados obtenidos para esta muestra, el elevado valor de MSWD se atribuye a la densidad de datos utilizados para el cálculo de las cinco poblaciones de edades identificadas (Figura 20).

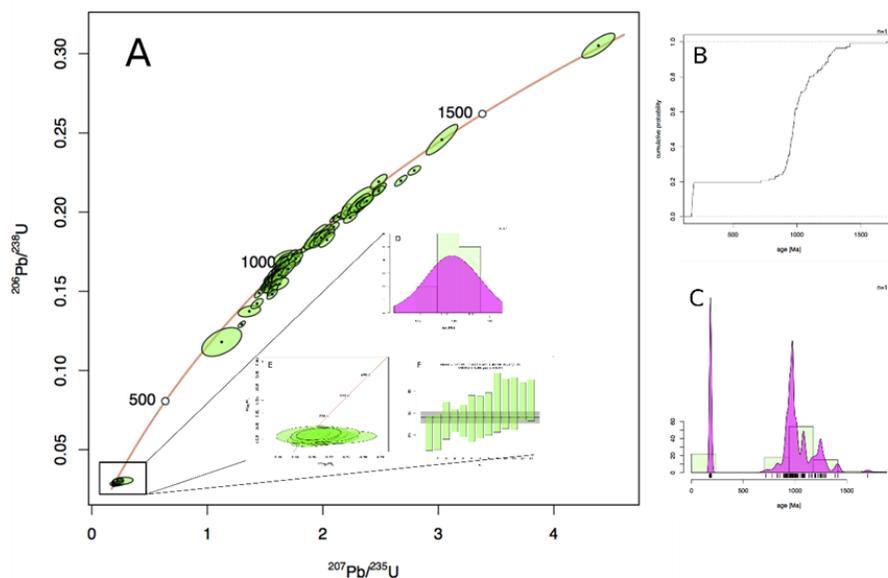


Figura 19. Resultados obtenidos para la muestra CM2-2 con el software IsoplotR online (Vermeesch, 2018). A) Diagrama de concordia, B) Diagrama de edad acumulada (CAD), C) diagrama de densidad de kernel (KDE), D) Diagrama KDE para los zirrones más jóvenes en concordia, E) Diagrama de concordia para los zirrones más jóvenes, F) cálculo de la edad media ponderada para los zirrones más jóvenes.

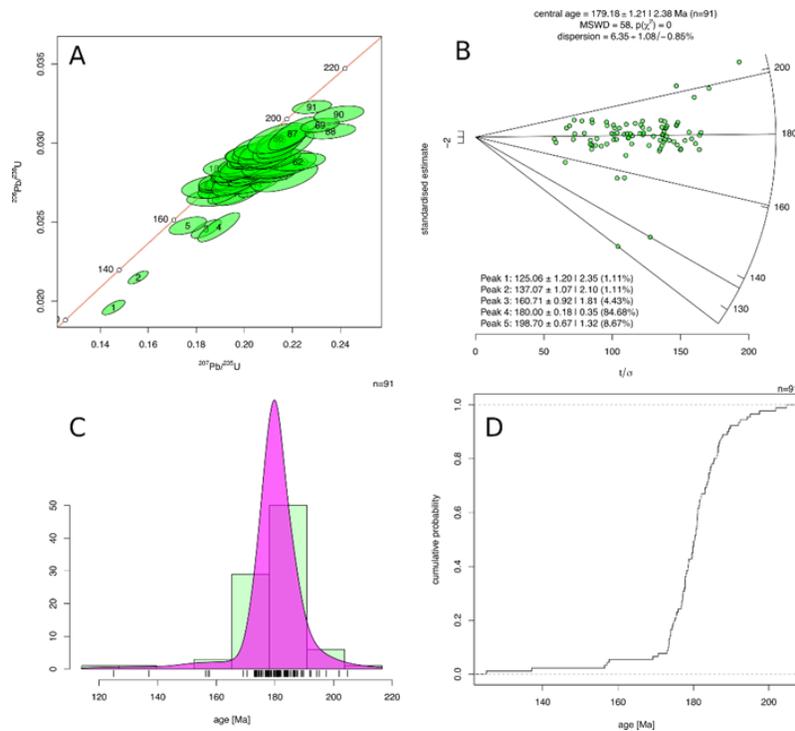


Figura 20. Resultados obtenidos para la muestra CM3-1 con el software IsoplotR online (Vermeesch, 2018). A) diagrama de concordia, B) diagrama radial para el cálculo de edades, C) diagrama KDE, D) diagrama CAD.

4.4 Petrografía

4.4.1 Muestras superficiales. Un control petrográfico a las rocas de la unidad 1 y unidad 3 (Figura 21, Anexo A) permitió su clasificación composicional. Para el caso de la unidad 2 se catalogan como rocas andesíticas, ambas secciones delgadas (CM2-1, CM2-2) presentaron un alto grado de alteración hidrotermal supérgena con un ensamble mineralógico similar (Anexo A): alto contenido de plagioclasas (35.0 %), piroxenos (16.0%), feldespatos alcalinos (15.0%), micas (12.0%), y epidotas (7.0%), en menor proporción se aprecian: líticos (5.0%), anfíboles (4.0%), cuarzo (2.0%) y los minerales opacos (4.0%), (Streckeisen, 1976).

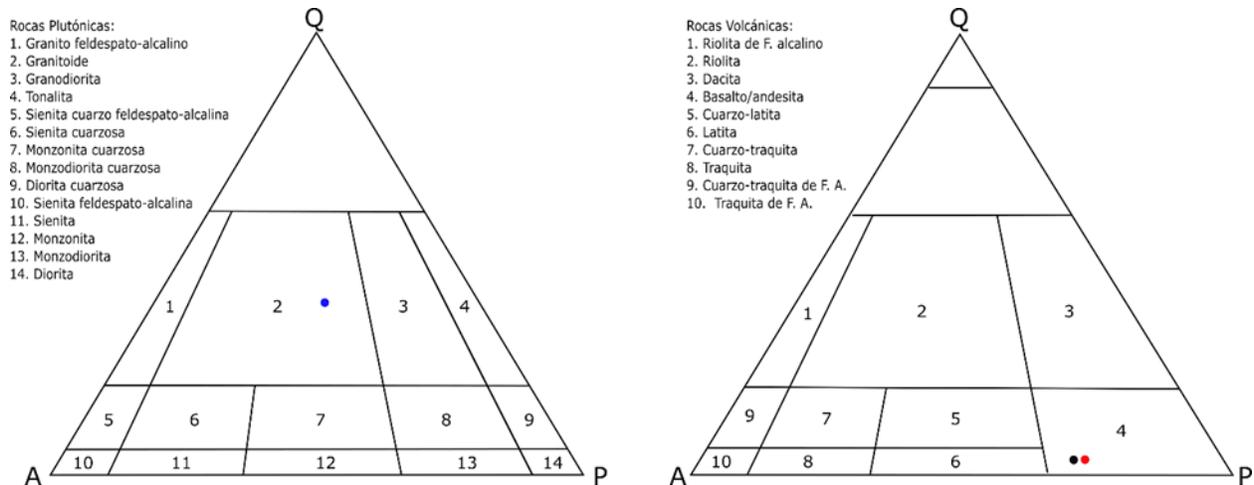


Figura 21. Clasificación QAPF de las rocas plutónicas y volcanoclasticas presentes en el área de estudio, tomado y modificado Streckeisen, (1976). Izq: muestra CM3-1 (punto azul), diagrama QAPF para rocas plutónicas. Der: muestras CM2-1 (punto negro) y CM2-2 (punto rojo), diagrama QAPF para rocas volcánicas.

En los cristales euhedrales de plagioclasa de las muestras CM2-1, y CM2-2 se aprecia minerales de alteración tipo sericita y caolinita junto a diferentes tipos de maclado polisintético: macla tipo albita (albita rica en Na), macla tipo Carlsbad (sanidina rica en Na, K), macla tipo Carlsbad - albita, y macla tipo periclina (rica en Ca), adicional a esto se observa caolinización en los microlitos euhedrales de feldespato alcalino, minerales opacos de forma nodular, desvitrificación en la matriz cristalina y en algunos microcristales de hornblenda con un maclado del tipo Carlsbad (Figura 22, 23). En varios microlitos presentes en las muestras de la estación CM2 se aprecia un recubrimiento ocre rojizo – pardo (Figura 23, b-nx, f-nx) y porosidad secundaria intrapartícula (Figura 22, a-nx, e-nx) producto de la disolución de plagioclasas, feldespatos alcalinos y anfíboles.

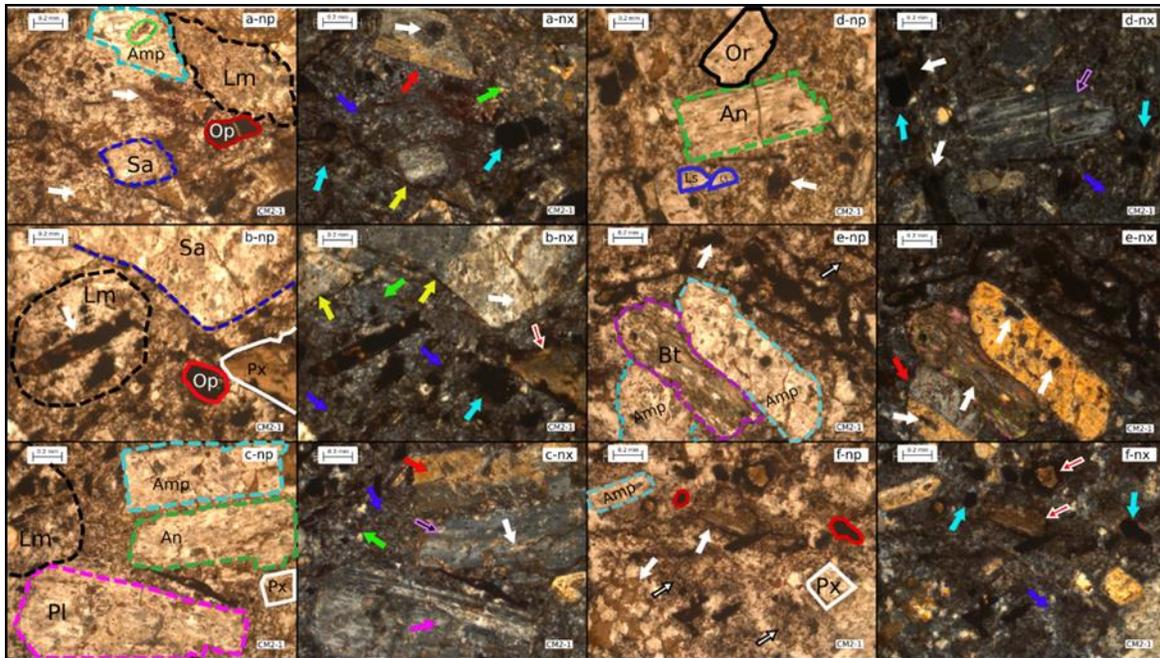


Figura 22. Imágenes tomadas en el microscopio de luz transmitida Leica DM750P en nicols cruzados (nx) y paralelos (np) de la muestra CM2-1; línea punteada celeste: cristal euhedral anfíbol (Amp), línea punteada azul: cristal euhedral sanidina (Sa), línea punteada fucsia: cristal euhedral plagioclasa (Pl), línea punteada verde: cristal euhedral anortita (An), línea punteada morada: cristal subeuhedral biotita (Bt), línea punteada negra: lítico metamórfico (Lm) subredondeado-angular, línea sólida blanca: cristal euhedral piroxeno (Px), línea sólida negra: cristal euhedral ortoclasa (Or), línea sólida roja: cristal euhedral-subeuhedral opaco (Op), línea sólida azul: lítico sedimentario (Ls) sub-angular, línea sólida verde: porosidad secundaria, flecha blanca: alteración supergena, flecha celeste: mineral opaco (Op), flecha roja: macla tipo Carlsbad en anfíboles (Amp), flecha azul: matriz microcristalina, flecha amarilla: macla tipo Carlsbad en sanidinas (Sa), flecha verde: lítico metamórfico (Lm), flecha fucsia: macla tipo albita-Carlsbad en plagioclasas (Pl), flecha negra con borde fucsia: macla plagioclasa ricas en Ca, flecha roja borde blanco: recubrimiento de óxido de hierro, flecha blanca borde negro: desvitrificación.

La muestra CM3-1 (Unidad 3) presenta alto grado de alteración hidrotermal supérgena (Figura 24), en general, las rocas aflorantes en la estación CM3 poco compactadas dificultan la interpretación de las relaciones tangenciales (petrogénesis) entre las fases minerales presentes. Sin embargo, fueron identificados cuarzos (39.0%), plagioclasas (32.0%) y feldespatos alcalinos (29.0%) como los constituyentes del ensamble mineralógico principal (Figura 18), lo cual permitió clasificar las rocas aflorantes como un monzo-granito, en segundo orden son apreciables micas –

biotitas (Figura 24a) y evidencia (Figura 24c) de un evento mineralizante posterior a la intrusión del cuerpo plutónico.

Las plagioclasas euhédrales en la muestra CM3-1 exhiben maclado polisintético y zonación con textura rapakívi, el sector en las plagioclasas con mayor contenido en Ca presenta facilidad para la alteración tipo sericítica, en estos sectores algunos cristales exhiben disolución (porosidad intracristalina), los cristales de feldespatos alcalinos se caracterizan por su clivaje, y una zonación en su color de interferencia apreciable solamente en nicols cruzados (Figura 24).

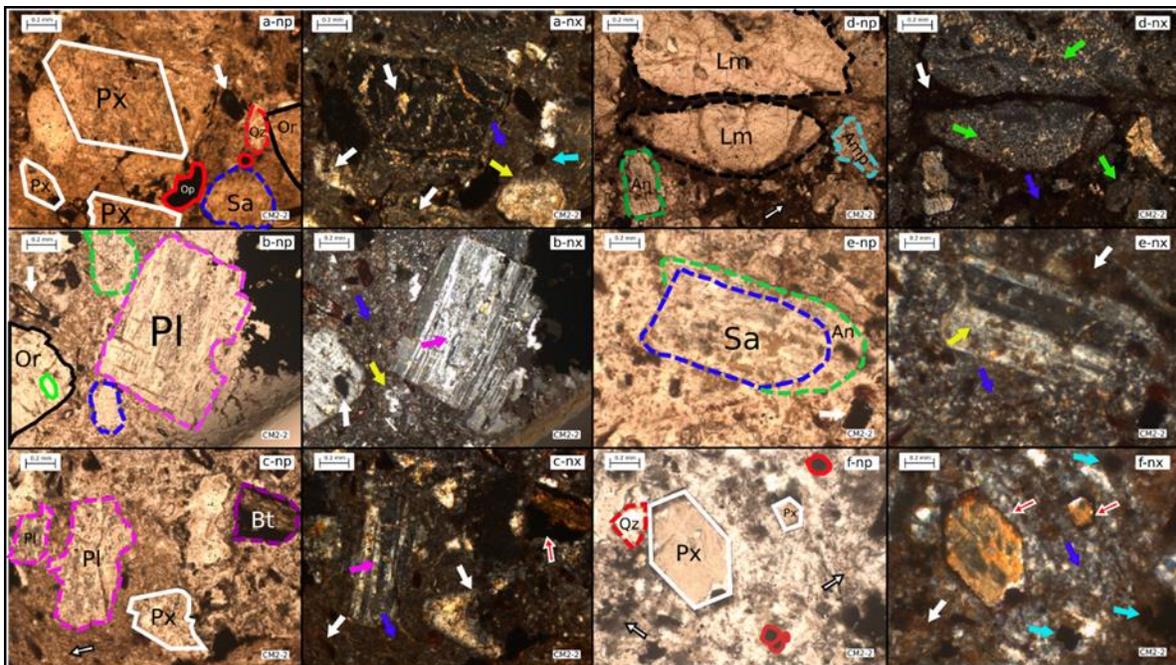


Figura 23. Imágenes tomadas en el microscopio de luz transmitida Leica DM750P en nicols cruzados (nx) y paralelos (np) de la muestra CM2-2; línea punteada celeste: cristal euhedral anfíbol (Amp), línea punteada azul: cristal euhedral sanidina (Sa), línea punteada fucsia: cristal euhedral plagioclasa (Pl), línea punteada verde: cristal euhedral anortita (An), línea punteada morada: cristal subhedral biotita (Bt), línea punteada roja: cristal subhedral cuarzo (Qz), línea punteada negra: lítico metamórfico (Lm) subredondeado-angular, línea sólida blanca: cristal euhedral piroxeno (Px), línea sólida negra: cristal euhedral ortoclasa (Or), línea sólida roja: cristal euhedral-subhedral opaco (Op), línea sólida verde: porosidad secundaria, flecha blanca: alteración supergena, flecha celeste: mineral opaco (Op), flecha roja: macla tipo Carlsbad en anfíboles (Amp), flecha azul: matriz microcristalina, flecha amarilla: macla tipo Carlsbad en sanidinas (Sa), flecha verde: lítico metamórfico (Lm), flecha fucsia: macla tipo albita-Carlsbad en plagioclasas (Pl), flecha roja borde blanco: recubrimiento de óxido de hierro, flecha blanca borde negro: desvitrificación.

Se estimó la porosidad en las secciones delgadas CM2-1 y CM2-2, con la herramienta JMicroVision (Roduit, 2019), la cual arrojó valores porcentuales con respecto al área total de las secciones de 1.07% de porosidad secundaria (disolución hidrotermal y fracturamiento), y 2% de microporosidad para el caso del evento mineralizante zeolitizado a la fase mineral laumontita rica en Ca (Lmt) (Figura 25), esta última porosidad corresponde al 35% del área superficial de la fractura mineralizada.

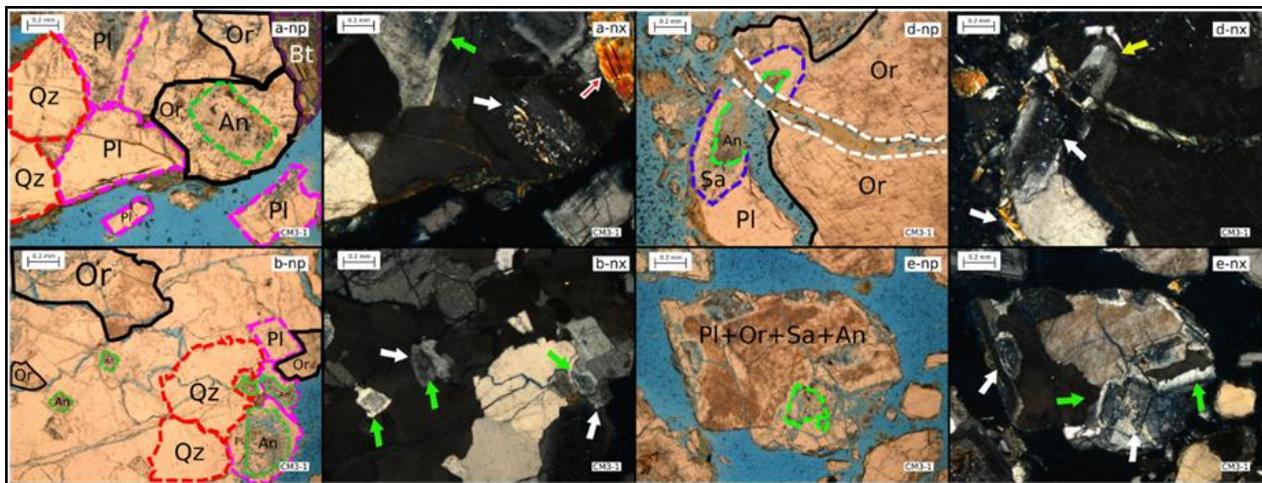


Figura 24: imágenes tomadas en el microscopio de luz transmitida Leica DM750P en nicols cruzados (nx) y paralelos (np) de la muestra CM3-1; línea punteada azul: cristal euhedral sanidina (Sa), línea punteada fucsia: cristal euhedral plagioclasa (Pl), línea punteada verde: cristal euhedral anortita (An), línea punteada morada: cristal subeuhedral biotita (Bt), línea punteada roja: cristal sub-hedral cuarzo (Qz), línea punteada blanca: mineralización de cuarzo, línea sólida negra: cristal euhedral ortoclasa (Or), flecha amarilla: macla tipo Carlsbad en sanidinas (Sa), flecha verde: zonación composicional (Na-Ca-K), flecha roja borde blanco: recubrimiento de óxido de hierro.

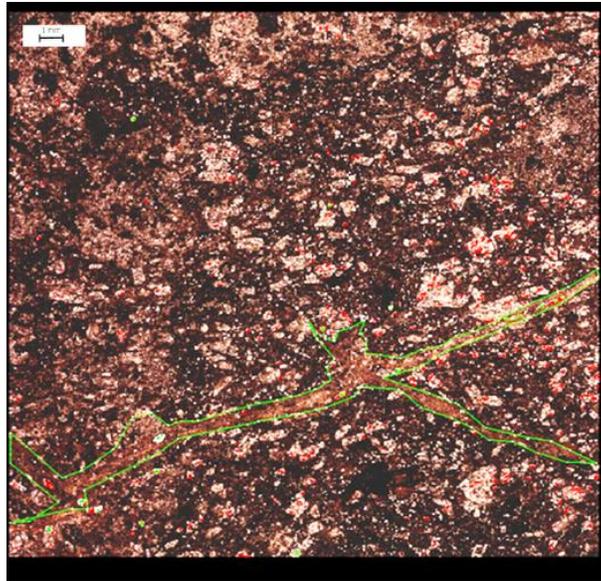


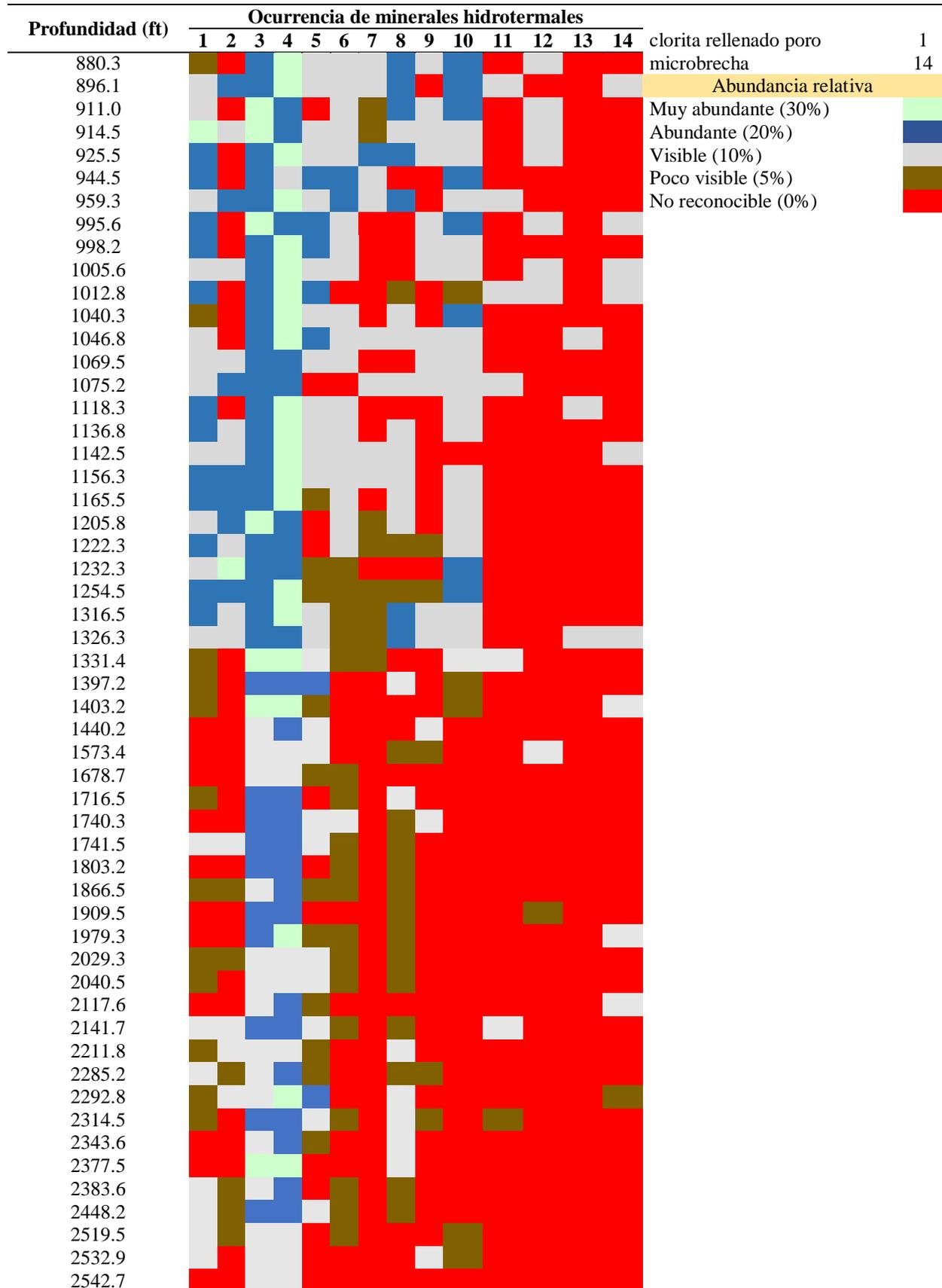
Figura 25. Imagen procesada con JMicroVision para el cálculo áreal de la porosidad en la muestra CM2-1, puntos verdes y rojos porosidad secundaria, línea verde perímetro evento mineralizante.

4.4.2 Muestras de pozo. Se inspeccionaron 76 secciones delgadas en el pozo ANH-VMM-WP271-1X asociadas a la Formación Noreán con el fin de identificar y cuantificar la ocurrencia de los principales minerales secundarios producto de alteraciones hidrotermales post – depositacionales y controlar sus variaciones verticales (Tabla 4).

Tabla 1.

Relación alteraciones hidrotermales – profundidad para el pozo ANH-VMM-WP271 -1X

Profundidad (ft)	Ocurrencia de minerales hidrotermales															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
352.1															clorita relleno poro	1
502.3															clorita relleno fractura	2
524.2															caolinita	3
558.4															caolinita en fractura	4
611.6															CaCO ³ en fractura	5
626.5															CaCO ³ en poro	6
633.6															poro sin relleno	7
655.1															fractura sin relleno	8
763.4															laumontita	9
770.2															epidota en poro	10
866.3															epidota en fractura	11
															fractura con cuarzo	12
															plagioclasa en fractura	13



Profundidad (ft)	Ocurrencia de minerales hidrotermales														clorita relleno poro	1	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
2547.5																	
2551.3																	
2561.9																	
2574.5																	
2575.5																	
2582.4																	
2594.8																	
2613.0																	
2615.4																	
2624.3																	

Las litologías identificadas (Figura 26, 27, 28) en el pozo (Basalto andesítico, Toba vítrea, Toba Cristalina, Dacita, Limolita) son principalmente rocas volcánicas primarias con algunos horizontes volcanoclásticos. El mineral de alteración hidrotermal con mayor ocurrencia es la Caolinita (Kln) visible en todo el pozo como un recubrimiento de minerales primarios o ligado a fracturas y “microbrechas”, seguido de la Clorita (Chl) la cual es apreciable en casi todas las secciones delgadas como relleno de poro y en ocasiones se observa asociada a fracturas, la Epidota (Ep) en menor proporción se ubica en poros y fracturas (Figura 27).

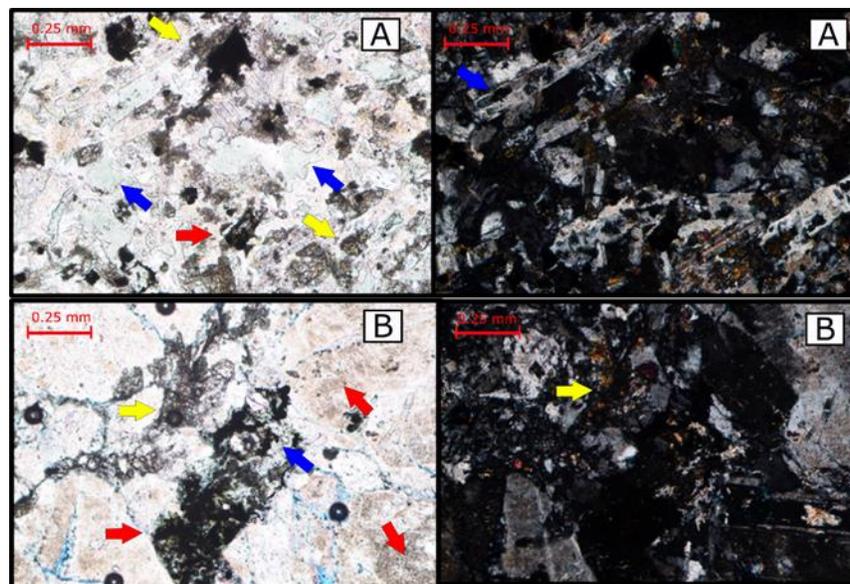


Figura 26. Imágenes en nicoles paralelos y cruzados de basaltos andesíticos pozo ANH-VMM-WP271-1X. A) muestra 866.3 ft. B) muestra 959.3 ft; flecha amarilla: epidota (Ep); flecha azul: clorita (Chl); flecha roja: caolinita (Kln).

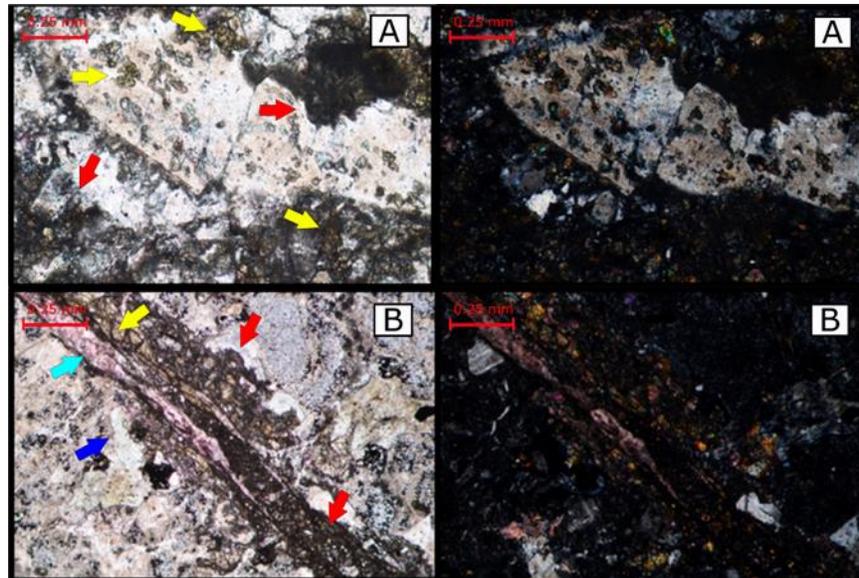


Figura 27. Imágenes en nicols paralelos y cruzados de tobas ubicadas en el pozo ANH-VMM-WP271-1X. A) toba vítrea muestra 880.3 ft. B) toba cristalina muestra 1012.8 ft; flecha amarilla: epidota (Ep); flecha roja: caolinita (Kln); flecha azul: clorita (Chl); flecha celeste: fractura rellena de CaCO₃.

Algunas fracturas (Figura 27) identificadas en el pozo exhiben en su interior algún tipo de relleno (Calcita, Cuarzo, Plagioclasa, Laumontita, Epidota), las fracturas con calcita (Cal) presentan mayores dimensiones y se aprecian con mayor frecuencia en las muestras de pozo.

La disolución de minerales primarios, principalmente plagioclasas (Pl) son indicadores inequívocos de que las muestras ubicadas en el pozo han sufrido eventos hidrotermales que han modificado su forma (porosidad secundaria). Estos poros intracristalinos se aprecian mayoritariamente rellenos de clorita (Chl), sin embargo, en algunos casos se observa epidota (Ep) y calcita (Cal) como relleno (Figura 28).

Con el fin de realizar correlaciones composicionales a partir del conteo de puntos minerales se realizó un diagrama ternario (Streckeisen, 1976) donde se pudiese apreciar la afinidad de las muestras de pozo con las muestras de superficie y las limolitas de afinidad continental con alto contenido en cuarzo (Figura 29).

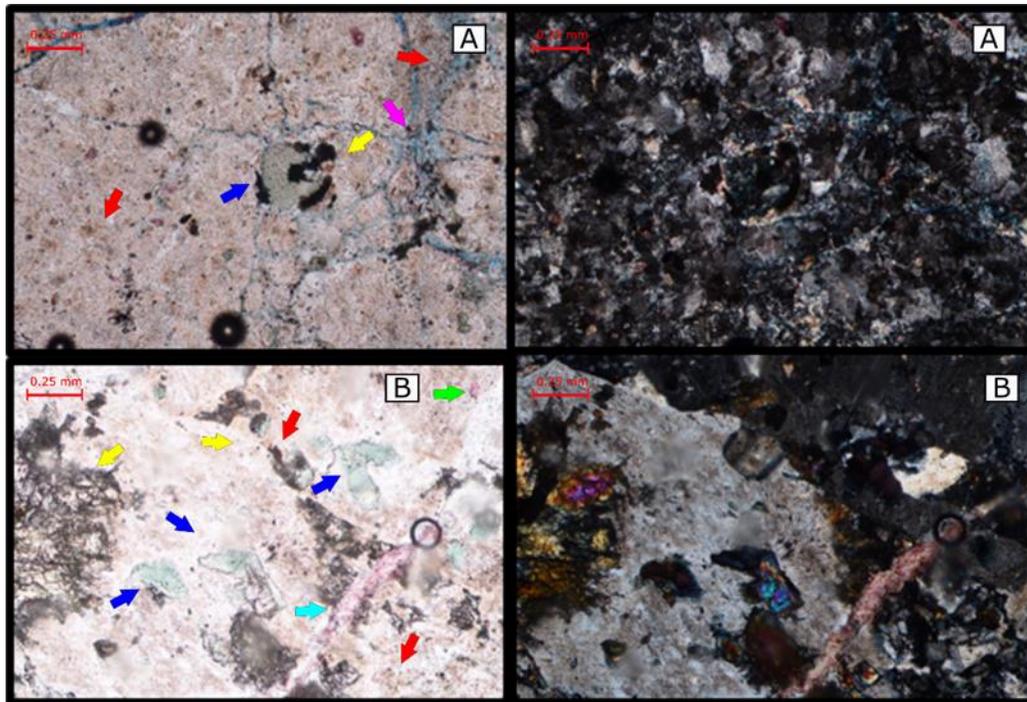


Figura 28. Imágenes en nicols paralelos y cruzados de las Dacitas ubicadas en el pozo ANH-VMM-WP271-1X. A) muestra dacita 352.1 ft. B) muestra dacita 1040.3 ft; flecha amarilla: epidota (Ep); flecha roja: caolinita (Kln); flecha azul: clorita (Chl); flecha celeste: fractura rellena de CaCO₃; flecha verde: poro relleno con CaCO₃; flecha fucsia: fractura sin relleno.

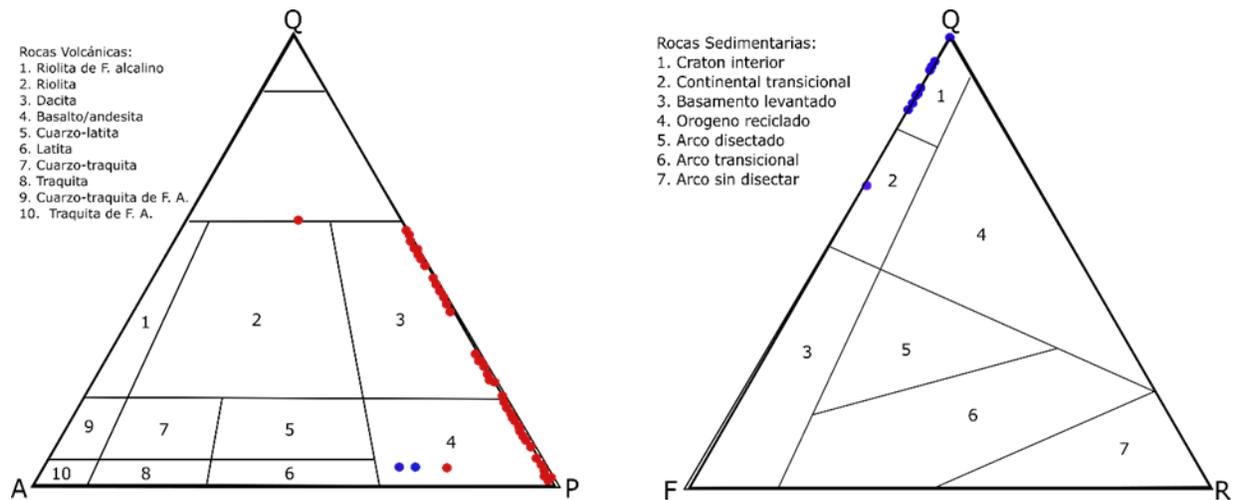


Figura 29. Clasificación QAP de las rocas volcánicas (Streckeisen, 1976) y QFL para rocas sedimentarias (Dickinson's, 1985) presentes en pozo ANH-VMM-WP271-1X (puntos rojos) y en superficie (puntos azules).

Las muestras ubicadas a 2519.5 ft y 2574.5 ft de profundidad presentaron mayor afinidad (Figura 29) con las muestras de superficie (Unidad 1). La porosidad secundaria (fracturamiento y disolución) calculada con ayuda de JMicroVision (Roudit, 2019) en las láminas delgadas fue de 7.18 % (Figura 30).

4.5 Microscopia electrónica de barrido (MEB)

Para el estudio de las muestras CM2-1, y CM2-2 (Unidad 1) se seleccionan áreas de interés (Figura 9b; círculos azules) en las secciones delgadas para ser inspeccionadas en un microscopio electrónico con el fin de caracterizar semi-cuantitativamente con espectroscopía de dispersión de electrones (EDS) y controlar la ocurrencia de los minerales de arcilla, alteraciones, minerales opacos, mineralizaciones y variaciones composicionales en las plagioclasas con electrones secundarios (SE).

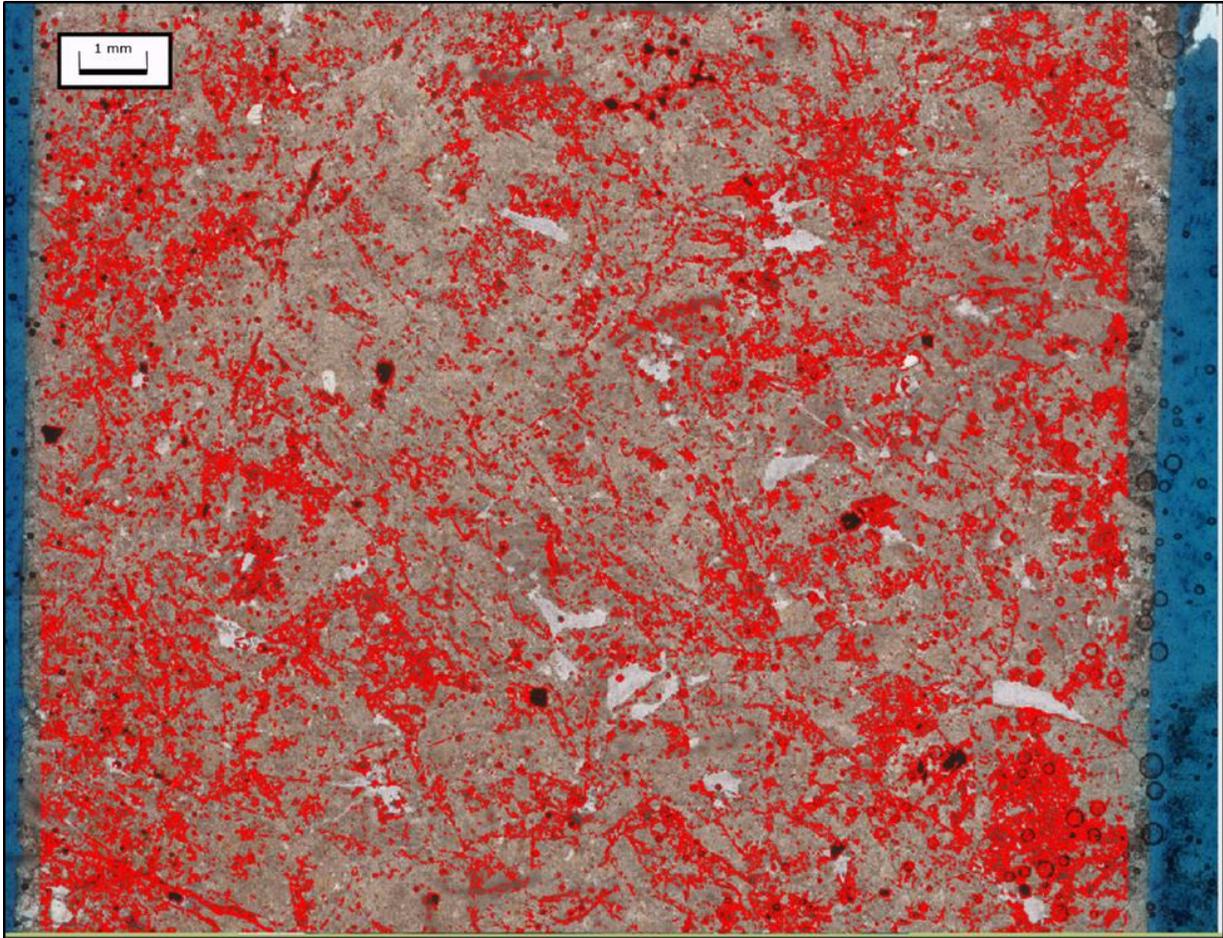


Figura 30. Imagen procesada con JMicroVision para el cálculo áreal de la porosidad en la muestra del pozo ANH-VMM-WP271-1X a una profundidad de 2519.5 ft, los puntos rojos corresponden a la porosidad secundaria.

Como minerales principales fueron identificadas plagioclasas ricas en Na tipo albita (Pl-Na) (Figura 31), ricas en Na-K tipo sanidina (Sa) (Figura 32), plagioclasa rica en Ca tipo anortita (Anexo B), y feldespatos con un contenido en potasio (Kfs) significativo (Figura 33). Adicionalmente se reconocen piroxenos (Py), biotitas (Bt), anfíboles (Amp), apatito (Ap) y cuarzos (Qz) (Anexo B).

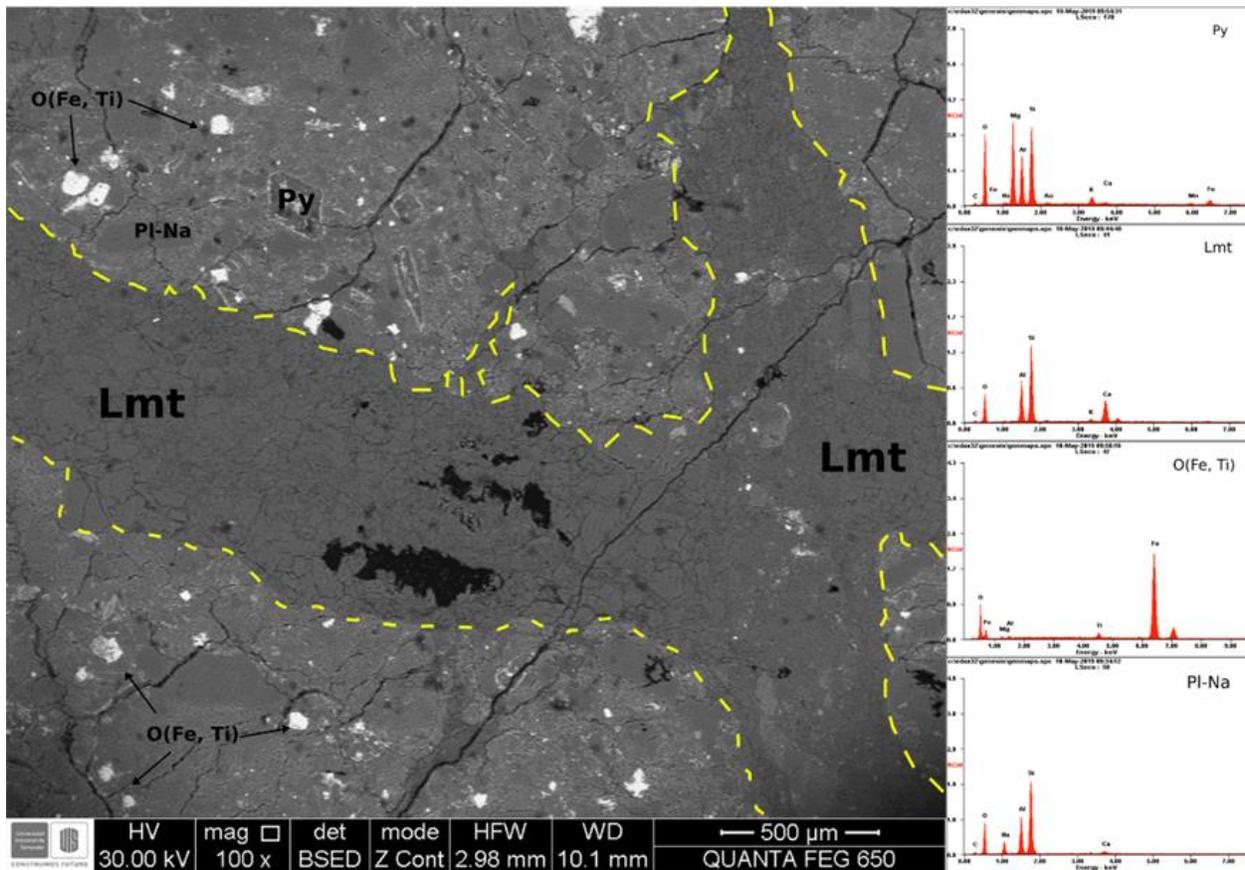


Figura 31. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); O (Fe, Ti) - Óxido de hierro y titanio, Py – Piroxeno, Lmt – Laumontita, Pl-Na – Plagioclasa rica en sodio. La línea amarilla punteada delimita evento mineralizante alterado.

Los minerales opacos (Figura 31, 33) identificados presentan un alto contenido en hierro (Fe) y en titanio (Ti).

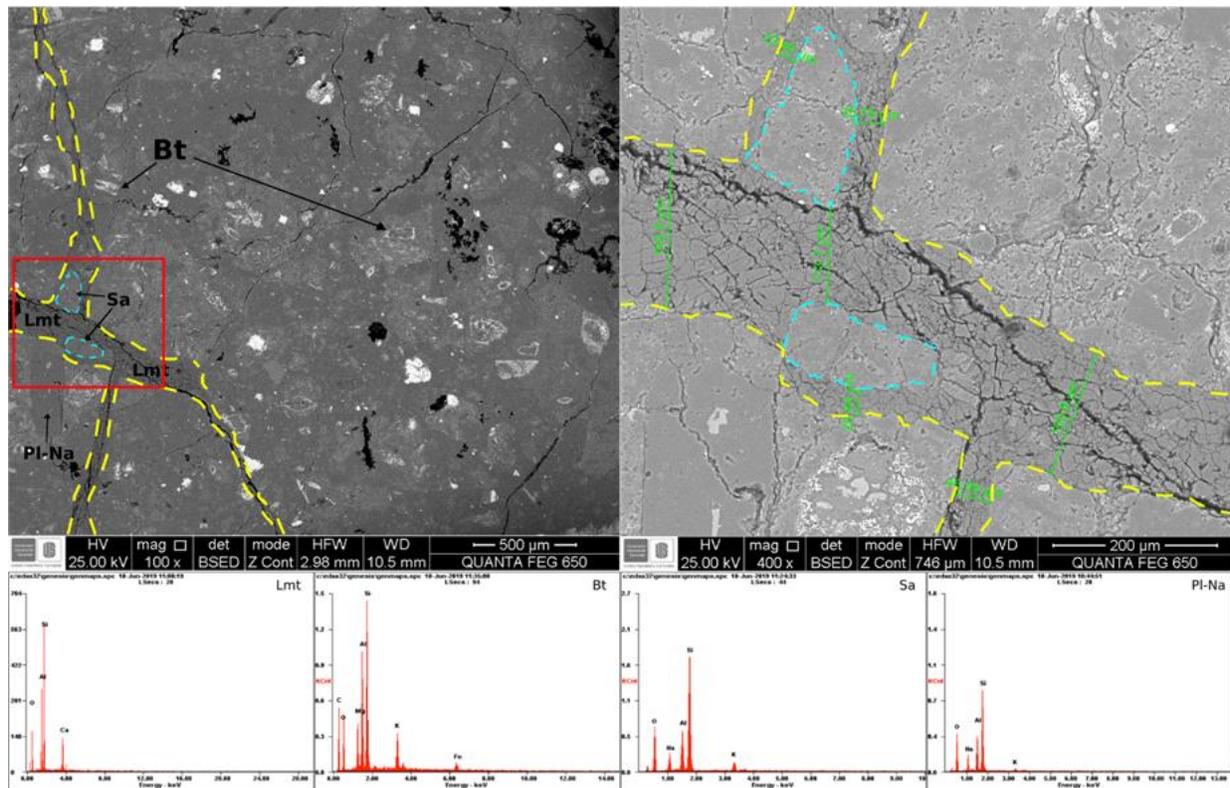


Figura 32. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); Lmt – Laumontita, Bt – Biotita, Sa – Sanidina, Pl-Na – Plagioclasa rica en sodio, línea amarilla – limite evento mineralizante alterado, línea azul punteada – borde de sanidina sin alterar. En la izquierda la magnificación del recuadro rojo de la derecha.

Un evento mineralizante alterado es reconocible en ambas secciones delgadas (CM2-1, CM2-2, Figura 31, 32, 34), su ancho vario entre 100 – 900 nm y en cuyo interior se aprecian algunos cristales idiomorfos de sanidina (Sa) sin alterar (Figura 32). La alteración (Figura 31, 32) se caracteriza como zeolita del tipo Laumontita (Lmt) por presentar alto contenido en Ca. Se identificaron y clasificaron las alteraciones en dos grupos; zeolitas y minerales arcilla, estas fases minerales son producto de la alteración de minerales primarios. A continuación, se describen sus principales características texturales y composicionales.

Los minerales de arcilla identificados son; Illita (ill), Clorita (Chl), Esmectita (Esm), y Vermiculita (Vrm). La Illita se observa (Figura 34), como el mineral del grupo de las arcillas que

se aprecia en mayor proporción, su ocurrencia está asociada a poros intercrystalinos y en sustitución isomórfica parcial de plagioclasas, piroxenos, y biotitas, su morfología en pequeñas hojuelas distribuidas aleatoriamente se apreció con una magnificación de 3.000X, exhibe una pseudoestratificación irregular sin interestratificados reconocibles de algún tipo (Figura 35). La Clorita se observa (Figura 35) principalmente como un recubrimiento brillante en feldespatos potásicos (Kfs) y piroxenos, estos minerales del grupo de las arcillas se caracteriza por un alto contenido en Mg y K, con Ti, Al y Si en menor proporción.

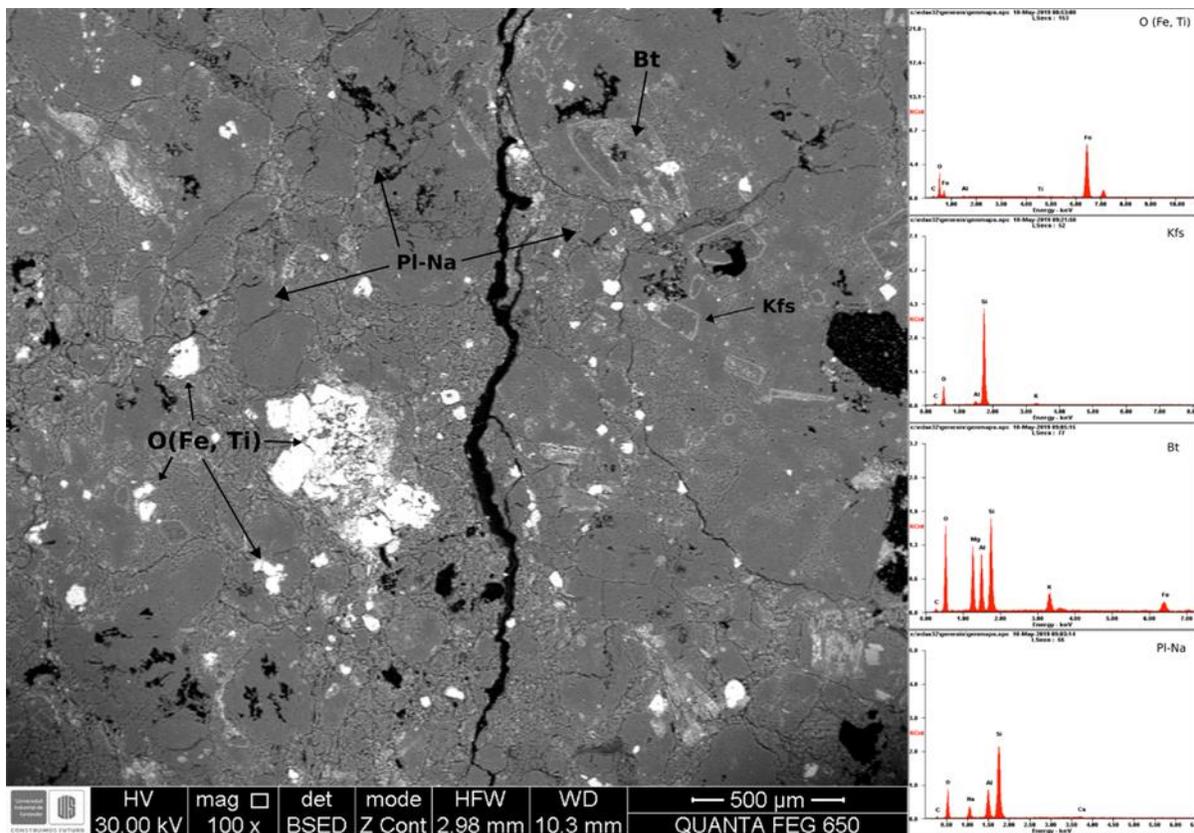


Figura 33. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-2, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); O (Fe, Ti) – Óxido de hierro y titanio, Kfs – Feldespato potásico, Bt – Biotita, PI-Na – Plagioclasa rica en sodio.

La Esmectita (Esm) se caracteriza (Figura 26) por presentar un aspecto masivo con presencia de Mn, elemento poco usual en los difractogramas obtenidos como respuesta para las muestras CM2, se encuentra como relleno en algunos piroxenos (Py). En el grupo de los minerales de arcilla la Esmectita presenta poca ocurrencia en las muestras inspeccionadas. La vermiculita es un mineral del grupo de las arcillas que se caracteriza (Figura 37), por un alto contenido de Mg, su ocurrencia está asociada a poros intracrystalinos y en sustitución isomórfica parcial de plagioclasas, su morfología en pequeñas hojuelas o laminas se apreció con una magnificación de 8.000 - 30.000X, las cuales exhibe una pseudoestratificación irregular homocomposicional sin interestratificados de algún tipo (Figura 37).

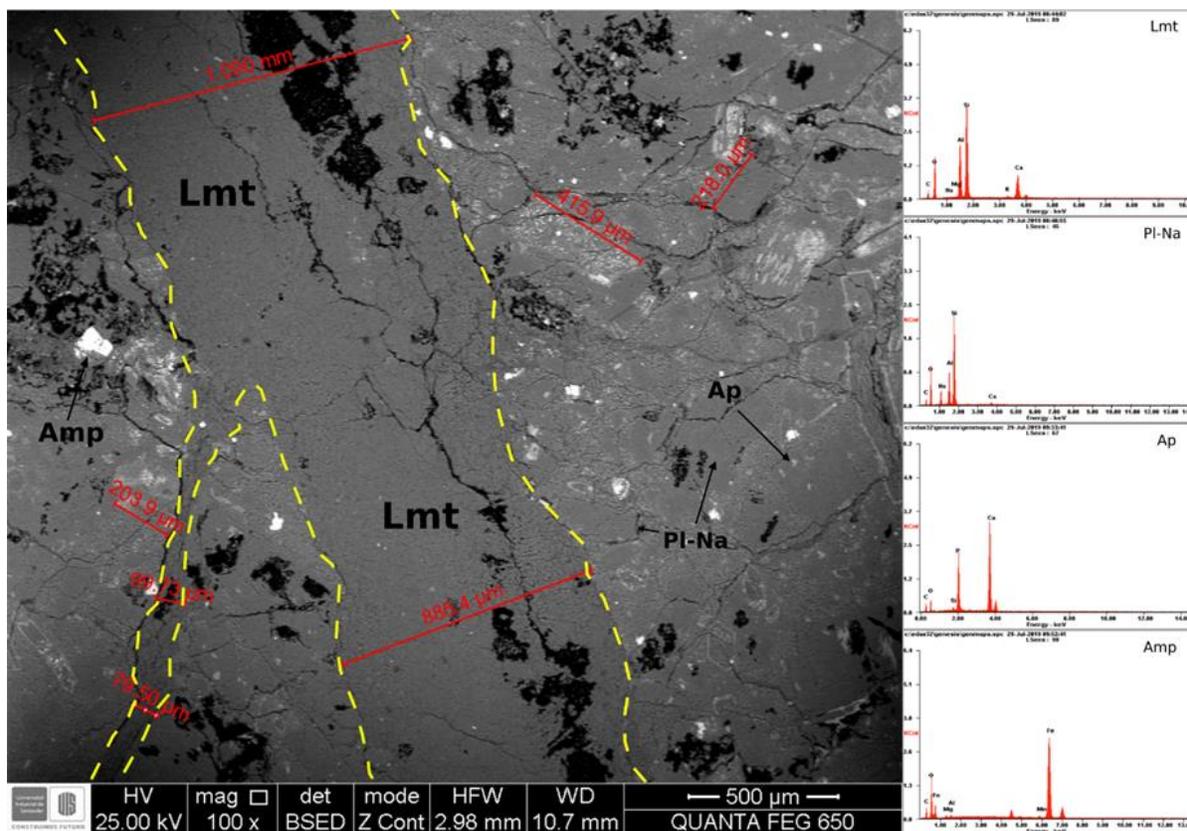


Figura 34. Imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-2, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); Lmt – Laumontita, PI-Na – Plagioclasa Sodica, Ap – Apatito, Amp – Anfíbol. La línea amarilla delimita un evento mineralizante alterado con alto contenido en calcio (Ca).

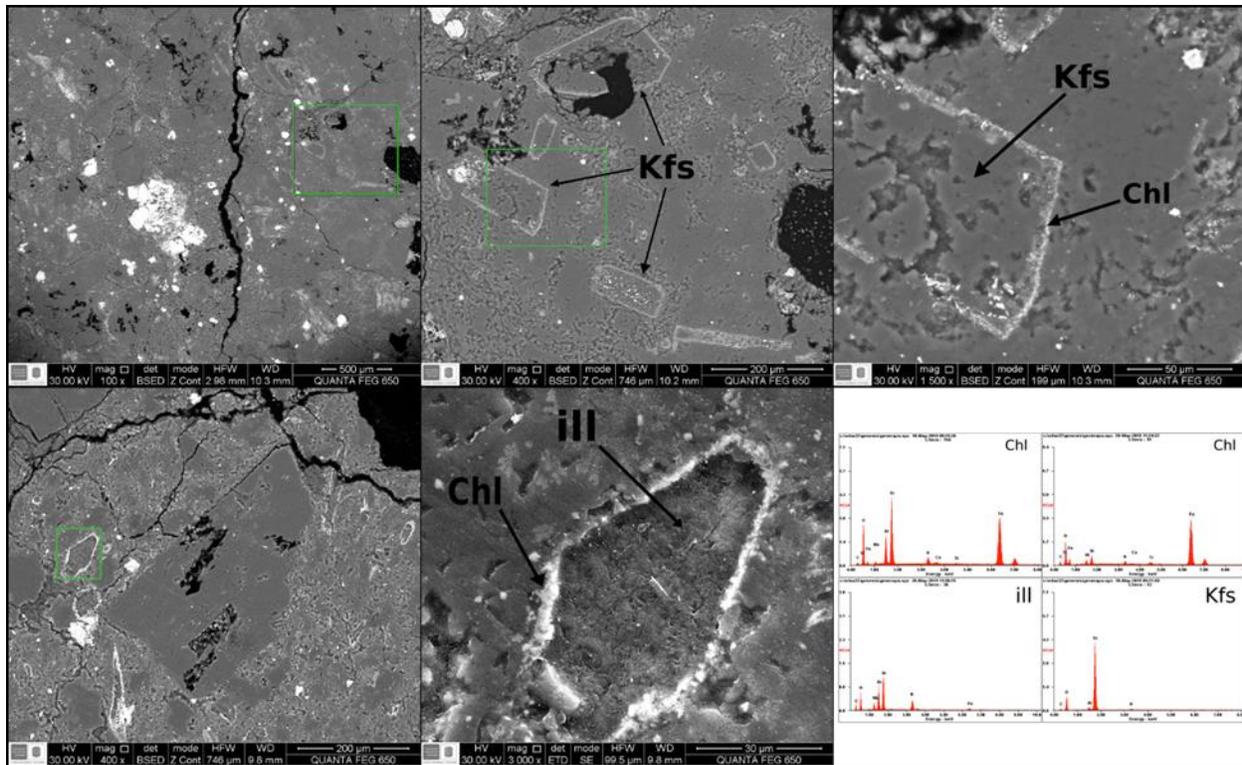


Figura 35. Dos secuencias (superior e inferior) de imágenes con electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-2, y difractogramas obtenidos a partir de espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); ill – Illita, Chl – Clorita, Kfs – Feldespato potásico. Las magnificaciones aumentan de izquierda a derecha, la imagen ubicada a la derecha de otra representa la magnificación del recuadro verde de la izquierda. En esta oportunidad al illita se presenta como sustitución isomorfa de piroxenos.

Se identifica una fase mineral del grupo de las zeolitas, la Laumontita (Lmt), con ocurrencia restringida al evento mineralizante alterado (fractura) previamente identificado (Figura 31, 32, 34, 36), composicionalmente se caracteriza por alto contenido en Ca y ausencia de Fe en los difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones secundarios (EDS). Se aprecian algunos cristales idiomorfos de plagioclasas albitizada con alto contenido en Na, que están restringidos a los bordes del evento mineralizante (Figura 38)

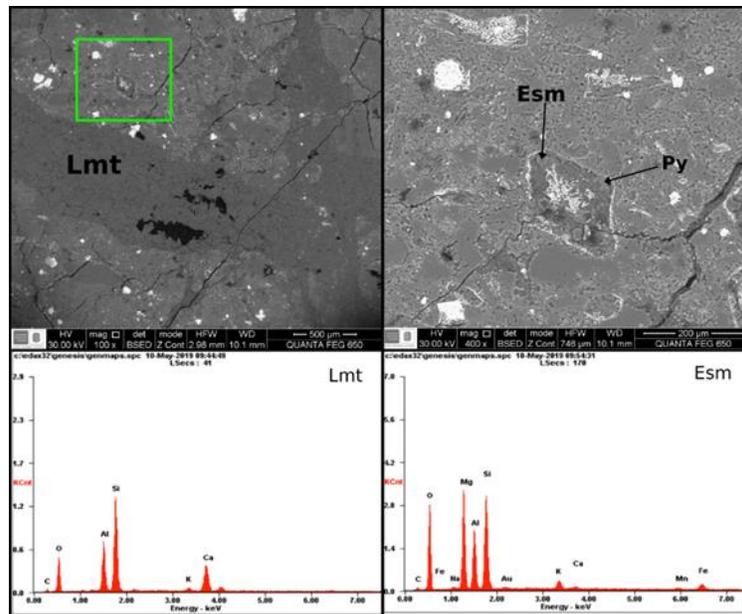


Figura 36. Secuencia de imágenes con electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos a partir de espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); se aprecia la afinidad de la esmectita (Esm) para fungir como relleno de poro, su aspecto masivo y el inusual contenido de Mn.

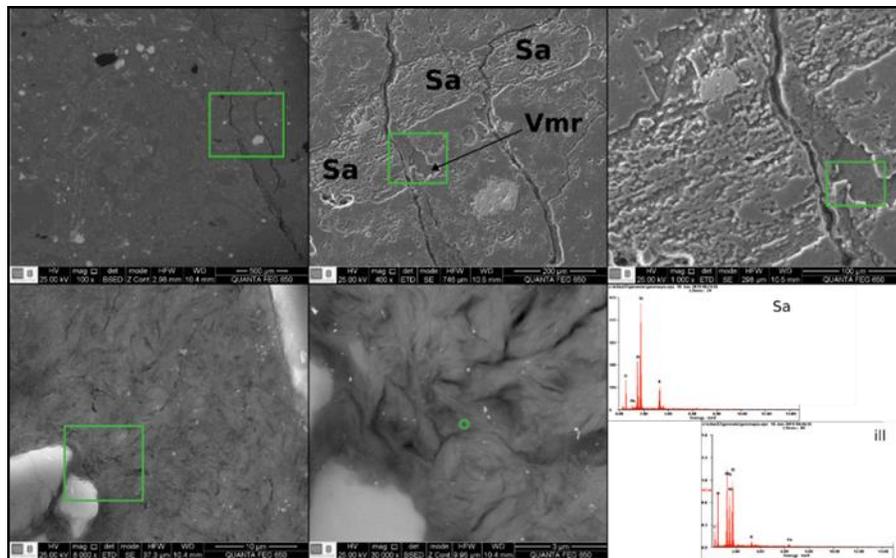


Figura 37. Secuencia de imagen de electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos con espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); illita (ill) en sustitución isomorfa parcial de un cristal idiomórfico de sanidina (Sa). Las magnificaciones aumentan de izquierda a derecha, la imagen ubicada a la derecha de otra representa la magnificación del recuadro verde de la izquierda.

4.6 Difracción de rayos X (DRX)

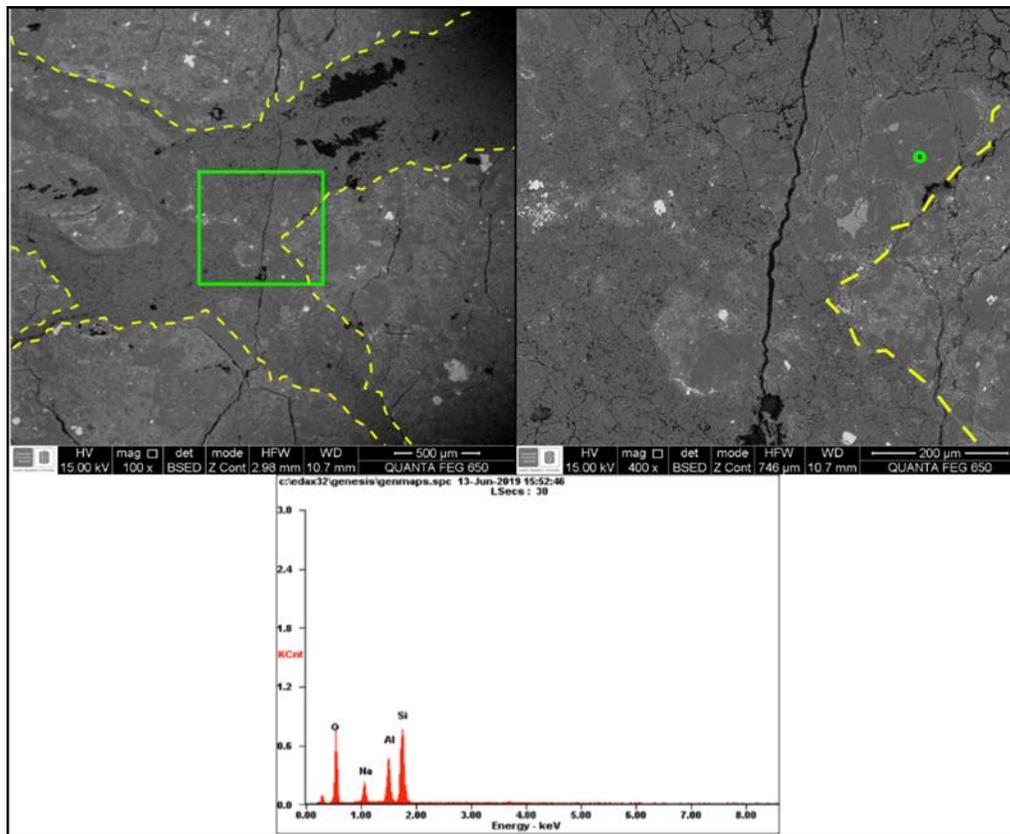


Figura 38. Secuencia de imágenes con electrones secundarios retrodispersados (BSED) de la muestra CM2-1, y difractogramas obtenidos a partir de espectroscopia de electrones de dispersión (EDS); se aprecia el alto contenido de Na en un microlito de plagioclasa.

4.6.1 Muestras superficie. Con el análisis elemental cualitativo se clasifican y organizan las fases minerales identificadas de acuerdo con el nivel de concentración en las dos muestras de la estación CM2, el análisis de muestra total (Figura 39, 40) permitió corroborar la interpretación previamente realizada con petrografía, donde las fases minerales identificadas con mayor concentración en las muestras CM2-1 y CM2-2, fueron las plagioclasas ricas en Na y Ca.

Para efectos de determinar la ocurrencia de las distintas fases minerales presentes en la fracción arcilla y su historia termal a partir de la cristalinidad de la illita, se tuvieron en cuenta las

fracciones de roca $< 0.2 \mu\text{m}$ y $< 2.0 \mu\text{m}$. Las fracciones $< 2.0 - 0.2$ registran (Figura 41, 43) un grado de cristalinidad de la illita acorde a condiciones de epimetamorfismo (0.118 – 0.130), por otro lado, las condiciones registradas (0.309 – 0.333) para las fracciones $< 0.2 \mu\text{m}$ concuerdan con condiciones de menor temperatura coherentes con anquimetamorfismo (Figura 42, 44).

Las fases minerales presentes registran alto contenido en Na, Al, Ca, sin embargo, en la fracción $< 0.2 \mu\text{m}$ no es tan evidente la presencia de la fase albita microcristalina con alto contenido en Na (Figura 42, 44)

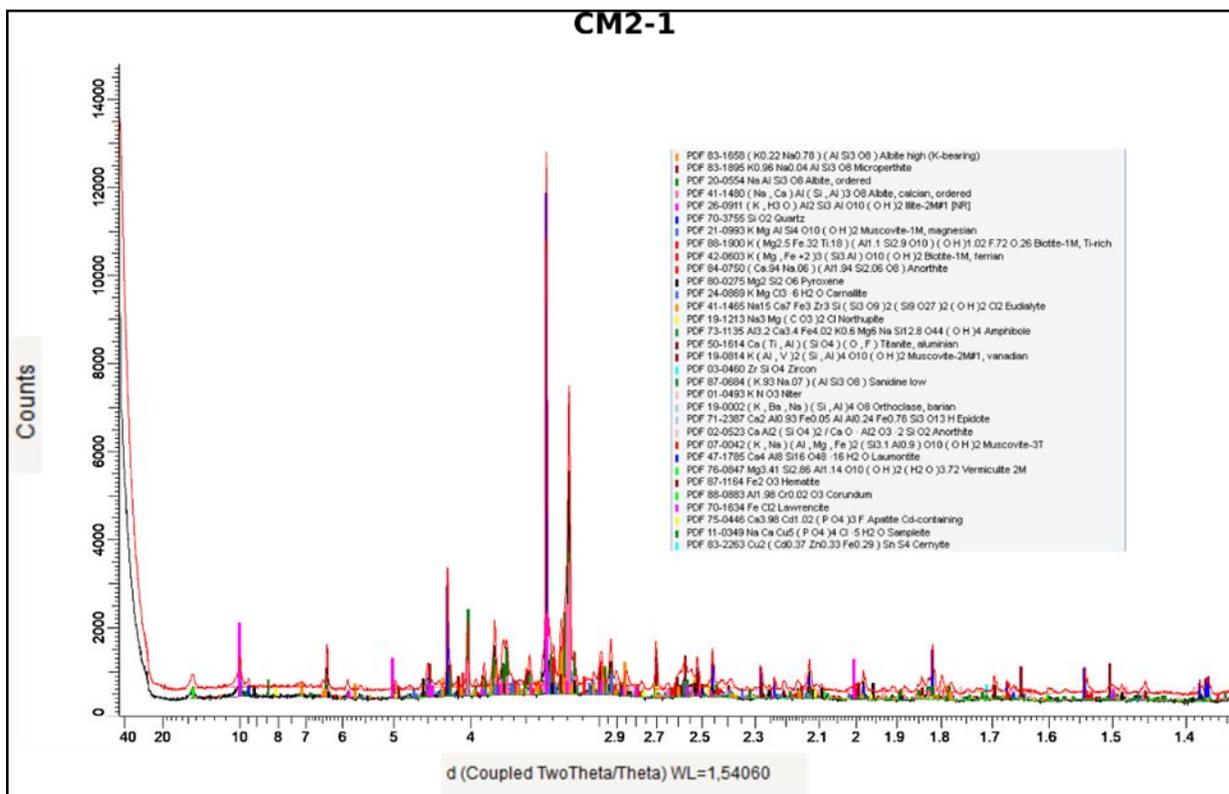


Figura 39. Difractograma de rayos X para la muestra roca total CM2-1 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral.

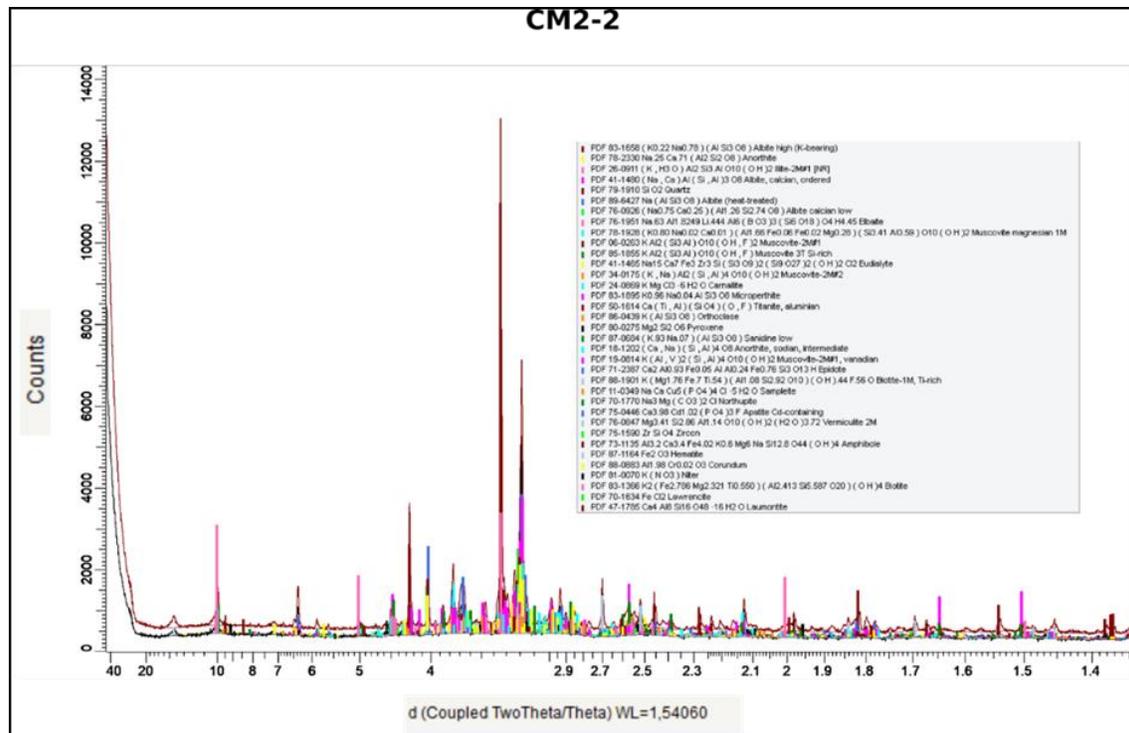


Figura 40. Difractograma de rayos X para la muestra de roca total CM2-2 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral.

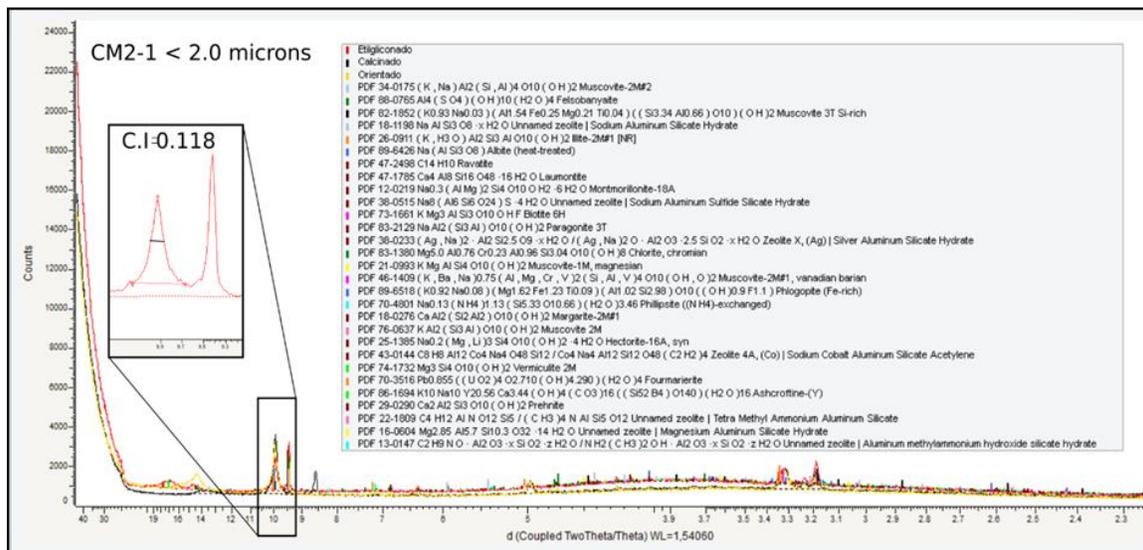


Figura 41. Difractograma de rayos X para la fracción $< 2.0 \mu\text{m}$ de la muestra CM2-1 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método grafico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (epizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral.

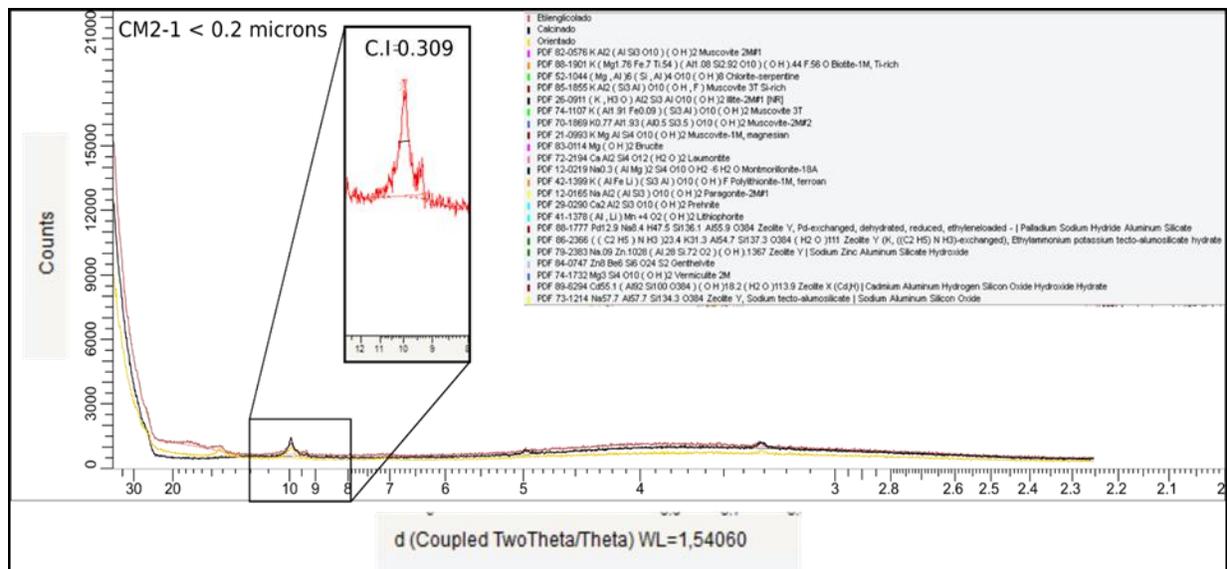


Figura 42. Difractograma de rayos X para la fracción < 0.2 μm de la muestra CM2-1 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método gráfico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (anquizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral.

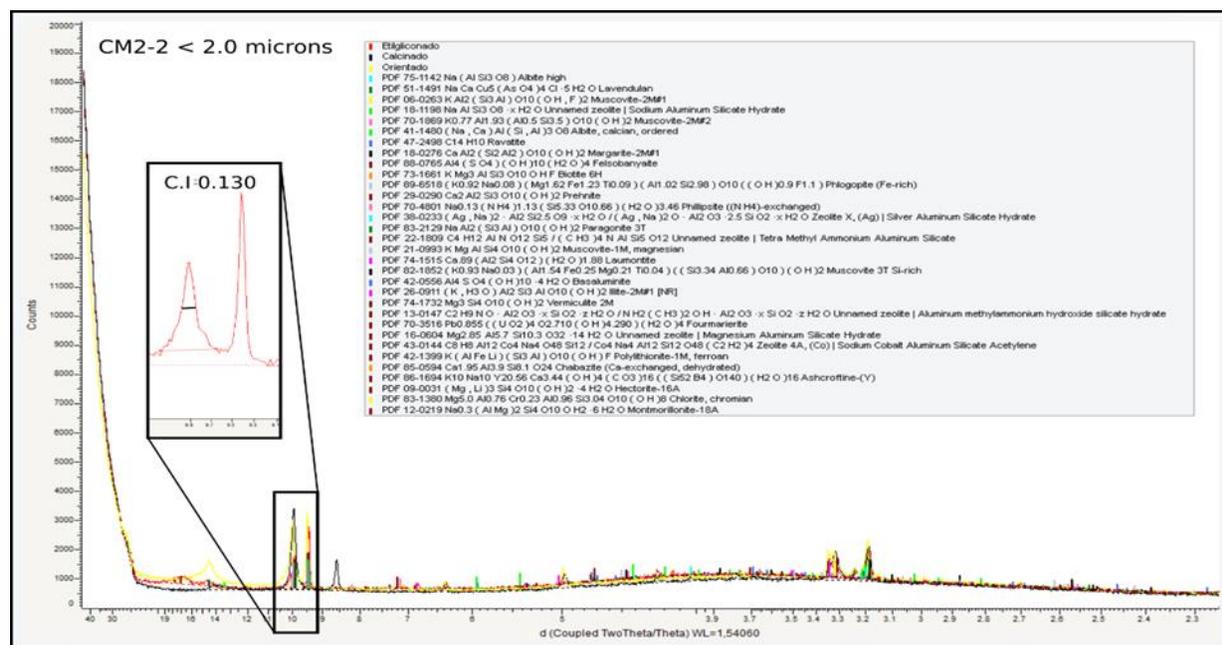


Figura 43. Difractograma de rayos X para la fracción < 2.0 μm de la muestra CM2-2 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método gráfico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (epizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral.

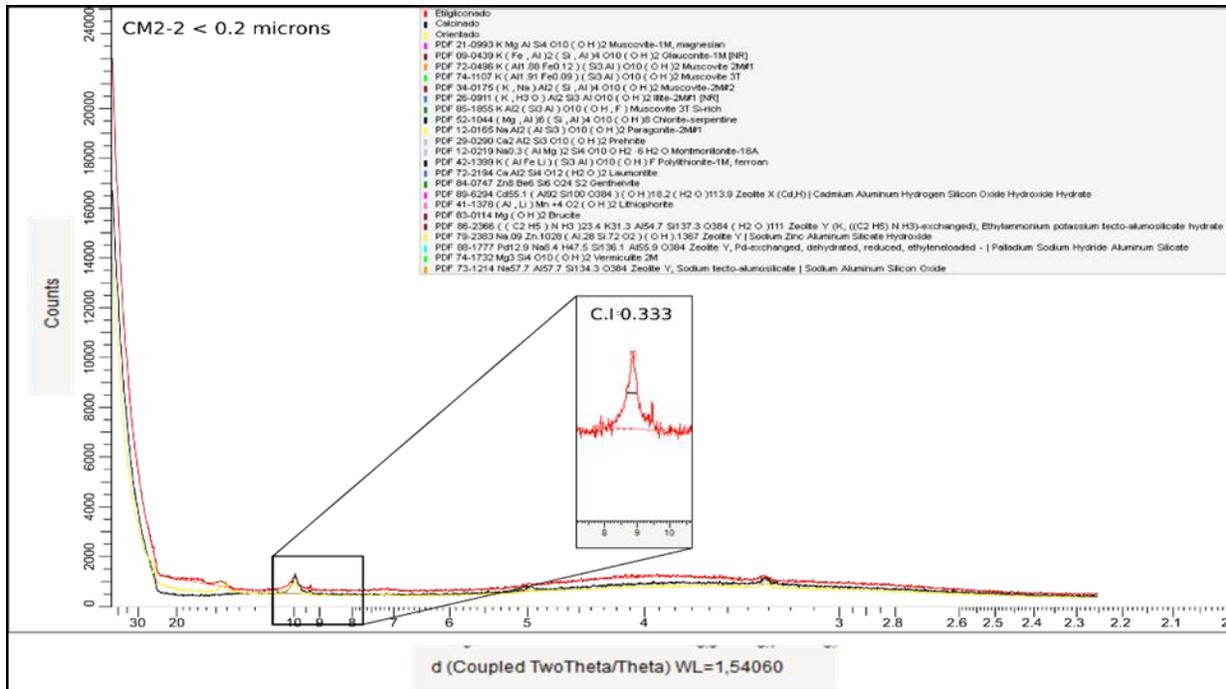


Figura 44. Difractograma de rayos X para la fracción < 0.2 μm de la muestra CM2-2 y la interpretación de cada pico con su fase mineral asociada, adicional método gráfico para el cálculo de la cristalinidad de la illita (anquizona), el orden de la lista fases es decreciente y dependerá de la concentración de cada fracción mineral.

4.6.2 Muestras de pozo. Para el pozo ANH-VMM-WP271-1X se cuenta con siete muestras que fueron seleccionadas para análisis DRX composicional cuantitativo de muestra total (Anexo D). Estos resultados son cotejados con los datos obtenidos en las muestras de superficie los cuales fueron procesados con el software DIFFRAC.TOPAS. Con los valores porcentuales de pozo y superficie se generó un diagrama QAP, el cual permitió correlacionar la abundancia de cada una de las tres fases minerales en pozo con los datos de superficie.

Las muestras se clasificaron según Streckeisen, (1976), con lo cual se le pudo identificar dos litologías en pozo (dacitas y riolitas) y corroborar los resultados obtenidos con petrografía para las muestras de superficie (Figura 45). Los valores de pozo de las fases minerales feldespato potásico y plagioclasas normalizados presentan una similitud con los resultados obtenidos para las muestras de superficie, esta última fase mineral (PI) se aproxima en menor cuantía a los datos

obtenidos en campo. El contenido de cuarzo varía notablemente entre las muestras colectadas en afloramiento y los datos disponibles para el pozo (Figura 45).

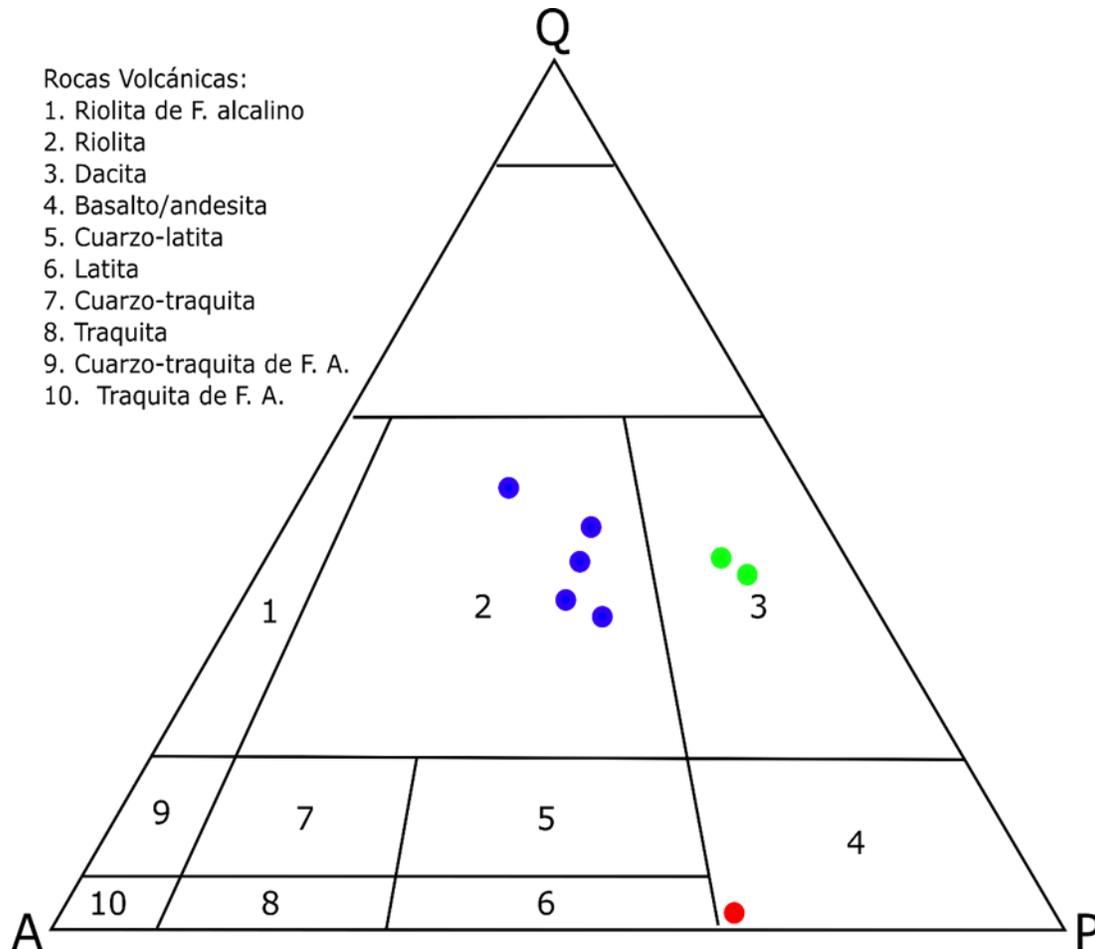


Figura 45. Diagrama QAP para rocas volcánicas con los datos de las fases minerales identificadas con DRX para el pozo ANH-VMM-WP271-1X, y superficie; punto azul: riolitas (1205.5 ft, 1453 ft, 1740 ft, 2024.6 ft, 2029.3 ft) punto verde: dacita (524.2 ft, 1307.8 ft), punto rojo: andesita superficie.

4.7 Microtermometría de inclusiones fluidas (IF)

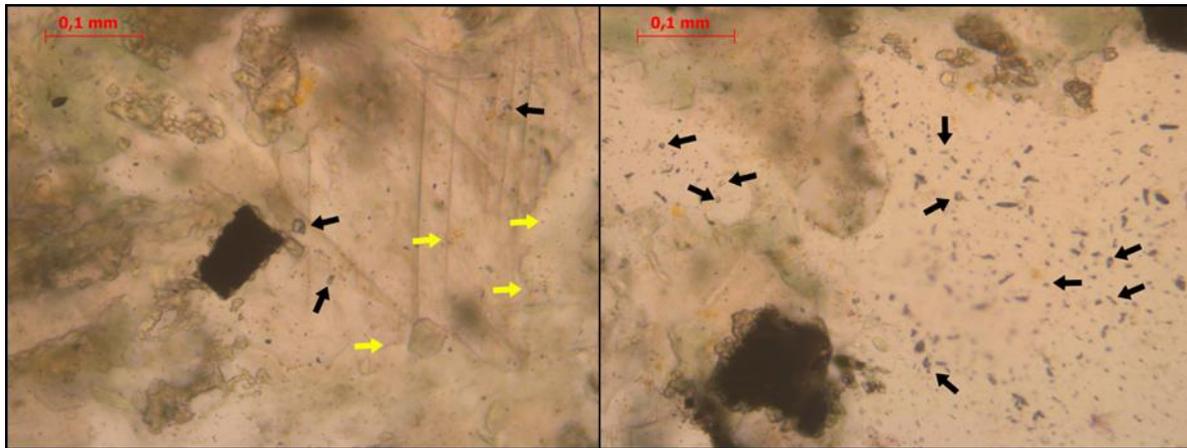


Figura 46. Inclusiones fluidas decrepitadas (flechas negras) y de tamaño minúsculo (<10 microns, flechas amarillas). Muestra del pozo ANH-VMM- WP271-1X, profundidad: 866.3 ft.

La inspección detallada en un microscopio óptico de luz transmitida de las cuatro SD doblemente pulidas (Tabla 1) realizadas con los testigos de roca del pozo ANH-VMM-WP271-1X, no arrojó datos significativos que permitan el análisis de los paleo fluidos involucrados en la historia post deposicional de la formación de interés, fue imposible observar inclusiones fluidas de un tamaño considerable que permita apreciar cambios de fase (sólido-líquido, líquido-gaseoso). En ocasiones se observó pequeñas irregularidades/impurezas en cristales de mayor tamaño (Figura 46), las cuales exhibían el aspecto de un globo desinflado (inclusión fluida decrepitada) evidencia inequívoca de una historia de enterramiento con variaciones significativas que alteraron las condiciones originales de cristalización

5. Discusión de Resultados

5.1 Litología y edad del basamento

Las edades obtenidas a partir de análisis de dataciones radiométricas U-Pb en zircones (CM2-1: 179.05 ± 1.48 Ma, CM3-1: 179.18 ± 2.38 Ma) proponen un evento volcánico Toarciense (Jurásico Inferior), el cual propició el emplazamiento de cuerpos plutónicos y el desarrollo de depósitos volcanoclásticos primarios que son asociados a la Formación Noreán dadas las evidencias texturales, petrográficas y temporales (Clavijo, 1995; Clavijo et al., 2008; Correa-Martínez et al., 2019).

Los resultados obtenidos a través de microscopía óptica (Figura 22, 23) en las rocas volcanoclásticas Jurásicas presentes en el área de estudio permiten asignar a las muestras de la Formación Noreán (CM2-1, CM2-2) un carácter piroclástico explosivo, donde se aprecian clastos de mayor calibre tipo lapilli de plagioclasas euhedrales principalmente con maclado simple de diferentes tipos, junto a una matriz de tamaño partícula ceniza que ha sido afectada por procesos hidrotermales (Anexo B). Esta asociación textural y composicional de los fragmentos es comúnmente relacionada a erupciones volcánicas que generan rocas tipo ignimbritas características de los depósitos volcanoclásticos primarios (Cas & Wright, 1987; Murcia et al., 2013).

Los resultados del análisis petrográfico para la muestra CM3-1 no permiten inferir relaciones genéticas a partir de los vínculos tangenciales observados en los diferentes minerales que componen la muestra, esto debido al alto grado de alteración supérgena exhibido por la roca

con la que se realizó la sección delgada, lo cual dificultó obtener material consolidado que conserve las relaciones espaciales iniciales entre los cristales minerales. El conteo de minerales en la sección delgada CM3-1 permitió su clasificación como un monzo granito (Figura 21), que junto con la textura fanerítica apreciable a escala de afloramiento permiten sugerir un evento intrusivo plutónico en el área de interés de edad Toarciense relacionado con la Formación Noreán (Anexo C; Clavijo et al., 2008; Toselli, 2010, Streckeisen, 1976).

5.2 Marco Estructural

El procesamiento con diferentes softwares de dominio libre (FracPaQ, Stereonet, Win-Tensor) de imágenes satelitales, diaclasas y estrías de falla, permitió el análisis de los patrones de fracturamiento y su régimen de esfuerzo asociado en el área de estudio y zonas aledañas. A escala regional se apreciaron tres tendencias importantes en los patrones de fracturamiento, la primera con dirección NNW se asocia al Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta, la segunda tendencia con rumbo NEE describe los lineamientos paralelos al Sistema de Fallas Espíritu Santo (Cuellar et al., 2012), y, por último, la tercera describe lineamientos NS los cuales serán tomados por el momento como fracturas conjugadas a los dos sistemas de fallas previamente mencionados (Figura 16). A escala mesoscópica se aprecia un patrón similar de fracturamiento donde las tendencias con mayor representatividad estadística estarían asociadas a los sistemas de fallas principales presentes en el área de estudio (SFBSM, FES), adicional a estas tendencias previamente identificadas se aprecia un nuevo patrón no reconocible a escala regional con un rumbo aproximado de NWW. Los resultados obtenidos con estrías de falla proponen un régimen de esfuerzos principalmente transpresivo - compresivo para el área de estudio que varía a

transtensión hacia el norte donde se ubican las unidades litológicas más antiguas (Formación la Virgen - Paleozoico), los $S_{h\acute{m}ax}$ (máximo esfuerzo horizontal) explican los fracturamientos con orientación NS y NNW desvelando un carácter neoformado para las fracturas paralelas a esa dirección, que puede ser corroborado con la envolvente del círculo de Mohr (Anexo E). Sin embargo, Cuellar et al., (2012) concluyen a partir del estudio microestructural de rocas de falla (incluyendo pseudotaquilitas) que los lineamientos NEE son resultado del último evento tectónico con bloques penetrativos en la misma dirección. Esto no descarta que los resultados obtenidos en la presente investigación respecto de los trazos NNW y NEE correspondan con una actividad neotectónica coetánea, similar a lo propuesto por Velandia, (2017) para la terminación sur de la Falla de Bucaramanga.

5.3 Análisis Termal

La inspección detallada de las muestras CM2-1, y CM2-2 con microscopía electrónica de barrido evidencian la presencia de minerales de alteración, tales como; Illita, Esmeclita, Clorita, Vermiculita, y Laumontita (Figura 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38). La presencia de estas fases minerales en las muestras volcanoclásticas fue corroborada con análisis de difracción de rayos X (Figura 39, 40, 41, 42, 43, 44). La ocurrencia de estos minerales de alteración junto con la evidencia de un evento mineralizante posterior (Figura 31, 32, 34, 36, 38), sugieren una historia termal post – deposicional que afectó la unidad rocosa y modifica la estructura cristalina de los minerales primarios. Cada alteración mineral presenta una asociación con la mineralogía pre – existente que condiciona su presencia en las muestras, la ocurrencia de la Laumontita (Lmt) está restringida al interior del evento mineralizante, las Cloritas (Chl) al recubrimiento de biotitas (Bt)

y como relleno de poros de biotitas y plagioclasas ricas en Na (Pl-Na), la illita se encuentra en sustitución isomorfa parcial o total de plagioclasas ricas en Na, la esmectita (Esm) principalmente se aprecia en reemplazamiento isomórfico de piroxenos (Py), y por último, la vermiculita (Vrm) es reconocible como una alteración isomorfa de las Sanidinas (Sa). A lo anterior se suma la evidencia de albitización de las plagioclasas y feldespatos (Anexo B, Figura 38), claras características de cómo mínimo tres (3) procesos hidrotermales y uno mineralizante en la historia termal post – deposicional de la unidad objeto de estudio identificada en superficie, uno asociado al enriquecimiento en Na de las plagioclasas y feldespatos, otro asociado a las zeolitas ricas en Ca, y un tercer evento asociado a los minerales de arcilla en general (illita, esmectita, caolinita, y clorita). Parte de esta interpretación es validada por los resultados del análisis de arcilla con DRX (Figura 39, 40, 41, 42, 43, 44), donde el nivel de concentración en albita decrece en la fracción arcilla neoformada ($< 0.2 \mu\text{m}$).

Para el pozo ANH-VMM-WP271-1X se reconocieron minerales hidrotermales a través de descripción petrográfica (Tabla 4); cloritas (Chl) como relleno de poro y asociadas a fracturas, caolinita (Kln) concomitante con plagioclasas (Pl), como matriz, y en fracturas, epidota (Ep) en fracturas y poros, calcita (Cal) asociada a fracturas, adicionalmente, se aprecia laumontita (Lmt) restringida a fracturas. El evento mineralizante post-depositación tendría una temperatura de emplazamiento de 900°C aproximadamente, rango sugerido por la existencia en su interior de microlitos de Sanidina (Figura 32) que sugieren altas temperaturas de cristalización. Este evento sería simultáneo a la depositación de los flujos piroclásticos que constituyen esta unidad dada la ausencia de aureolas de metamorfismo o minerales metamórficos en las áreas adyacentes a las fracturas rellenas que sugieran una fase de metamorfismo con un mayor gradiente termal (Granulita). La presencia de algunos microlitos de plagioclasa con enriquecimiento en Na (Figura

38), en los bordes de las fracturas (espesor promedio 900 nm) presentes en la formación Noreán (muestras CM2-1, CM2-2) sugiere un proceso de albitización ($\geq 300^{\circ}\text{C}$) posterior al emplazamiento del cuerpo mineralizante. Las zeolitas con alto contenido en Ca (Lmt), restringidas al interior del evento mineralizante proponen una secuencia de eventos termales en la cual el enriquecimiento en Na (albitización) sería pre-zeolitización (enriquecimiento en Ca $< 250^{\circ}\text{C} - 100^{\circ}\text{C}$) del evento mineralizante (Figura 31, 32, 36). La evidencia colectada con imágenes SEM permite corroborar la ocurrencia espacial de los microlitos sin zeolitizar en el margen de las fracturas mineralizadas (Figura 38). Finalmente, un tercer evento con un menor gradiente termal ($<150^{\circ}\text{C}$) es reconocido por la presencia de minerales de baja temperatura (Kln + Vrm + Esm).

5.4 Calidad de reservorio

Los resultados del análisis con DRX a las fracciones arcilla $< 2.0 - 0.2 \mu\text{m}$ y $< 0.2 \mu\text{m}$ permitieron el cálculo de la cristalinidad de la illita (ill) a partir del índice de Kubler, los datos obtenidos por este método gráfico permitieron corroborar los gradientes de temperatura expuestos previamente (Figura 47). La secuencia de eventos termales propuesta por el tamaño de la fracción arcilla (Mantilla, 2003) validan la existencia temprana de microporosidad absoluta asociada a eventos hidrotermales con condiciones de temperatura epizonaes ($300^{\circ}\text{C} - 200^{\circ}\text{C}$) donde coexiste la fase mineral ravatita.

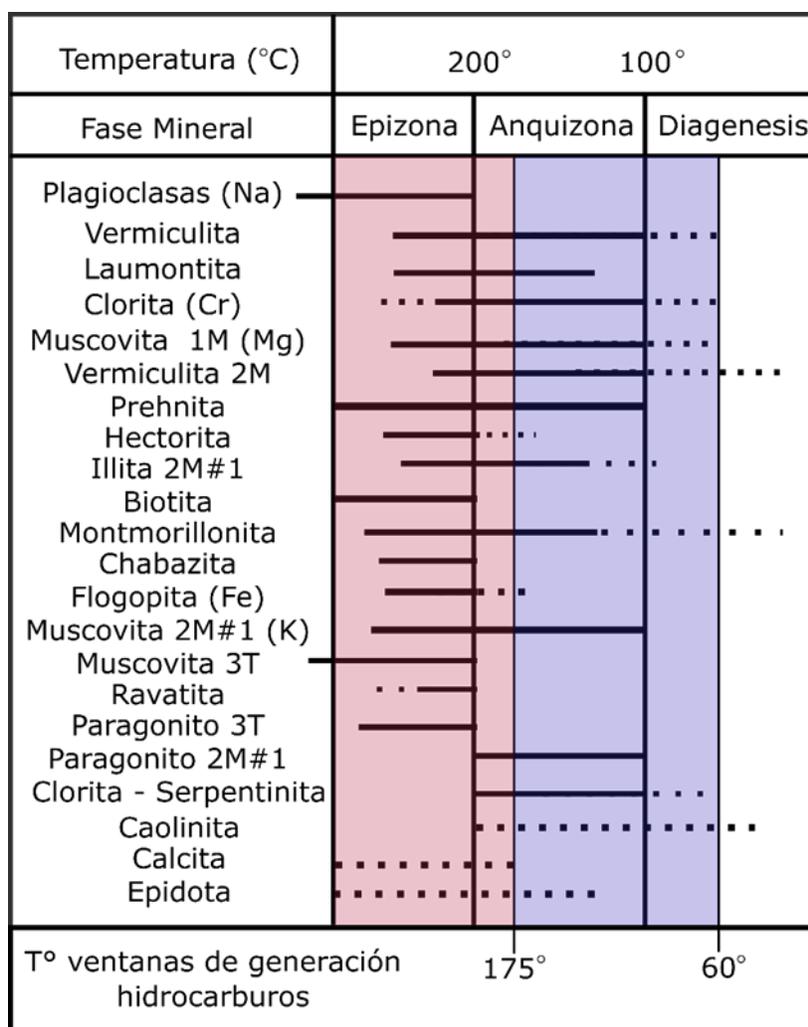


Figura 47. Zonas isotermales de ocurrencia de las diferentes fases minerales identificadas en pozo y superficie; franja roja: ventana de generación de gas, franja azul: ventana de generación de aceite.

La presencia de la fase mineral ravatita ($C_{14}H_{10}$) catalogada como un hidrocarburo cíclico se origina por sublimación inversa de gas asociado a mantos de carbón (Nasdala & Pekov, 1993). La ocurrencia de esta fase mineral en superficie, junto con la evidencia de gas reportado para el pozo (ANH, 2016), sugieren una interconexión con las cuencas aledañas generadoras de hidrocarburos. Sumado a lo anterior, las zeolitas asociadas con microporosidad tienen un rango temporal de ocurrencia preferente en la era Cenozoica (Lijima, 1980), su génesis en el área de estudio se puede relacionar a los eventos de generación y migración de hidrocarburos en las

cuencas aledañas (Arminio et al., 2011; Mesa & Rengifo, 2011; Sarmiento-Rojas, 2011a; 2011b), los cuales generalmente van acompañados de aguas hipersalobres/salmueras y no sobrepasan los 350°C (González-Partida et al., 2008; Chen et al., 2016).

La suma de la porosidad estimada en las muestras de superficie con JMicroVision (3.07%) y la porosidad calculada con DRX (35% del valor total de la laumontita: 3.33%; Bosch & Schifter, 1997) da como resultado 6.4% del área total de las secciones delgadas colectadas en campo, lo cual es un valor subestimado ya que la porosidad se define con unidades de volumen (3D). Las muestras de pozo ubicadas a 2519.5 ft y 2574.5 ft de profundidad presentaron valores de porosidad absoluta similares (7.18%), mientras que la muestra 1205.2 ft (12.4 % de Laumontita) tuvo un valor de 4.34% calculado a partir de los resultados de DRX. Estos valores concuerdan con los valores de porosidad esperados para rocas volcánicas y volcanoclásticas las cuales son consideradas como arenas apretadas a la hora de evaluar su potencial como reservorio de hidrocarburos (Porosidad < 8%; Zou, 2013).

La asociación mineral Cal + Chl + Ep (alteración propilítica) observada en el pozo (tabla 4) sugiere un evento hidrotermal que facilitó la nucleación de minerales secundarios los cuales propician el fracturamiento de las unidades rocosas involucradas, aumenta la permeabilidad y la porosidad (secundaria) intrínseca de cada roca (Cartaya, 2006).

Las de las limolitas presentes en el pozo (Figura 29) fueron clasificadas con una afinidad continental (Cratón interno) según el diagrama ternario Dickinson's, (1985). Estas unidades con alto contenido de cuarzo, tamaño de grano fino (limo) y profundidades menores a 1800 ft, son favorables de sufrir cementación de cuarzo (Walderhaug et al., 2000; Lander & Laubach, 2014).

6. Conclusiones

Los resultados obtenidos con petrografía, MEB y DRX permitieron analizar la historia termal post-depositacional en las rocas pre-cretácicas, e inferir las condiciones (temperatura) en las que diferentes fases minerales autigénicas se generaron. El mayor gradiente termal (300°C) apreciado en las rocas de superficie y en las rocas de pozo corresponde a la albitización de feldespatos o alteración propilítica, la cual se corrobora con la asociación mineral Cal + Chl + Ep perceptible en casi la totalidad de las muestras, y con los datos de cristalinidad adquiridos para la illita (Epizona).

La secuencia de eventos estimable propone una disminución en el gradiente termal de los paleo fluidos que afectaron la formación Noreán en el área de estudio. Inicialmente se observa un evento asociado a fluidos ricos en Na (Albitización) con hidrocarburo en fase gaseosa derivado de mantos de carbón, seguido de fluidos ricos en Ca (Zeolitización) que propiciaron la ocurrencia de fases minerales con un volumen total de microporosidad considerable (35%) cuya temperatura de nucleación ronda entre los $100^{\circ} - 200^{\circ}\text{C}$.

La disolución de minerales primarios (plagioclasas y feldespatos principalmente) son evidencia del ataque sufrido por paleo fluidos que alteraron la estructura de los minerales preexistentes facilitando la porosidad intracristalina (secundaria) y permeabilidad (patrones de fracturamiento) identificados en las muestras.

Las muestras de superficie presentan una relación mineralógica directa con los niveles inferiores del pozo (2519.5 – 2574.5 ft) corroborada mediante conteo de puntos minerales, y una relación en su contenido total de plagioclasas y feldespatos alcalinos para los horizontes intermedios (1205.5 ft, 1453 ft, 1740 ft, 2024.6 ft, 2029.3 ft) constatada mediante DRX.

El potencial como reservorio de las unidades pre-cretácicas estudiadas es bajo, sin embargo, los resultados arrojados por esta investigación proponen un yacimiento de gas asociado a los niveles inferiores del pozo (>1800ft), que sería concordante con un prospecto no convencional de gas C1 y C2 dadas sus características de porosidad (< 8%) y permeabilidad (2.5 mD). La ausencia de roca madre en el área de estudio junto con la evidencia de gas natural en los horizontes inferiores del pozo proponen una interconexión efectiva en profundidad con por lo menos la Sub-cuenca Cesar (Fm. Cuervos), que es corroborada por la presencia de la fase mineral ravatita asociada directamente a mantos de carbón. La configuración actual de las rocas (alto de basamento) en el área de estudio favorece el entrapamiento de hidrocarburos, junto a la existencia de la fase ravatita en las muestras de superficie y gas en el pozo ANH-VMM-WP271-1X sugieren que las rocas de la Fm Noreán en el área de estudio han sido un alto de basamento desde antes que iniciara la migración de hidrocarburos en las cuencas aledañas. Se asume que esta disposición espacial se alcanzó previo a la etapa de criticidad para la migración de hidrocarburos (Eoceno Inferior) reportada por la ANH, (2011) para la Sub-cuenca Cesar.

Los elementos del sistema petrolífero en el área de estudio son: roca madre – Fm. Cuervos, roca reservorio – niveles volcánicos y volcanoclásticos Fm. Noreán, trampa estructural - cruce de estructuras NNW, NEE – intenso fracturamiento Fm. Noreán., roca sello – limolitas cuarzosas Fm. Noreán.

Referencias Bibliográficas

- Amaya, S., Zuluaga, C. A., & Bernet, M. (2017). New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia. *Lithos*, 282–283, 388–402.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.019>
- Andersen, T. (2002). Correction of common lead in U – Pb analyses that do not report 204 Pb, *192*, 59–79.
- ANH. (2016). Informe final pozo ANH-VMM-WP271-1X, (292).
- Arminio, J. F., Yoris, F., Porras, L., Garcia, E., & Diluca, M. (2010). Vol. 10 Petroleum Geology of Colombia (Vol. 10).
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D., (2012), Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp
- Aspden, J. A., McCourt, W. J., & Br, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893–905. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.6.0893>
- Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J., & Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K-Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 817–831. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.005>
- Bosch, P., Schifter, I. (1988). La zeolita: Una piedra que hierve. Fondo de Cultura Económica
- Campbell, C. J. (1965). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting.

- 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.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.009>
- Cardona, A., Valencia, V., Bustamante, C., García-Casco, A., Ojeda, G., Ruiz, J., ... Weber, M. (2010). Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terranes to the South American continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 784–804.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.012>
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions: Modern and Ancient*.
- Cediel, F., Shaw, R., & Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, 815–848.
- Cartaya Pire, M. (2006). Caracterización geomecánica de macizos rocosos en obras subterráneas de la región oriental de país. Departamento de Geología Instituto Superior Minero Metalúrgico. Cuba.
- Chang, X., Han, Z., Li, Z., Yang, S., & Chen, Q. (2011). Formation mechanisms of Paleogene igneous rock plays in Huimin Sag , eastern China, 29(4), 455–478.
- Chaparro, S. (2018). *Diagnóstico de las Unidades Volcanosedimentarias y Sedimentarias del Triásico- Jurásico de Colombia*. Universidad Industrial de Santander.
- Chemale, F. J., Kawashita, K., Dussin, I. A., Ávila, J. N., Justino, D., & Bertotti, A. (2012). U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais Da*

Academia Brasileira de Ciências, 84, 275–295.

Chen, Y., Steele-MacInnis, M., Ge, Y., Zhou, Z., & Zhou, Y. (2016). Synthetic saline-aqueous and hydrocarbon fluid inclusions trapped in calcite at temperatures and pressures relevant to hydrocarbon basins: A reconnaissance study. *Marine and Petroleum Geology*, 76, 88–97.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.05.015>

Clavijo, J. (1995). *Memoria explicativa plancha 75*.

Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., & Perez, A. (2008). Evolución Geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología*, 30(1), 45–62.

Correa-Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., & Zapata-García, G. (2019). Petrografía , geoquímica y geocronología U-Pb de las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Noreán al NW del Macizo de Santander , Colombia. *Boletín de Geología*, 41, 29–54.
<https://doi.org/10.18273/revbol.v41n1-2019002.RESUMEN>

Cuéllar, M. A., López, J. A., Carrillo, E. J., & Osorio, J. A. (2012). Análisis estructural del segmento bucaramanga del sistema de fallas de bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar - Colombia. *Boletín de Geología*, 34(2), 73–101.

Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.

Diamond, L. W. (2003). Chapter 3. Fluid Inclusion: Analysis and Interpretation. *Mineralogical Association of Canada. Volumen 32*.

Dibblee, T. W., Johnston, R. L., Earley, J. W., & Meyer, R. F. (1987). Appendix : Field Trip

Guidebook : Geology and Hydrocarbon Deposits of the Santa Maria , Cuyama , Taft-McKittrick , and Edna Oil Districts , Coast Ranges , California 1, 685.

Dickinson, W.R. (1985) Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones.

In: Zuffa, G.C., Ed., Provenance of Arenites, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands, 333-362. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15

Echevarría, M., Armas, G. De, Edgar, A., Guerra, L., Pérez, A., Antonio, J., ... Guerra, S. L.-.

(2015). Caracterización de rocas arcillosas sello por microscopía electrónica de barrido y microanálisis de rayos x.

Fallas, J. (2007). *Modelos digitales de elevación : Teoría , métodos de interpolación y aplicaciones.*

González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., & González-Sanchez, F. (2008). Físicoquímica

de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo

Mississippi Valley y asociados Parte II :ejemplos de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca del Sureste, México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1), 23–42.

Haggan, T., & Parnell, J. (2000). Hydrocarbon-metal associations in the western Cordillera,

Central Peru. *Journal of Geochemical Exploration*, 69–70, 229–234.

[https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00013-3](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00013-3)

Dave Healy (2020). DaveHealy-Aberdeen/FracPaQ ([https://www.github.com/DaveHealy-](https://www.github.com/DaveHealy-Aberdeen/FracPaQ)

Aberdeen/FracPaQ), GitHub. Retrieved February 4, 2020.

INGEOMINAS, & UIS. (2006). *Memoria explicativa plancha 55.*

Jiménez-de la Fuente, L., Cruz-Toledo, R., Pérez-Martínez, Y., Valdivia-tabares, C., Rodríguez-

Moran, O., & Pérez-Peña, M. v. (2017). Métodos geológicos y geomorfológicos para la exploración petrolera en la región centro-oriental de Cuba Geological and

geomorphological methods for petroleum prospection in the center and west of Cuba, 13–25.

Jose Maria, F. B. (1993). Evolucion de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagenesis-metamorfismo de bajo grado en el grupo urbion (cretacico inferior) de la cuenca de los cameros (soria-la rioja).

Koning, T. (2003). Oil and gas production from basement reservoirs: examples from Indonesia, USA and Venezuela. *Geological Society, London*, 83–92.

Lander R. H., Laubach S. E., (2019). Geological Society of America Bulletin cementation in fractured sandstones Insights into rates of fracture growth and sealing from a model for quartz.

Leal-Mejía, H. (2011). *Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A Tectono-Magmatic Approach. Tesis de Doctorado*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2826.2009.01844.x>

Lijima, A. (1980). Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo.

Mantilla Figueroa, L. C. (2003). *Termocronología K-Ar en Illitas: Aspectos metodológicos*.

Mantilla Figueroa, L. C., Bissig, T., Valencia, V., & Hart, C. J. R. (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 235–249.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.006>

Maze, W. B. (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. *Geological Society of America*, 162.

- Mesa, A. M., & Rengifo, S. (2011). Vol. 6 Petroleum Geology of Colombia. (Vol. 6).
- Mojica, J., & Franco, R. (1990). Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, (17), 41–64.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., & Jaramillo, C. (2010). Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 832–848. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.010>
- Montes, C., Hatcher, R. D., & Restrepo-pace, P. A. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks : Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras – Girardot area , Colombia, 399, 221–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.024>
- Mora, A., & Garcia, A. (2006). Cenozoic Tectono-Stratigraphic Relationships between the Cesar Sub-Basin and the Southeastern Lower Magdalena Valley Basin of Northern Colombia. *AAPG Annual Convention*.
- Mora, J. A., Ibáñez-Mejía, M., Oncken, O., de Freitas, M., Vélez, V., Mesa, A., & Serna, L. (2017). Structure and age of the Lower Magdalena Valley basin basement, northern Colombia: New reflection-seismic and U-Pb-Hf insights into the termination of the central andes against the Caribbean basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.01.001>
- Mora, J. A., Oncken, O., Le Breton, E., Mora, A., Veloza, G., Vélez, V., & de Freitas, M. (2018). Controls on forearc basin formation and evolution: Insights from Oligocene to Recent tectono-stratigraphy of the Lower Magdalena Valley basin of northwest Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 97(June), 288–310.

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.032>

Moore, D. M. & Reynolds, r. c., Jr. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, 2nd ed. xviii + 378 pp. Oxford, New York: Oxford University Press.

Price £27.95 (spiral-bound paperback). ISBN 0 19 508713 5.

Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., Scolamacchia, T., ...

Universität, L. M. (2013). Depósitos volcánicoclásticos : términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 15–39.

Naeser, N. D., Naeser, C. W., Mcculloh, T. H., & Valley, J. (1989). The Application of Fission-Track Dating to the Depositional and Thermal History of Rocks in Sedimentary Basins.

Nova, G., Alonso, G., Chaparro, B., Silva-tamayo, J. C., Cardona, A., Rapalini, A., ... Montes,

C. (2019). Journal of South American Earth Sciences Jurassic break-up of the Peri-

Gondwanan margin in northern Colombia : Basin formation and implications for terrane transfer. *Journal of South American Earth Sciences*, 89(May), 92–117.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.014>

Olaya, R. B., Mann, P., & Escalona, A. (2015). Cenozoic Tectonostratigraphic Evolution of the Lower Magdalena Basin, Colombia: An Example of an Under-to Overfilled Forearc Basin,

(January). <https://doi.org/10.1306/13531943M1083645>

Pittman, E. D., & Thomas, J. B. (1979). Some Applications of Scanning Electron Microscopy to the Study of Reservoir Rock, (November), 1375–1380.

Restrepo-Pace, P. A., & Cediél, F. (2010). Proterozoic Basement, Paleozoic Tectonics of NW South America, and Implications for Paleocoastal Reconstruction of the Americas. In

Frontiers in Earth Sciences (Vol. 29, pp. 97–112). Elsevier Ltd.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_2

Reyes, H. A., Montenegro, B. M., & Gómez, P. D. (2004). Tectonoestratigrafía y Evolución Geológica del Valle Inferior del Magdalena. *Boletín de Geología*, 26(42).

Rossello, E. A., & Cossey, S. P. J. (2012). What is the evidence for subduction in the Caribbean margin of Colombia? *Acggp*, (October 2016), 1–4.

Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry : distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism Zircon trace element geochemistry : partitioning with garnet and the link between U – Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184.

Sánchez, J., Horton, B. K., Tesón, E., Mora, A., Ketcham, R. A., & Stockli, D. F. (2012). Kinematic evolution of Andean fold-thrust structures along the boundary between the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Tectonics*, 31(3).
<https://doi.org/10.1029/2011TC003089>

Sánchez, J., & Mann, P. (2015). Integrated Structural and Basinal Analysis of the Cesar–Rancheria Basin, Colombia: Implications for its Tectonic History and Petroleum Systems. In *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*. AAPG. <https://doi.org/10.1306/13531945M1083648>

Sarmiento-Rojas, L. F. (2011a). Vol. 11 Petroleum Geology of Colombia (Vol. 11, pp. 10–11).

Sarmiento-Rojas, L. F. (2011b). Vol. 7 Petroleum Geology of Colombia (Vol. 7, pp. 10–11).

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

Sarmiento, G., Puentes, J., & Sierra, C. (2015). Evolución Geológica y Estratigrafía del Sector Norte del Valle Medio del Magdalena Evolución Geológica y Estratigrafía del Sector Norte

del, (12).

- Schencman, L. J., Leal, P. R., & Pérez, D. J. (2013). Caracterización geológica y microtermometría del distrito Los Mellizos (37°20'LS, 70°30'LO), Provincia de Neuquén. *Revista de La Asociacion Geologica Argentina*, 70(4), 549–563.
- Spencer, C. J., Kirkland, C. L., & Taylor, R. J. M. (2015). Geoscience Frontiers Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U e Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 581–589. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12.
- Sunarjanto, D., & WiDjaja, S. (2013). Potential Development of Hydrocarbon in Basement Reservoirs In Indonesia Pengembangan Potensi Reservoir Hidrokarbon Batuan Dasar di Indonesia, 8(3), 151–161. <https://doi.org/10.17014/ijog.8.3.151-161>
- Toselli, A. J. (2010). *Elementos Basicos de Petrología Ignea*.
- Ujueta-Lozano, Guillermo (2007) Tectónica de bloques, delimitados por lineamientos de dirección nose y nne-sso a ne-so en el norte y nordeste de colombia y en el noroccidente de venezuela. *Geología Colombiana - An International Journal on Geosciences*; Vol. 32 (2007); 3-20 *Geología Colombiana*; Vol. 32 (2007); 3-20 2357-3767 0072-0992.
- Ujueta, G. (2003). La Falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. *Geología Colombiana*, 28, 133–153.
- Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al syr de la Falla de Bucaramanga. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Colombia sede Bogota.
- Velandia, F., & Bermúdez, M. A. (2018). The transpressive southern termination of the

Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping , stress tensors , and fractal analysis, *115*(February), 190–207.

Vermeesch, P. (2018). Geoscience Frontiers IsoplotR : A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493.

<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>

Walderhaug O., Lander R. H., Bjørkum P. A., Oelkers E. H., Bjørlykke K., Nadeau P. H. (2000). Modelling Quartz Cementation and Porosity in Reservoir Sandstones: Examples from the Norwegian Continental Shelf.

Welton, J. E. (2003). *SEM Petrology Atlas*.

Zou, C. (2013) Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration

Zuluaga, C. A., Pinilla, A., & Mann, P. (2015). Jurassic Silicic Volcanism and Associated Continental-arc Basin in Northwestern Colombia (Southern Boundary of the Caribbean Plate). *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*, 137–160. <https://doi.org/10.1306/13531934M1083640>

Apéndices

Apéndice A. Tablas utilizadas para la elaboración de los diferentes diagramas ternarios utilizados en esta investigación.

Datos composicionales obtenidos a partir del conteo de puntos para las 76 muestras del pozo ANH-VMM-WP271-1X.

Muestra	Qn	KFn	Pn	Profundidad (ft)	
P1	50.7462687	0	49.2537313	352.1	
P2	17.9487179	0	82.0512821	502.3	
P3	18.6046512	0	81.3953488	524.2	
P4	5.88235294	0	94.1176471	558.4	
P5	3.44827586	0	96.5517241	611.6	
P6	3.07692308	0	96.9230769	626.5	Unidades volcánicas someras
P7	16.2790698	0	83.7209302	633.6	
P8	9.72222222	0	90.2777778	655.1	
P9	7.8125	0	92.1875	763	Unidades con alto contenido en Cuarzo / Roca sello
P10	1.69491525	0	98.3050847	764.6	
P11	15.625	0	84.375	770.2	
P12	9.30232558	0	90.6976744	866.3	Unidades volcánicas profundas / Roca reservorio
P13	66.6666667	0	33.3333333	880.3	
P14	85.7142857	0	14.2857143	896.1	
P15	12.5	0	87.5	911	
P16	81.4814815	0	18.5185185	914.5	
P17	85.7142857	0	14.2857143	925.5	
P18	42.1052632	0	57.8947368	944.5	
P19	7.40740741	0	92.5925926	959.3	
P20	16.3934426	0	83.6065574	995.6	
P21	29.1666667	0	70.8333333	998.2	
P22	5.88235294	0	94.1176471	1005.6	
P23	0	0	100	1012.8	
P24	50.7462687	0	49.2537313	1040.3	
P25	0	0	100	1046.8	
P26	53.3333333	0	46.6666667	1069.5	
P27	40	0	60	1075.2	
P28	44.2622951	0	55.7377049	1118.3	
P29	92.4137931	0	7.5862069	1136.8	
P30	88.1118881	0	11.8881119	1142.5	

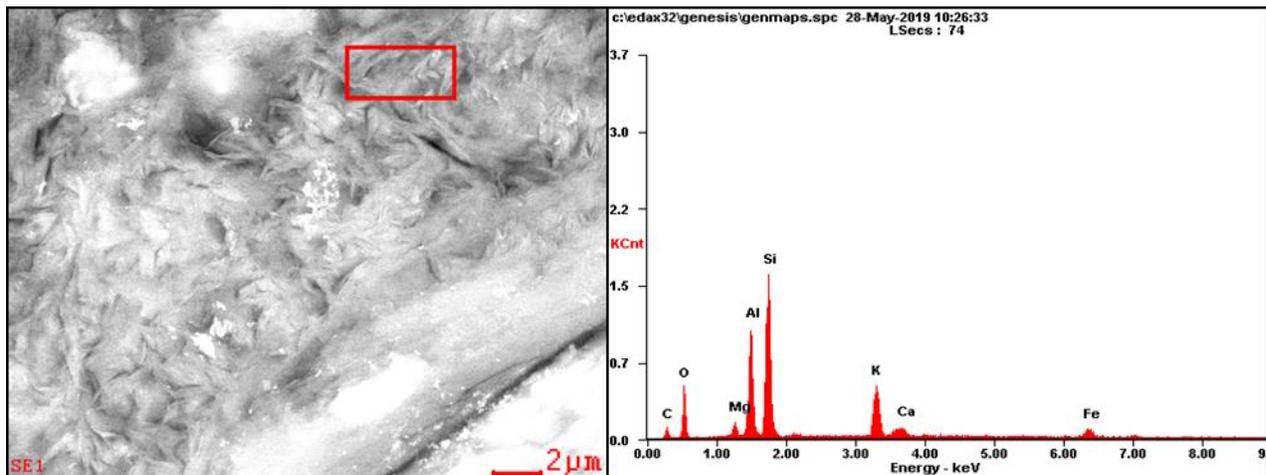
Muestra	Qn	KFn	Pn	Profundidad (ft)
P31	0	0	100	1156.3
P32	26.8292683	0	73.1707317	1165.3
P33	55.8823529	0	44.1176471	1205.8
P34	50.7936508	0	49.2063492	1222.3
P35	20	0	80	1232.3
P36	23.2142857	0	76.7857143	1254.5
P37	25	0	75	1316.5
P38	8.33333333	0	91.6666667	1326.3
P39	50	0	50	1331.4
P40	83.8709677	0	16.1290323	1397.2
P41	0	0	100	1403.17
P42	8.92857143	0	91.0714286	1440.2
P43	0	0	100	1573.42
P44	23.0769231	0	76.9230769	1678.7
P45	1.47058824	0	98.5294118	1716.5
P46	0	0	100	1740.3
P47	100	0	0	1741.5
P48	11.1111111	0	88.8888889	1803.2
P49	0	0	100	1866.5
P50	6.25	0	93.75	1909.5
P51	0	0	100	1979.3
P52	4.47761194	0	95.5223881	2029.3
P53	0.96153846	0	99.0384615	2040.5
P54	3.33333333	0	96.6666667	2117.58
P55	0	0	100	2141.67
P56	0	0	100	2211.75
P57	0	0	100	2285.2
P58	13.8888889	0	86.1111111	2292.8
P59	16	0	84	2314.5
P60	47.2222222	0	52.7777778	2343.6
P61	54.2372881	0	45.7627119	2377.5
P62	37.5	0	62.5	2383.6
P63	18.1818182	0	81.8181818	2448.2
P64	3.57142857	17.8571429	78.5714286	2519.5
P65	13.0434783	0	86.9565217	2532.9
P66	92.8571429	0	7.14285714	2542.7
P67	43.2432432	0	56.7567568	2547.5
P68	5.71428571	0	94.2857143	2551.3
P69	58.3941606	19.7080292	21.8978102	2561.9
P70	0	0	100	2574.5
P71	17.5	0	82.5	2575.5
P72	0	0	100	2582.4
P73	16.1290323	0	83.8709677	2594.8
P74	40.3846154	0	59.6153846	2613
P75	5.55555556	0	94.4444444	2615.4
P76	7.14285714	0	92.8571429	2624.3

Datos composicionales obtenidos a partir del conteo de puntos para las muestras de superficie.

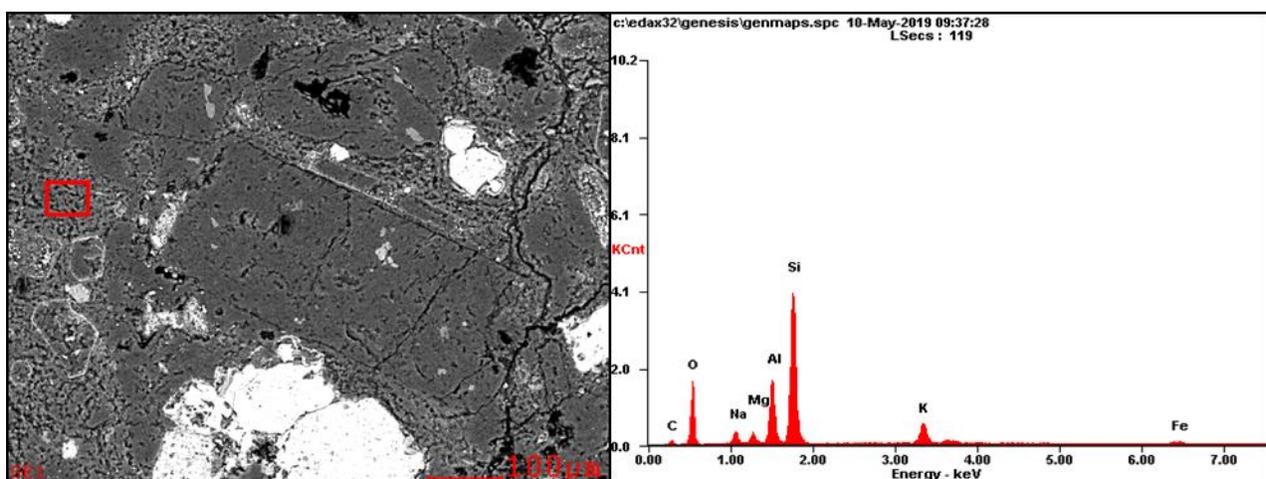
Muestra	Qzn	Fkn	Pln
CM2-1	3.8	28.8	67.3
CM2-2	3.9	24.5	71.7
CM3-1	39	29	32

Apéndice B. Imágenes obtenidas a partir de microscopía electrónica de barrido para las muestras de la Fm. Noreán (CM2-1, CM2-2) identificadas en superficie

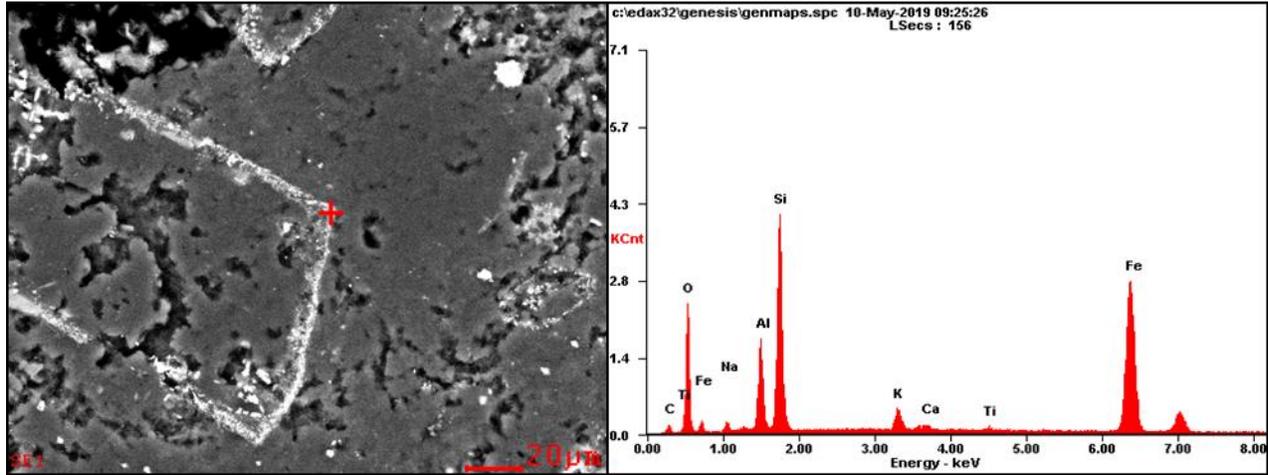
Imagen adquirida con microscopía electrónica de barrido, minerales hidrotermales (zeolita rica en Mg)



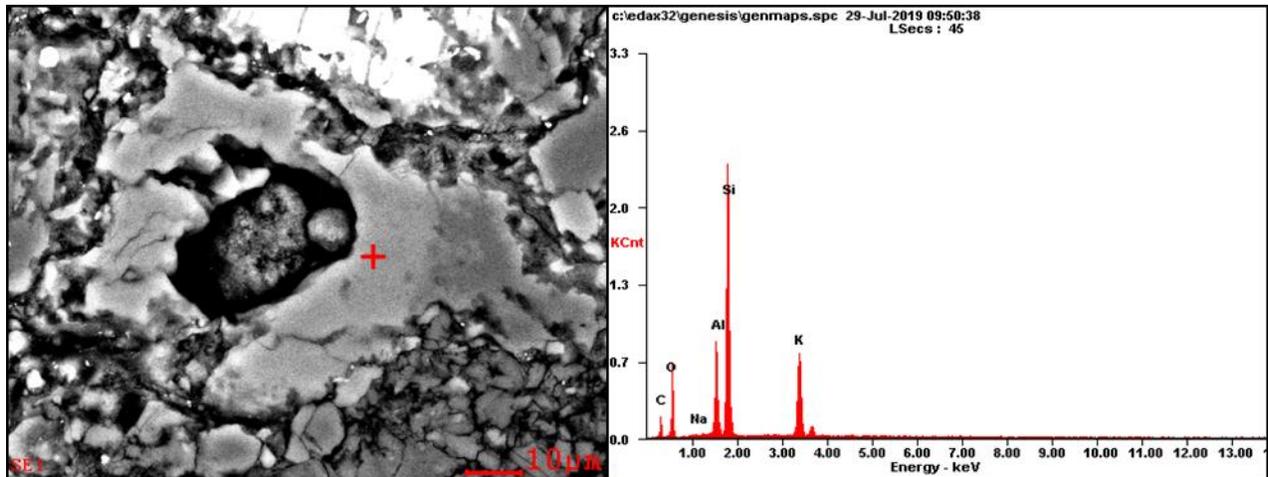
Recubrimiento de clorita a cristal euhedral de plagioclasa afectado por alteración hidrotermal



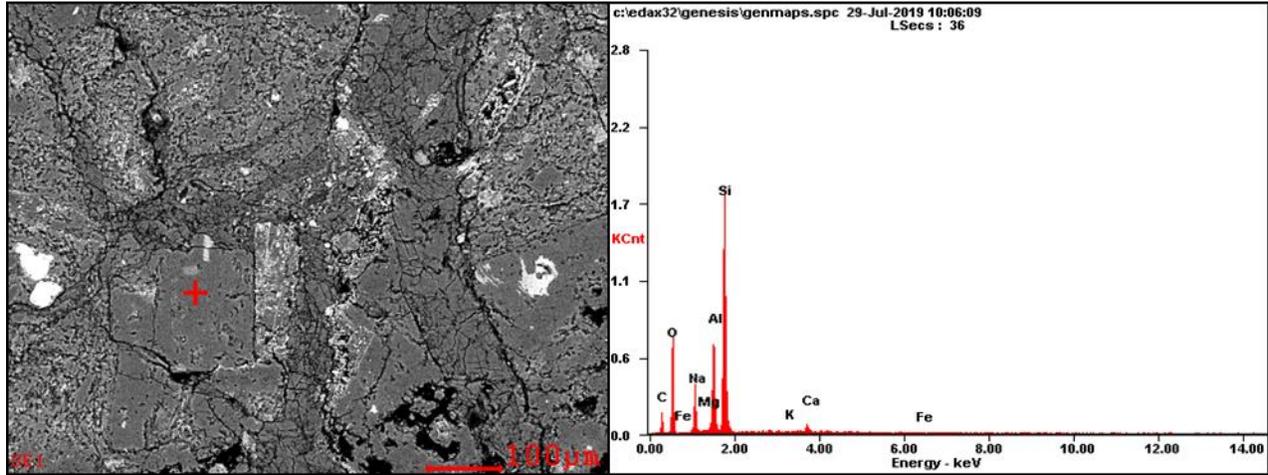
Zeolita rica en K, Ca, y Mg



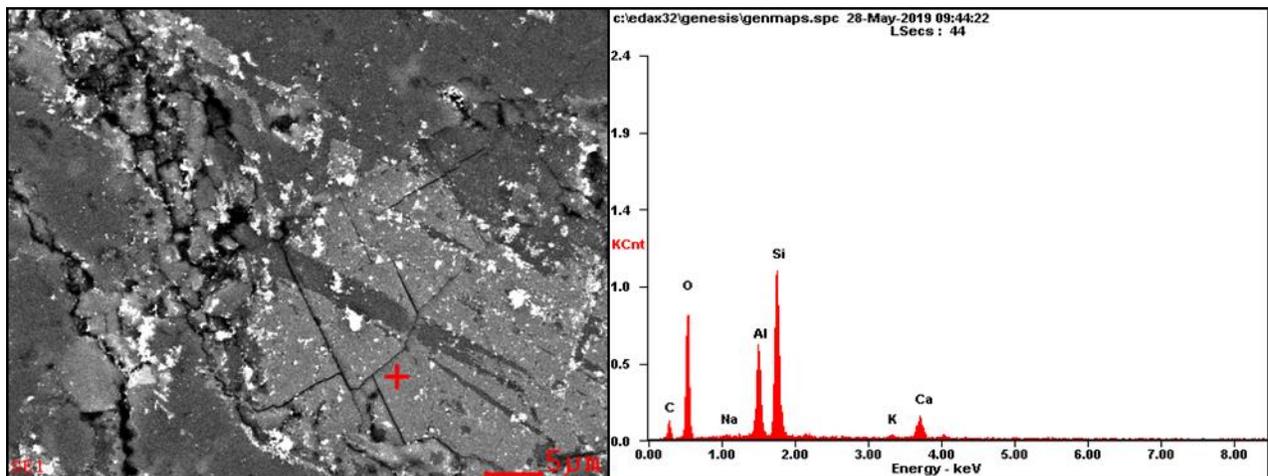
Evento mineralizante alterado a laumontita (Zeolita Ca).



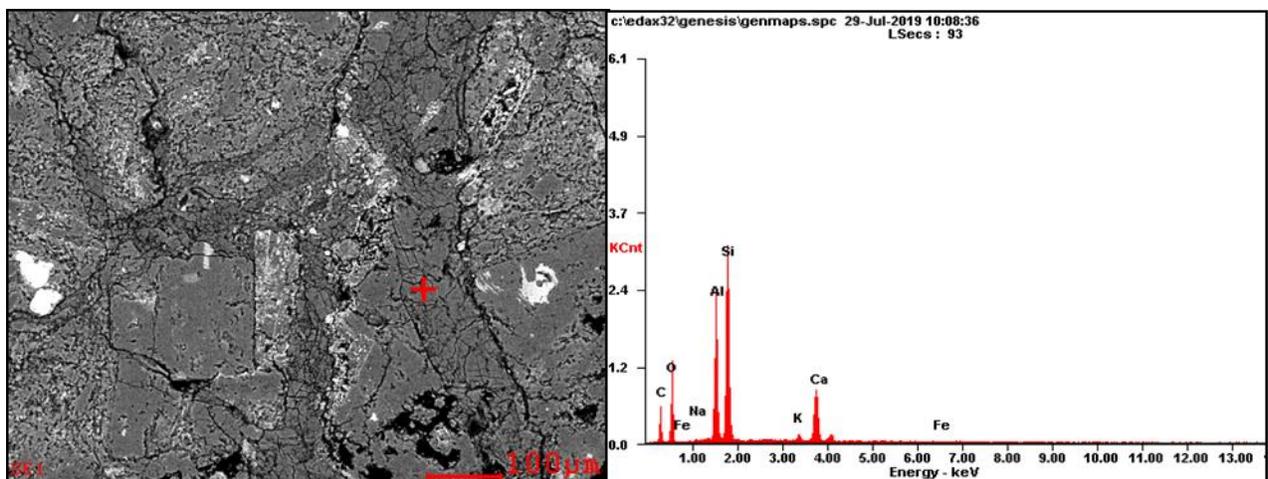
Anortita fracturada y alterada.



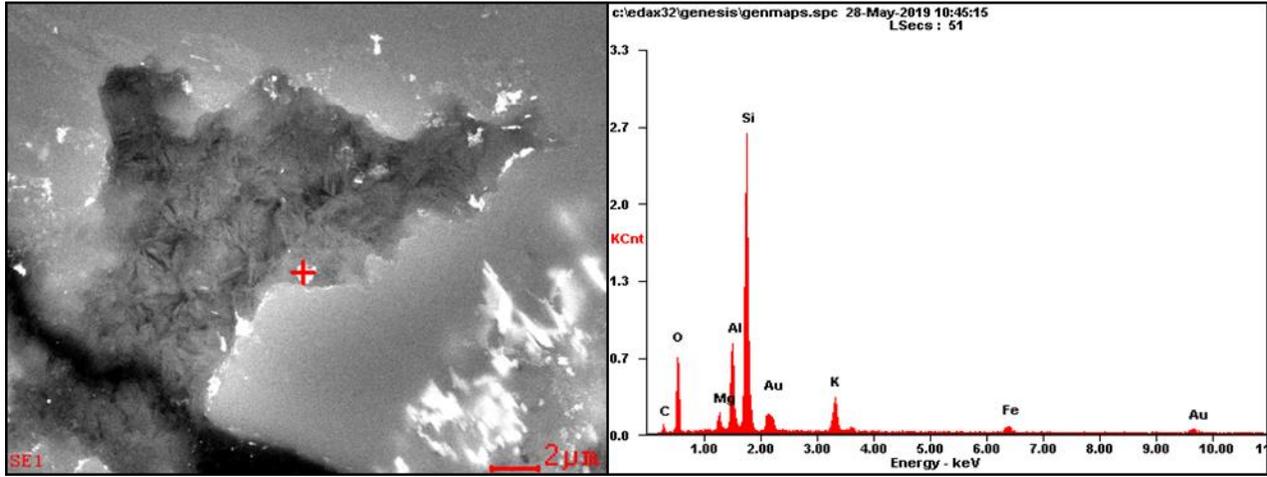
Disolución de feldespato potásico.



Plagioclasa rica en Na (Albita), con evidencia de alteración hidrotermal



Remplazamiento isomorfo producto de alteración hidrotermal (illita)



Apéndice C. Tablas entregadas por el laboratorio de dataciones radiométricas de la Universidad de Washington, para las muestras CM2-2 y CM3-1

Resultados de laboratorio muestra CM2-2, en amarillo valores excluidos para el procesamiento

Table with columns: Bets Age Ma, Sample Name, Uppm, Wt%, 206Pb/238U, 206Pb/235U, 206Pb/232Th, Corr. Coef., 206Pb/238U, 206Pb/235U, 206Pb/232Th, 206Pb/238U, 206Pb/235U, 206Pb/232Th, 206Pb/238U, 206Pb/235U, 206Pb/232Th, Bets Age Ma, 206Pb Error Ma, Discordancia. The table contains multiple rows of data for various samples, with some cells highlighted in yellow to indicate excluded values.

Resultados de laboratorio obtenidos para la muestra CM3-1, en amarillo valores excluidos

Table with 28 columns: Best Age Ma, Sample Name, U ppm, U/Th, 206Pb/238U, 206Pb/235U, 206Pb/207Pb, Corr. Conf., 206Pb/238U, 206Pb/235U, 206Pb/207Pb, Best Age Ma, 206Pb/238U. Rows contain numerical data for various sample IDs like CM3-WA-60, CM3-WA-61, etc.

Apéndice C. Los resultados del análisis cuantitativo de DRX a las muestras de pozo y superficie, con los datos porcentuales de las fases minerales se construyó.

A continuación, se relacionan los resultados del análisis cuantitativo de DRX a las muestras de pozo y superficie, con los datos porcentuales de las fases minerales se construyó.

Datos porcentuales de las diferentes fases minerales encontradas en el pozo ANH-VMM-WP271

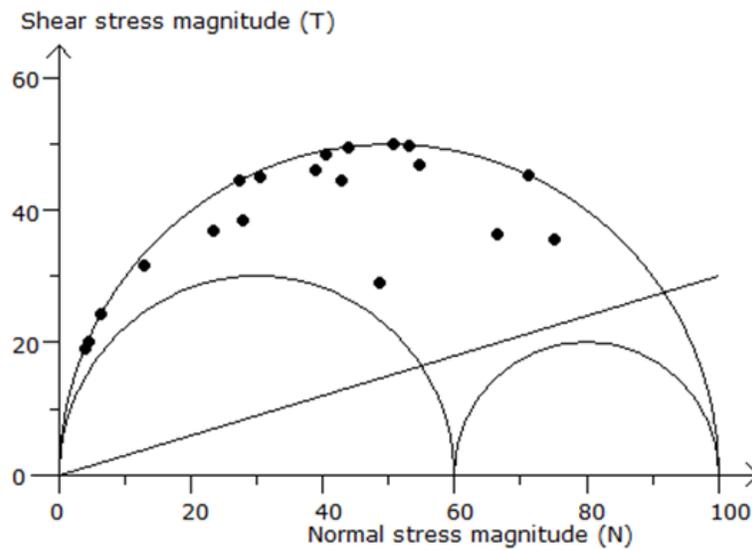
Muestra	Albita	Cuarzo	Ortoclasa	Microclina	Moscovita 1M, Mnesiana	Moscovita 2M1
524.2	35.6	34.1	9.3	1.0	0.0	12.7
1205.2	14.4	38.9	23.8	0.0	0.0	6.2
1307.8	47.4	40.0	10.2	0.0	0.0	1.0
1453.0	27.0	38.4	25.3	0.0	0.0	1.7
1740.3	23.7	37.3	19.6	0.0	2.2	2.1
2024.6	31.2	32.8	26.2	0.0	0.0	1.0
2029.3	27.3	33.9	28.7	0.0	0.0	0.0
Muestra	Moscovita 2M2	Clinocloro	Clinocloro 1Mla	Clinocloro IIb-4	Fengita Calentada	Calcita
524.2	1.0	0.0	2.6	1.0	1.3	1.0
1205.2	3.1	0.0	1.0	0.0	0.0	1.0
1307.8	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	1.1
1453.0	0.0	1.7	0.0	1.9	0.0	1.0
1740.3	0.0	0.0	4.9	3.0	0.0	6.0
2024.6	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	1.3
2029.3	1.6	1.0	0.0	2.1	0.0	1.0
Muestra	Moscovita 2M1, ferrica	Magnetita	Albita baja HP	Dolomita	Caolinita 1T	illita-1M
524.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1205.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1307.8	0.0	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0
1453.0	0.0	1.7	0.0	1.0	1.0	0.0
1740.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2024.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2029.3	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	2.4
Muestra	Clinocloro 1Mla ferrico	Laumonita	Pirita	Hematita HP		
524.2	0.0	0.0	0.0	0.0		
1205.2	1.0	12.4	0.0	0.0		
1307.8	1.0	0.0	1.0	1.0		
1453.0	0.0	1.1	0.0	0.0		
1740.3	0.0	2.0	0.0	0.0		
2024.6	0.0	1.9	0.0	0.0		
2029.3	0.0	4.1	0.0	1.0		

Fases minerales identificadas en la muestra de superficie CM2-2

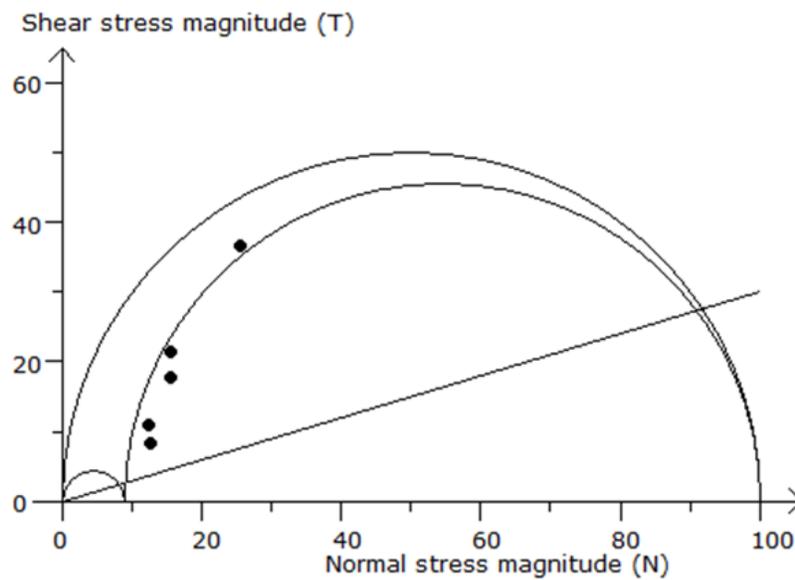
Phase 1	: Lawrencite	0.311 %
Phase 2	: "Muscovite 2M2"	5.947 %
Phase 3	: "Anorthite, sodian"	3.013 %
Phase 4	: Epidote	1.828 %
Phase 5	: "Muscovite 2M1"	6.221 %
Phase 6	: Laumontite	9.523 %
Phase 7	: Structure	0.783 %
Phase 8	: "Vermiculite 2M"	10.520 %
Phase 9	: Oligoclase	0.000 %
Phase 10	: "Biotite 1M (Ti-rich)"	1.835 %
Phase 11	: "Apatite (Cd-containing)"	3.499 %
Phase 12	: "Muscovite 1M, magnesian"	1.529 %
Phase 13	: Anorthite	12.110 %
Phase 14	: "Sanidine low"	3.324 %
Phase 15	: "Quartz low"	0.124 %
Phase 16	: "Enstatite, ferroan"	5.765 %
Phase 17	: "Titanite, aluminous"	1.147 %
Phase 18	: Niter	0.455 %
Phase 19	: "Muscovite 3T (Si-rich)"	3.777 %
Phase 20	: "Orthoclase (irradiated)"	3.340 %
Phase 21	: Hematite	1.203 %
Phase 22	: Corundum	0.652 %
Phase 23	: "Albite (heat-treated)"	2.893 %
Phase 24	: "Illite 2M1"	6.208 %
Phase 25	: "Biotite 2M1"	7.663 %
Phase 26	: "Albite high (K-bearing)"	2.993 %
Phase 27	: "Microcline (intermediate)"	3.333 %

Apéndice E. Envoltente de Mohr para cada solución de tensores, datos obtenidos con el software de dominio libre Win-tensor (Delvaux & Sperner, 2003).

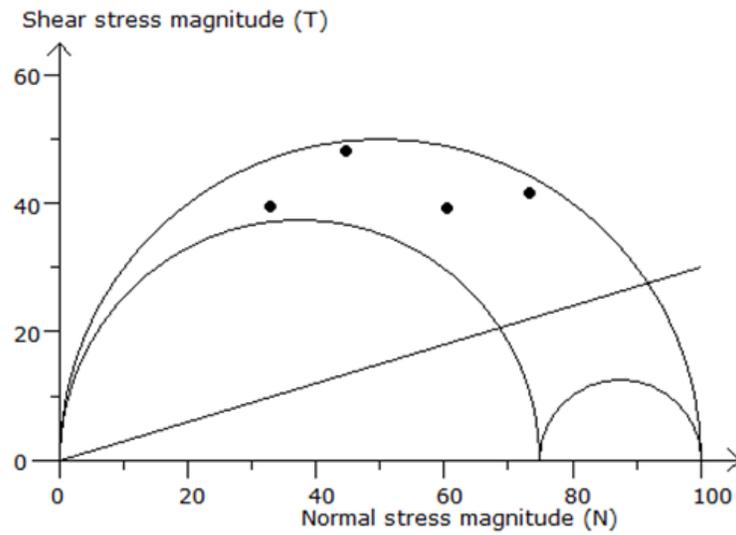
Envoltente de Mohr para el balón de playa EE4-T1



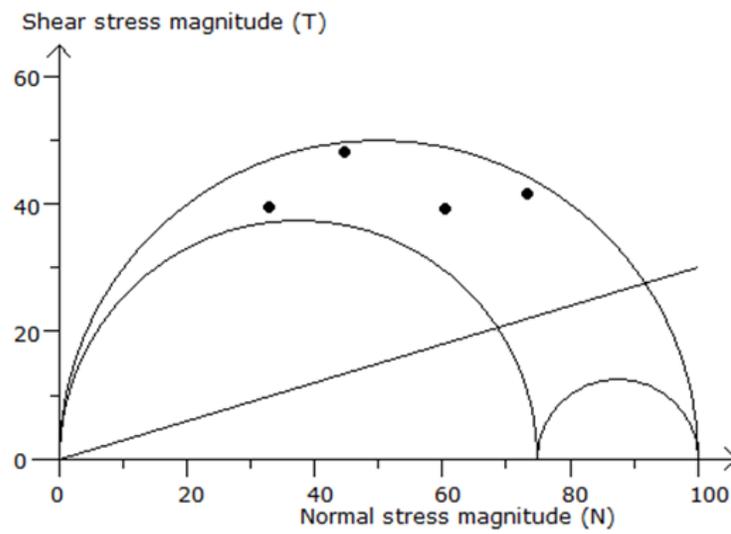
Envoltente de Mohr para el balón de playa EE4-T2



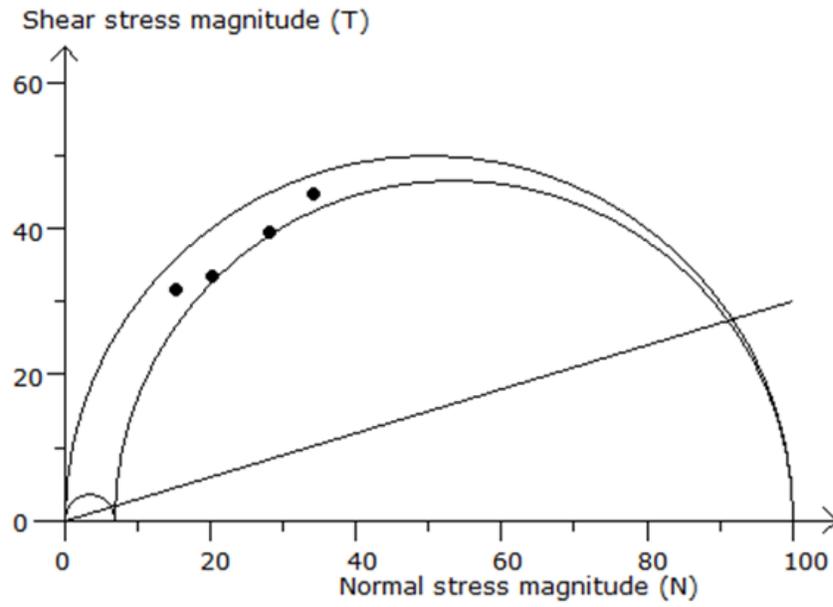
Envolvente de Mohr para el balón de playa EE17



Envolvente de Mohr para el balón de playa EE5-T1



Envolvente de Mohr para el balón de playa EE5-T2



Envolvente de Mohr para el balón de playa EE6-T1

