

**ESTUDIO ESTRUCTURAL DE FRACTURAS Y ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS  
EN MATERIALES DE RELLENO DE VENAS, EN LAS ROCAS AFLORANTES DE LA  
TRANSECTA SANTA MARIA- SAN LUIS DE GACENO (DEPARTAMENTO DE  
BOYACÁ, BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL): IMPLICACIONES  
PALEOHIDROGEOLOGÍCAS**

**DAVID RICARDO PRADA AGUILAR  
ISAID QUINTERO AREVALO**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2004**

**ESTUDIO ESTRUCTURAL DE FRACTURAS Y ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS  
EN MATERIALES DE RELLENO DE VENAS, EN LAS ROCAS AFLORANTES DE LA  
TRANSECTA SANTA MARIA- SAN LUIS DE GACENO (DEPARTAMENTO DE  
BOYACÁ, BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL): IMPLICACIONES  
PALEOHIDROGEOLOGÍCAS**

**DAVID RICARDO PRADA AGUILAR  
ISAID QUINTERO AREVALO**

**Tesis de grado para optar al título de Geólogo**

**DIRECTOR:**

**LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA**

**CODIRECTORES:**

**ALBA GLADYS MESA  
JORGE LUIS RUBIANO**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2004**

## DEDICATORIA

*A mi madre la razón de mi existencia y por quien luchare para su felicidad hasta el fin de mis días*

*A mi padre, formador de mi carácter, personalidad y ejemplo para asumir los retos de la vida*

*A mi hermano y mi sobrino, seres imprescindibles en mi felicidad*

*Al expreso rojo, la cerveza, y a la lucha antirracista*

*David*

## DEDICATORIA

*A Dios, por sembrar en mí los principios básicos de la vida.*

*A mis padres Ana Iris y Libardo, por haberme brindado el sustento y el afecto necesario durante el tiempo de desarrollo de mi carrera.*

*A mis hermanos Dina Luz, Lennys, Lidany y Jaín David, por brindarme su afecto e imprimirme la necesidad de ofrecerles mi ejemplo como su hermano mayor.*

*Isaíd*

## **AGRADECIMIENTOS**

Expresamos nuestros más sinceros agradecimientos a:

Luis Carlos Mantilla Figueroa, por su constante guía, apoyo y ayuda durante toda nuestra carrera en la Universidad y durante este proyecto.

Alba Gladis Mesa y Jorge Luis Rubiano, por habernos guiado a lo largo de este proyecto.

Ricardo y Helberg, debido a que fueron personas con las se pudo contar en todo momento y que ofrecieron su apoyo incondicional en cualquier tipo de situación para la realización de este proyecto.

Miryam Caro, por su apoyo técnico y acompañamiento brindado durante la etapa de campo.

Luis Garrido, por la ayuda brindada en el corte de las muestras para elaborar las secciones delgadas.

Luis Fernando Peña y Luis Fernando Anaya del Laboratorio de procesamiento de muestras geológicas del ICP, por su colaboración en la elaboración de las secciones delgadas

Zarith, Gloria y Berta del Laboratorio de microscopía electrónica, por su ayuda durante las jornadas de análisis de muestras al SEM.

## CONTENIDO

### RESUMEN

INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 OBJETIVOS .....	3
1.1.1 OBJETIVO PRINCIPAL. ....	3
1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.2 GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO .....	3
1.2.1 LOCALIZACIÓN.....	3
1.2.2. ASPECTOS POLÍTICO-ADMINISTRATIVOS.....	5
1.2.3. CLIMA.....	6
1.2.4. HIDROGRAFÍA.....	6
1.2.5. GEOMORFOLOGÍA .....	7
1.3 METODOLOGÍA.....	8
1.3.1 FASE DE CAMPO.....	9
1.3.2 TRABAJO DE LABORATORIO.....	9
2. ANTECEDENTES. ....	12
2.1 ESTRATIGRAFÍA.....	12
2.1.1 GRUPO FARALLONES. ....	15
2.1.2 FORMACIÓN BATÁ.....	15
2.1.3 FORMACIÓN CALIZAS DEL GUAVIO.....	16
2.1.4 FORMACIÓN LUTITAS DE MACANAL. ....	16
2.1.5 FORMACIÓN ARENISCAS DE LAS JUNTAS.....	17

2.1.6	FORMACIÓN FÓMEQUE.....	18
2.1.7	FORMACIÓN UNE.....	18
2.1.8	FORMACIÓN CHIPAQUE.....	19
2.1.9	GRUPO GUADALUPE.....	19
2.1.10	FORMACIÓN BARCO.....	20
2.1.11	FORMACIÓN LOS CUERVOS.....	21
2.1.12	FORMACIÓN MIRADOR.....	21
2.1.13	FORMACIÓN CARBONERA.....	22
2.1.14	FORMACIÓN LEÓN.....	22
2.1.15	FORMACIÓN GUAYABO.....	22
2.2	ASPECTOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE TRABAJO.....	23
2.3	ASPECTOS PALEOTÉCTONICOS REGIONALES.....	26
2.3.1	SECUENCIAS SIN-RIFT: VALANGINIANO A ALBIANO MEDIO.....	26
2.3.2	SECUENCIAS BACK-ARC: ALBIANO MEDIO A CAMPANIANO.....	28
2.3.3	SECUENCIAS FORELAND: CAMPANIANO TARDÍO A MIOCENO.....	28
2.3.4	SECUENCIA ANDINA: MIOCENO MEDIO AL PRESENTE.....	28
3.	RESULTADOS.....	30
3.1	ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN (DIACLASAS Y VENAS).....	30
3.1.1	CONSIDERACIONES TEÓRICAS PREVIAS.....	30
3.1.2	METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA RECOLECCIÓN Y EN EL PROCESAMIENTO DE LOS DATOS.....	39
3.1.3	ESTUDIO DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DEL FRACTURAMIENTO DE APERTURA EN LA TRANSECTA.....	42
3.1.4	ZONA DE HIDROFRACTURAMIENTO EN ALREDEDORES DE LAS ZONAS DE FALLA.....	55
3.1.5	RESUMEN GENERAL DEL ESTUDIO DE FRACTURAS.....	58

3.2 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF).....	60
3.2.1 CONSIDERACIONES PRELIMINARES .....	60
3.2.2 LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS ANALIZADAS.....	65
3.2.3. PETROGRAFÍA, MICROTERMOMETRÍA E INTERPRETACIÓN DE LAS IF .....	67
3.2.4 RESUMEN DEL ESTUDIO DE IF.....	100
3.2.5 DIAGRAMAS DE FASES PARA SISTEMAS QUÍMICOS DE REFERENCIA. ...	102
4. INTERPRETACION .....	109
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	118
BIBLIOGRAFIA.....	122
ANEXO 1. CATALOGO DE CAMPO.....	132
ANEXO 2. CATALOGO DE MUESTRAS.....	133
ANEXO 3. DIACLASAS QUE CONFORMAN CADA FAMILIA INTERPRETADA...	134
ANEXO 4. RESUMEN DE ESTADISTICAS PARA CADA FAMILIA DE DIACLASAS INTERPRETADA .....	135
ANEXO 5 DATOS EMPLEADOS EN LA CONSTRUCCION DE LA CURVA DE SOTERRAMIENTO PARA LAS FORMACIONES DENTRO DE LA TRANSECTA SAN LUIS - SANTA MARIA.....	136

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Patrones utilizados para la calibración de la platina de microtermometría THMS 600. ....	11
Tabla 2. Correlación de nomenclaturas litoestratigráficas del Cretáceo Superior al Oligoceno en el borde Oriental de la Cordillera Oriental.....	13
Tabla 3. Orientaciones para las familias MQ1, MQ3, T1 y T2 después de haber realizado la horizontalización de los estratos en cada provincia.....	51
Tabla 4. Resumen general del Estudio de Fracturas .....	59
Tabla 5. Relación del material de vena, familia de fracturas y coordenadas, para cada una de las muestras pertenecientes al Grupo Farallones y las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque.....	67
Tabla 6. Clasificación de las familias de IF presentes en venas del Grupo Farallones. ....	68
Tabla 7. Características de las IF presentes en la vena de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 del Grupo Farallones. ....	69
Tabla 8. Datos microtermométricos para la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo dispuestas en la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo Farallones. ....	70
Tabla 9. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo farallones.....	71
Tabla 10. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo farallones.....	72
Tabla 11. Datos microtermométricos obtenidos para la familia de IF bifásicas secundarias presente en venas de cuarzo, halladas en la familia de fracturas MQ1 de la Provincia Quetame, dentro del Grupo Farallones. .	73

Tabla 12. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia de IF secundaria presente en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1, dentro del Grupo Farallones.....	74
Tabla 13. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia de IF secundaria en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo Farallones. ....	74
Tabla 14. Características petrográficas de las familias de IF presentes en las venas de calcita de la familia de fracturas MQ3 del Grupo Farallones. ....	75
Tabla 15. Datos microtermométricos y sistema químico obtenidos para tres familias de IF bifásicas, perteneciente a venas de calcita dispuestas en la familia de fracturamiento MQ3, dentro de el Grupo Farallones.....	77
Tabla 16. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia 1 de IF, presente en venas de cuarzo que rellenan la familia de fracturas MQ3 del Grupo farallones.....	77
Tabla 17. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia 1 de IF secundarias en venas de calcita de la familia de fracturas MQ3 dentro del Grupo Farallones. ....	78
Tabla 18. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia 2 de IF secundarias, en venas de cuarzo de la familia de fracturas dentro del Grupo farallones. ....	79
Tabla 19. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas MQ3 dentro del Grupo Farallones. ....	80
Tabla 20. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 3 de IF secundarias, en venas de cuarzo que rellenan la familia de fracturas MQ3 dentro del Grupo farallones.....	80
Tabla 21. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la Familia 3 de IF secundarias, encontrada en venas de calcita halladas en la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones. ....	81

Tabla 22. Características petrográficas de las familias de IF presentes en la vena de calcita de la familia de fracturas T1 en la Formación Lutitas de Macanal. ....	82
Tabla 23. Clasificación de las familias de IF, halladas en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	82
Tabla 24. Datos microtermométricos definidos para la familia 1 de IF, presente en la familia T1 de fracturas dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	85
Tabla 25. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia 1 de IF trifásica, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas, dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	88
Tabla 26. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia de IF trifásica de origen secundario, presente en una vena de calcita halladas en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal....	88
Tabla 27. Datos microtermométricos definidos para familia 2 y 3 de IF bifásicas de origen secundario, presentes en venas de calcita de la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	89
Tabla 28. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 2 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	91
Tabla 29. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la Familia 2 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T1 de la Formación Lutitas de Macanal. ....	91
Tabla 30. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 3 de IF de origen secundario, presente en una vena de calcita hallada en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	92
Tabla 31. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la Familia 3 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	92

Tabla 32. Características petrográficas de las familias de IF en venas de la Formación Fόμεque. ....	93
Tabla 33. Clasificación de las familias de IF secundarias, halladas en venas de calcita dispuestas que rellenan la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. ....	93
Tabla 34. Datos microtermométricos para la familia 1 de IF, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. ....	94
Tabla 35. Condición máximas posibles de atrapamiento de la familia 1 de IF secundarias, presente venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. ....	95
Tabla 36. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia 1 de IF secundarias, presente venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. ....	96
Tabla 37. Datos microtermométricos obtenidos para la familia 2 de IF, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. ....	98
Tabla 38. Condiciones máximas posibles de atrapamiento para la familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. ....	99
Tabla 39. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia para el cálculo de la isocora de la familia 2 de IF presentes en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. ....	99
Tabla 40. Cuadro que ilustra en cada formación las condiciones máximas posibles de atrapamiento y salinidad de los fluidos que la atravesaron. Estos fueron hallados mediante datos como el sistema químico y las Th de las IF. ....	101
Tabla 41. Cuadro que relaciona los sistemas químicos con las temperaturas eutécticas en condiciones estables y metaestables durante el calentamiento a bajas temperaturas. Tomado de Goldstein y Reynolds (1994). ....	103

**Tabla 42. Cuadro que ilustra la relación de los patrones de fracturamiento con su orientación, formación que afecta y el respectivo evento y edad donde se originó..... 109**

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio. ....	4
Figura 2. Columna generalizada de la transecta San Luis de Gaceno – Santa María.....	14
Figura 3. Modelo de deformación propuesto por Rowan y Linares (2000) para el sector aledaño a la transecta estudiada .....	24
Figura 4. Modelo estructural elaborado por Branquet <i>et al.</i> (2002). ....	27
Figura 5. Envolvente de morh (o curva intrínseca) y los campos en los que se originan cada una de los diferentes tipos de fracturas, así como la magnitud de los esfuerzos necesarios en cada caso. ....	31
Figura 6. Modos de fracturación según Anderson (1951). ....	32
Figura 7. Distintas asociaciones de diaclasas en una familia: diaclasas sistemáticas, no sistemáticas y cruzadas.....	38
Figura 8. Dominios estructurales diferenciados a lo largo de la transecta. Corte localizado a lo largo de la transecta estudiada. ....	40
Figura 9. Diagrama de rosas y de contornos para las familias interpretadas en la Provincia Quetame. ....	43
Figura 10. Graficas de las relaciones existentes entre las Familias de diaclasas con las estructuras principales presentes en la Provincia Quetame, Fallas de 'Back Thrust' de las fallas Tesalia y Lengupá.....	45
Figura 11. Diagrama de rosas y de contornos para las familias interpretadas en la Provincia Tesalia. ....	46
Figura 12. Graficas de las relaciones existentes entre las Familias de diaclasas con las estructuras presentes en la Provincia Tesalia. ....	48
Figura 13. Ilustración del procedimiento para la horizontalización de los estratos en las provincias Quetame y Tesalia. ....	50

Figura 14. Patrón conjugado de diaclasamiento (MQ1-T1/MQ3-T2) producto de un paleoesfuerzo con dirección N25E.....	52
Figura 15. Diagrama de rosas y de contornos para las familias interpretadas en la Provincia Guavio. ....	53
Figura 16. Graficas de las relaciones existentes entre las Familias de diaclasas con las estructuras presentes en la Provincia Guavio. ....	54
Figura 17. Estructuras de deformación que asemejan venas dentro de la Formación Barco. Quebrada el Toro.....	55
Figura 18. Densidad y orientación de las Diaclasas rellenas con Fragmentos de Roca. Formación Barco, Quebrada el Toro. ....	56
Figura 19. Estructura interna de las diaclasas rellenas con fragmentos de roca.. ....	56
Figura 20. Apariencia petrográfica de las diaclasas rellenas con fragmentos de roca.....	57
Figura 21. Fragmentación de los granos que constituyen el soporte de la roca que contiene las diaclasas rellenas fragmentos de roca.....	58
Figura 22. Diagrama de fases para el H <sub>2</sub> O, que ilustra los cambios de fases de este fluido desde su atrapamiento hasta el enfriamiento a temperatura ambiente.....	61
Figura 23. Diagrama de fases que ilustra los cambios de fases de un fluido gaseoso desde su atrapamiento hasta su enfriamiento.....	62
Figura 24. Ilustración de los diferentes tipos de IF propuestos por Nash, (1976).....	63
Figura 25. Figura que describe el comportamiento termodinámico de una IF a medida que ocurre su exhumación. ....	65
Figura 26. Localización dentro del mapa geológico de los deltas y de las muestras recolectadas que sirvieron para los análisis microtermométricos y petrográfico de IF realizados en este estudio. ....	66

Figura 27. Microfotografía mostrando la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo del Grupo Farallones.....	69
Figura 28. Gráfico que muestra la intersección de la isocora de la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 en el Grupo Farallones, con el gradiente termobárico hidrostático.....	71
Figura 29. Microfotografía señalando la familia de IF de origen secundario en venas de cuarzo que rellenan la familia de fracturas MQ1 en el Grupo Farallones. ....	72
Figura 30. Gráfico que muestra la intersección de la isocora de la familia de IF de origen secundario en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 del Grupo Farallones;; con el gradiente termobárico hidrostático.....	74
Figura 31. Microfotografía mostrando la familia de IF líquida de origen secundario en venas de calcita relleno la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones. ....	75
Figura 32. Microfotografía especificando las IF bifásica de origen secundario en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones. ....	76
Figura 33. Gráfico que muestra la intersección la isocora de la familia 1 de IF secundarias en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas MQ3 del Grupo Farallones, y el gradiente termobárico hidrostático .....	78
Figura 34. Gráfico que muestra la curva isocora de la familia 2 de IF secundarias, en venas de calcita de la familia de fracturas MQ3 del Grupo Farallones, y el gradiente termobárico hidrostático.....	79
Figura 35. Gráfico que muestra la curva isocora de la familia 3 de IF secundarias, presente en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones, y el gradiente termobárico hidrostático .....	81
Figura 36. Microfotografía mostrando una IF primaria bifásica perteneciente a la familia 1, presente en venas de cuarzo, que rellenan la familia de fracturas T1 en la Formación Lutitas de Macanal .....	83

Figura 37. Microfotografía mostrando las IF de la familia 1, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.....	84
Figura 38. Microfotografía al SEM mostrando una IF trifásica perteneciente a la familia 1, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.....	84
Figura 39. Espectro de composición para las fases sólidas de las IF trifásicas de la familia 1 de IF, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la formación Lutitas de macanal.....	85
Figura 40. Gráfico que muestra la intersección de la isocora de la familia 1 de IF, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal; con el gradiente termobárico hidrostático. ....	88
Figura 41. Microfotografía especificando las familias 2 y 3 de IF bifásica de origen secundario, presentes en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas, dentro de la Formación Lutitas de Macanal .....	89
Figura 42. Gráfico que muestra el corte del gradiente termobárico hidrostático, y la isocora de la Familia 2 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 de la Formación Lutitas de Macanal.....	90
Figura 43. Gráfico que muestra el corte del gradiente termobárico hidrostático, con la isocora de la Familia 3 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T1, dentro de la Formación Lutitas de Macanal. ....	92
Figura 44. Microfotografía especificando la familia 1 de IF, presente venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque..	94
Figura 45. Gráfico que muestra la curva isocora de la familia 1 de IF , presente en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. ....	95
Figura 46. Microfotografía indicando la Familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas, dentro de la Formación Fόμεque. ....	96

Figura 47. Microfotografía al SEM, mostrando una IF representativa de una familia de IF trifásica Tipo III de la familia 2 de IF, presente en venas de calcita, halladas en la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. ....	97
Figura 48. Espectro de composición para la fase sólida una IF trifásica de la familia 2 de IF, presente en venas de calcita, halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. ....	97
Figura 49. Representación gráfica de la isocora de la familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T3 en la Formación Fόμεque .....	99
Figura 50. Microfotografía indicando la familia de IF secundarias líquidas, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. ....	100
Figura 51. Diagrama de fases en equilibrio para el sistema H <sub>2</sub> O-NaCl.....	105
Figura 52. Diagrama de fases en equilibrio para el sistema H <sub>2</sub> O-NaCl-CaCl <sub>2</sub> .....	107
Figura 53. Modelo de soterramiento que comprende al Grupo Farallones y las formaciones Batá, calizas del Guavio, Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas y Fόμεque.....	111

**TÍTULO: ESTUDIO ESTRUCTURAL DE FRACTURAS Y ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS EN MATERIALES DE RELLENO DE VENAS, EN LAS ROCAS AFLORANTES DE LA TRANSECTA SANTA MARIA- SAN LUIS DE GACENO (DEPARTAMENTO DE BOYACÁ, BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL): IMPLICACIONES PALEOHIDROGEOLOGÍCAS.\***

Autores:

**David Ricardo Prada Aguilar\*\***

**Isaid Quintero Arévalo\*\***

**Palabras clave:** Provincia estructural, Orogenia Andina, diaclasamiento, paleofluidos.

## **RESUMEN**

A lo largo de la transecta San Luis de Gaceno – Santa María existen tres provincias diferenciables por sus características estructurales: Provincia Quetame, Tesalia y Guavio. Dentro de la Provincia Quetame existen cuatro familias de diaclasas, que se asocian directamente con los pulsos orogénicos que han ocurrido a partir de mediados del Mioceno. La Provincia Tesalia cuenta con cuatro familias principales de diaclasamiento y su desarrollo también se asocia con los pulsos orogénicos mencionados. Las dos familias más antiguas de la Provincia Quetame y las dos de Tesalia, conformaron un único sistema conjugado de diaclasamiento, producto del efecto de los esfuerzos compresivos de la Orogenia pre-Andina en el Eoceno superior. En la Provincia Guavio se distinguen dos patrones para el diaclasamiento, consecuencia directa del acortamiento de las capas durante el desarrollo del Sinclinal de Nazareth en la fase inicial de la Orogenia Andina.

Solo existe evidencia directa del tránsito de paleofluidos (inclusiones fluidas) a partir de la exhumación de los estratos, como resultado de los efectos de la Orogenia Andina.

La presencia de paleofluidos con cloruro de sodio y calcio, demuestra que eran aguas percolantes que provenían de la superficie y que lavaron las rocas encajantes enriqueciéndose con tales iones (Na, Cl, Ca). Posiblemente también existieron paleofluidos de composición  $(CH_4+CO_2+N_2)?$ , que se mezclaron con los percolantes, dentro de las venas de la Formación Lutitas de Macanal, tales gases son componentes derivados de la destrucción termal de los hidrocarburos producidos por esta formación durante su maduramiento termal y su posterior sobrecalentamiento al alcanzar la máxima profundidad de enterramiento en el Mioceno superior. Todos los paleofluidos que circularon dentro de fracturas de la transecta, lo hicieron con temperaturas superiores a las de la roca encajante, por lo tanto, el tránsito de hidrocarburos líquidos por las fracturas, aseguraba la destrucción de los mismos.

---

\* Trabajo de Investigación.

\*\* Facultad de ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director Luis Carlos Mantilla Figueroa

TÍTULO: ESTUDIO ESTRUCTURAL DE FRACTURAS Y ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS EN MATERIALES DE RELLENO DE VENAS, EN LAS ROCAS AFLORANTES DE LA TRANSECTA SANTA MARIA- SAN LUIS DE GACENO (DEPARTAMENTO DE BOYACÁ, BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL): IMPLICACIONES PALEOHIDROGEOLOGÍCAS.\*

Authors:

David Ricardo Prada Aguilar\*\*

Isaid Quintero Arévalo\*\*

**Keywords:** Structural province, Andean Orogeny, Jointing, Paleofluids

### ABSTRACT

All way long the San Luis de gaceno-santa Maria section there is 3 major provinces, which differ each other according to its structural features: Quetame, Tesalia and Guavio Provinces. In the Quetame province exists 4 families of joints, which are in straight association with the reactivation of pre-tertiary normal faults, during the Andean Orogeny. The Tesalia province has four major families of joints, and as well as in the former province, they have straight association with the Andean Orogeny effects. Despite their current orientation and the fact of being joints families of different provinces, the older two families of both, the tesalia and Quetame provinces, were in the same system of joints, as a result of the compressive stresses generated, because of the first pulse of the Andean Orogeny in late Eocene. In the guavio province we can distinguish two clear joint patterns, which are direct consequences of the shortening the layers suffered during the formation of the Nazareth Synclinal in the first stages of the Andean Orogeny.

The circulation of the paleofluids across the joint patterns is very clear along the basin history of geological evolution; nevertheless, there are only straight evidences of fluxes from the early stages of the Andean Orogeny (fluid inclusions). Commonly, the presence of sodium and calcium chlorides, shows that they come from percolation waters from the surface, and that at its pass across the depth, they have an enrichment in ions, **(Na, Cl, Ca)** dissolving the enclosing rocks. It is possible the existence of paleofluids of  $CH_4+CO_2+N_2$ ? Composition, that took part in a mixture with the percolating waters, inside the veins of the Lutitas Del Macanal Formation; such gases are result compounds from the thermal degradation of Hydrocarbons, produced by this formation during its thermal maturity process and its later overheating, reaching the maximum burial depth in the middle Miocene. The paleofluids passing across the joint patterns along the whole San Luis de gaceno-santa Maria section, were always with higher temperatures than the enclosing rock, thereby, the hydrocarbon flux across this joint patterns ensure their destruction.

---

\* Trabajo de Investigación.

\*\* Facultad de ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director Luis Carlos Mantilla Figueroa

## INTRODUCCIÓN.

Este documento es el resultado de un trabajo de tesis de grado 'Modalidad Investigación', realizado en el marco del proyecto de investigación titulado: 'Influencia del flujo regional de fluidos sobre la diagénesis de reservorios y los cambios en la composición de los hidrocarburos en el Piedemonte Llanero (Colombia)'. Este proyecto, forma parte de un convenio interinstitucional (No. 003) entre la Universidad Industrial de Santander (UIS) y ECOPETROL S.A.-ICP.

El estudio de la circulación de fluidos en las cuencas sedimentarias es un fenómeno que tiene enormes implicaciones económicas, debido a su papel como agente que favorece la migración y concentración tanto de hidrocarburos, como de metales. Su circulación en las cuencas sedimentarias, es posible solo cuando existen canales (de diversas escalas) que garanticen la conductividad hidráulica en el sistema rocoso. En el caso de las cuencas sedimentarias, esta conductividad hidráulica esta controlada por: la porosidad primaria de las rocas, porosidad secundaria y por fracturas.

En este marco de ideas, este trabajo de proyecto de grado se centró en el estudio del patrón de fracturamiento de las rocas mayoritariamente sedimentarias Cretácicas y Terciarias aflorantes a lo largo de una transecta de unos 20 Km en el sector San Luis de Gaceno-Santa María (Parte central del borde Oriental de la Cordillera Oriental) (Figura 1) , y en el estudio físico-químico (composición, temperatura y presión) de los paleofluidos que circularon por las fracturas de apertura, atrapados a manera de inclusiones fluidas (IF) en los minerales de relleno de estas.

El estudio del patrón de fracturamiento abarcó tres etapas. La primera incluyó una observación de las características geométricas del fracturamiento de apertura (diaclasas y venas), a nivel de afloramiento. Dentro de la segunda etapa se procesó la información obtenida mediante tratamientos estadísticos, para poder en la última etapa, realizar una interpretación geológica del fracturamiento en el sector.

El estudio de las características físico-químicas de los paleofluidos, se efectuó en tres etapas: La primera, consistió en la recolección de muestras en el área de trabajo; en la segunda se realizaron estudios petrográficos y microtermométricos a las IF halladas dentro de las venas muestreadas y finalmente, la tercera etapa incluyó el procesamiento de los datos obtenidos, mediante el empleo de software especializado (ISOC y BULK), y la interpretación geológica de los mismos.

Estratigráficamente la transecta está constituida por un basamento de edad Carbonífera sobre el cual descansan formaciones geológicas de origen sedimentario que abarcan un registro desde el Valanginiano hasta el Cuaternario, con algunos hiatos importantes que se describirán con detalle a lo largo de este documento. La secuencia Cretácica, básicamente refleja la influencia de ambientes marinos, mientras que, las formaciones del Paleógeno y Neógeno reflejan fundamentalmente la influencia para esa época de ambientes de transición y continentales.

A lo largo de la transecta se reconocieron dos dominios estructurales: el dominio de la Cordillera Oriental y el dominio del Piedemonte Llanero. Sin embargo, en ambos dominios el estilo estructural es dominado por los efectos de la Orogenia Andina. En el dominio de la Cordillera Oriental existen 4 fallas, de las cuales dos de ellas, Lengupá y Tesalia, son el resultado de la inversión de fallas normales del Cretáceo inferior, mientras que las otras dos son '*Back Thrust*' que se desarrollaron por reactivación de fallas normales del Paleozoico. Las cuatro fallas conforman una estructura tipo Flor Positiva (Branquet *et al.*, 2002). Dentro del dominio del Piedemonte Llanero, el Sinclinal de Nazareth, fue la única estructura encontrada.

## 1.1 OBJETIVOS

**1.1.1 Objetivo principal.** Realizar un estudio estructural de fracturas y un análisis petrográfico y microtermométrico de IF en materiales de relleno de venas, presentes en rocas mayoritariamente de naturaleza sedimentaria, aflorantes a lo largo de la transecta Santa María - San Luis de Gaceno (Departamento de Boyacá, borde Oriental de la Cordillera Oriental), en aras de aportar nuevo conocimiento sobre la historia paleohidrogeológica del sector.

**1.1.2 Objetivos específicos.** Identificar las distintas familias estructurales de fracturas (diaclasas y venas) a partir de los datos de campo mediante tratamientos estadísticos.

Realizar un estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas en materiales de relleno de venas presentes en las diferentes unidades estratigráficas aflorantes en la vía San Luis de Gaceno-Santa María (Dpto. de Boyacá), con el propósito de establecer los eventos paleohidrogeológicos que han afectado las rocas del sector.

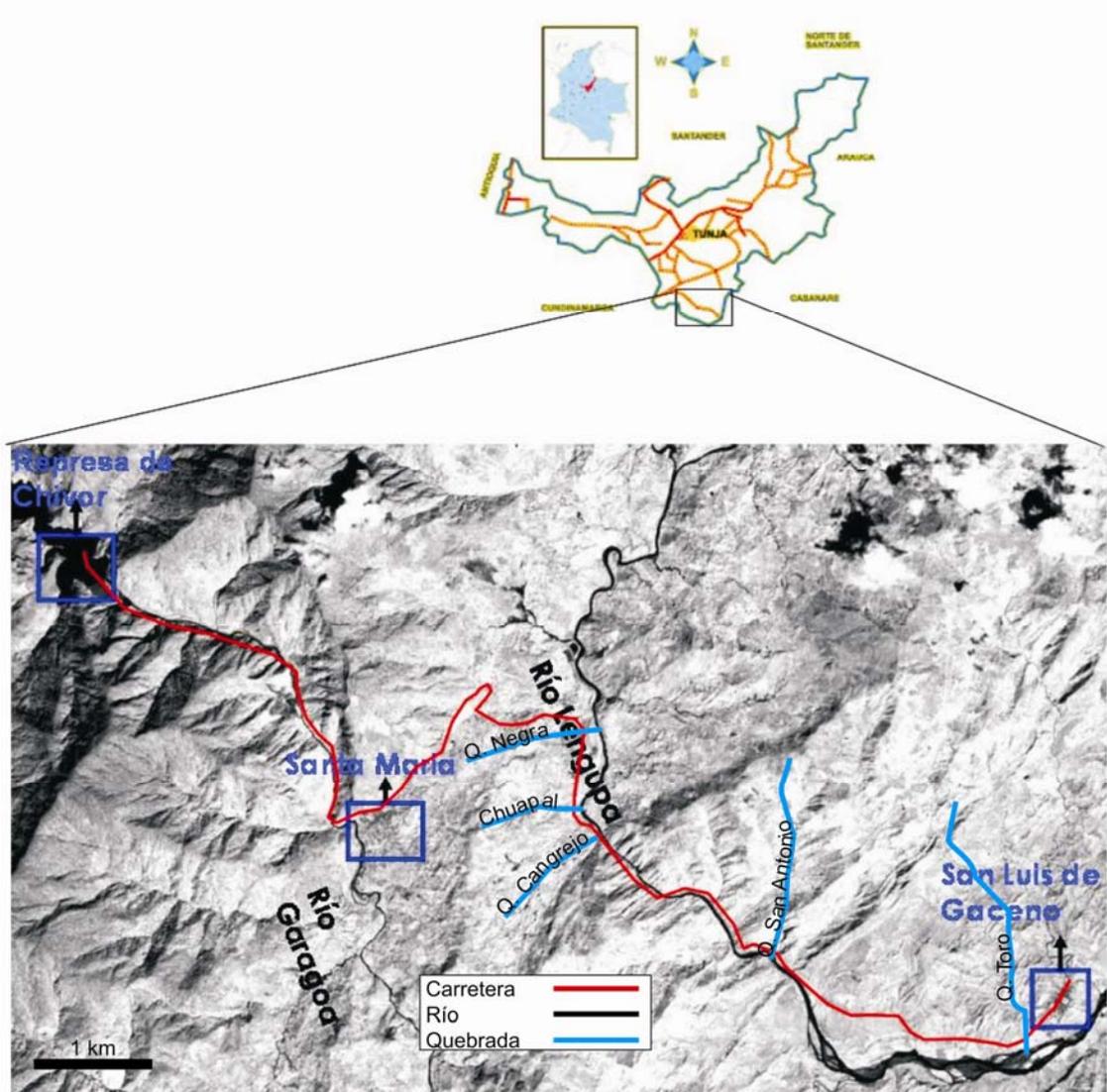
Establecer relaciones de temporalidad entre los distintos pulsos paleohidrogeológicos identificados y entre estos y los pulsos tectonotermales reconocidos en el área.

Determinar los posibles efectos de estos paleofluidos sobre el sistema rocoso y sus componentes orgánicos.

## 1.2 GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO

**1.2.1 Localización.** El área de estudio se localiza al Noroccidente de la Provincia de San Luis de Gaceno y al suroccidente de la represa Corpochivor (Departamento de Boyacá, Colombia), borde Oriental de la Cordillera Oriental (Figura 1). Esta área se encuentra bajo jurisdicción de los siguientes Municipios: San Luis de Gaceno (sector este) y Santa María (sector centro).

Figura 1. Localización del área de estudio. En rojo se indica la carretera, a lo largo de la cual se realizó la transecta para el presente estudio.



Según la cartografía topográfica del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (2000), el área de trabajo abarca la pancha 229-II-C a escala 1:25.000 y sus planchas respectivas 229-II-C-1, 229-II-C-2, 229-II-C-3, 229-II-C-4 a escala 1:10.000. Las coordenadas topográficas con origen X: 1000000 y Y: 1000000 en Bogotá, son las siguientes:

X: 1.029.390  
Y: 1.090.460

X: 1.024.870  
Y: 1.100.860

La cartografía geológica para la transecta, esta incluida dentro del cuadrángulo K-12 (Guateque) (Ulloa *et al.*, 1975).

A la zona de estudio se llega desde Bogotá, tomando la troncal del Norte que lleva a la Represa del Sisga, de allí se desprende una vía pavimentada hasta el municipio de Guateque y Santa María. En adelante una carretable comunica al municipio de Santa María con el municipio de San Luis de Gaceno al Oriente y otra carretable comunica a Santa María con Mámbita al sur. El acceso a los afloramientos se dio a través de las carretables mencionadas y las quebradas aledañas, de Oriente a Occidente: El Toro, San Antonio, El Cangrejo, El Chuapal y Garagoa.

### 1.2.2. Aspectos Político-Administrativos.

**San Luis de Gaceno.** Sus coordenadas son X: 1.024.869 Y: 1.100.857, con respecto al nivel del mar su altura es de 400 m, la temperatura promedio anual es de 26°C, su distancia con respecto a la capital de departamento, Tunja, es 170 km. Al norte limita con Campohermoso, al oriente con el departamento de Casanare, al sur con Medina (Cundinamarca) al oeste con el municipio de Santa María.

Hacen parte de San Luis Gaceno, las inspecciones de Guamal, Horizontes y mesa del Guavio. Administrativamente pertenece a la arquidiócesis y distrito judicial de Tunja, a los circuitos notariales de registro de Garagoa, y a la circunscripción electoral de Boyacá. Cuenta con 26 juntas de acción comunal, un juzgado, un banco y una sala de cine. Cuenta con establecimientos de educación primaria y un colegio de bachillerato.

**Santa María.** Esta ubicado en las coordenadas X: 1.029.380 e Y: 1.090.460, a una altitud de 1200 m.s.n.m y con una temperatura promedio de 19°C. Tunja se encuentra a 111 km de distancia. Su área alcanza los 525km<sup>2</sup>.

Su principal actividad económica es la ganadería y la agricultura. Los principales productos agrícolas son: café, maíz, plátano, caña de azúcar, frijoles y frutales.

Hacia el norte limita con los municipios de Macanal y Campo Hermoso, al Sur Oriente, San Luís de Gaceno y el departamento de Casanare; al sur, con el departamento Cundinamarca y al occidente con el municipio de Almeida.

Santa María pertenece a la arquidiócesis y al distrito judicial de Tunja, al circuito notarial de macanal y de registro de Garagoa; además pertenece a la circunscripción electoral de Boyacá. Forman parte las inspecciones de Calima y Nazareth, tiene conformadas 17 juntas de acción comunal. Cuenta con diferentes establecimientos de educación básica primaria tanto en la cabecera municipal como en las distintas veredas que hacen parte del municipio. Entre el casco urbano existe un colegio para educación secundaria.

Las principales actividades económicas del municipio son la ganadería y la agricultura. Dentro de los productos agrícolas se encuentra el café, maíz, plátano, yuca, fríjol, caña de azúcar y árboles frutales.

**1.2.3. Clima.** Los municipios de Santa María y San Luís Gaceno comparten similares condiciones climáticas, de relieve, geología y vegetación. Existen cuatro franjas climáticas dentro de la zona trabajada, la zona extremo-Oriental y la cuchilla de Calichana, que presenta alturas promedio de 950 m, presentando precipitaciones del orden de los 4000 a 6000 mm anuales. Se encuentra otra franja climática en las cercanías del municipio de Santa María, con lluvias entre los 3000 y 4000 mm anuales. A otra franja climática pertenecen los terrenos que se ubican al oriente de Santa María y al occidente del Río Lengupá, para la cual la precipitación tiene valores que están por el orden de los 2500 a 3000 mm. La cuarta franja climática se ubica al occidente del Río Lengupá, registrándose precipitaciones entre los 2000 y los 1500 mm anuales (tomado de [www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co), 2004).

En general, la alta pluviosidad de la zona se debe en buena parte a las corrientes húmedas que provienen de los llanos Orientales. Igualmente el régimen pluviométrico de la zona corresponde al tropical, en el que se identifica un periodo de mayores lluvias, abril a noviembre, seguido de un periodo de menores lluvias, diciembre a Marzo (Rincón, 1982).

**1.2.4. Hidrografía.** Los principales ríos del área son: el Upía, el Guavio, el Lengupá, el chiquito y del Río Garagoa, los cuales pertenecen al

subcuenca del Río Upía, la cual a su vez pertenece a la cuenca hidrográfica del Orinoco.

El Río Lengupá atraviesa el área en dirección este-oeste, desembocando en el Río Upía a 10 km del municipio de San Luís de Gaceno. El Río Upía recorre la región en dirección norte sur y es uno de los numerosos afluentes del Río meta. Estos dos ríos sirven como vía de comunicación para esta extensa y poco poblada región.

Existe un sinnúmero de quebradas que vierten sus aguas, principalmente al Río Garagoa y al Río Lengupá, las más representativas del sector son: Alto Calichana, Cangrejo, el Chuapal, Hoya Grande, Mosca, Negra, San Antonio, el Toro.

**1.2.5. Geomorfología.** El área se divide en tres zonas fisiográficas principales (Rincón, 1982):

Zona plana de los llanos Orientales: se localiza al occidente de la falla de Tesalia y se caracteriza por la presencia de terrazas.

Zona de topografía ondulada: se localiza en las áreas donde la litología predominante es roca poco consistente y en donde las alturas se encuentran entre los 600 y 2000 m.s.n.m.

Zona de grandes escarpes: son áreas con alturas hasta de 3600 m.s.n.m formadas por resistentes rocas y donde los ríos forman profundos cañones.

Geomorfológicamente puede realizarse una descripción de algunas formaciones presentes en el área, basándose en trabajos anteriores de fotointerpretación y análisis de mosaicos de radar (INVESTIGACIONES GEOTECNICAS LTDA & GEOAMERICA LTDA, 1994).

Las Lutitas de Macanal, se diferencian tres miembros. El miembro inferior (Lutitas intercaladas con Areniscas) da al terreno formas deprimidas pero bien definidas; el miembro intermedio (areniscas intercaladas con lutitas) forma escarpes bien definidos, en relación a los otros dos miembros. El miembro superior (lutitas) muestra una morfología deprimida.

La Formación Areniscas de las Juntas presenta una morfología típica de rocas duras que forman escarpes seguidos por escalones formados por niveles más blandos.

La morfología de la Formación Fόμεque origina una morfología deprimida en relación a las unidades infra y suprayacentes, a pesar de algunos niveles duros sobresalientes.

La Formación Une da lugar a una morfología abrupta, característica de un material duro muy competente.

La morfología típica de la Formación Chipaque es de relieve deprimido.

Las formaciones Guadalupe y Barco conforman relieves de altos topográficos correspondientes con los niveles duros que la conforman.

La Formación Los Cuervos da origen a una morfología suave entre morfologías prominentes de otras formaciones. Aflora como corredores delgados.

La Formación Mirador produce en relieve escarpado bien delimitado por zonas blandas.

La morfología de la Formación Carbonera es característicamente deprimida con algunos escarpes alargados y delgados.

Las formaciones León y Guayabo generalmente se encuentran enmascaradas por cuaternarios; los pocos afloramientos existentes son los que se descubren a lo largo de la carretera o de las quebradas.

### **1.3 METODOLOGÍA.**

Las etapas que se realizaron para desarrollar el presente trabajo son cinco: 1) recopilación y reconocimiento del material bibliográfico y gráfico existente sobre el área de trabajo (Fase de Pre-campo); b) realización de salidas de campo; c) trabajo de laboratorio; d) interpretación de los datos obtenidos y e) edición del trabajo de grado. A continuación se hace referencia a las etapas: campo y laboratorio, por ser las de mayor importancia en la obtención de nuevos datos.

**1.3.1 Fase de campo.** Las labores de campo se centraron en el reconocimiento del área donde se localizó la transecta y en realizar jornadas de toma de datos y muestras en diferentes puntos a lo largo de ella. A continuación se explica brevemente cada una de las anteriores.

En el reconocimiento de la zona se afianzó la información presente, en el mapa Geológico 1:100000 y en los mapas topográficos anteriormente mencionados, reconociendo las distintas expresiones geomorfológicas de cada formación y de las diferentes estructuras. Los recorridos de estaciones dentro de la transecta se realizaron a lo largo de la carretable San Luis de Gaceno-Santa María, Santa María-Mámbita y de oriente a occidente las quebradas El Toro, San Antonio, la Negra, el Chuapal, y el Río Garagoa.

En la toma de datos en cada estación se anotó su localización por medio de un GPS marca Garmin 12XL, la descripción litológica presente, los datos estructurales de la estratificación, venas y diaclasas (además relaciones de desplazamiento, espaciamiento, espesor, densidad y relleno), estrías de falla, y ejes de pliegues. De acuerdo con el formato sugerido por el Geólogo MSc. Jorge Rubiano, todos estos datos se presentan como el Catálogo de Campo como un anexo de este informe (ver anexos 1 y 2).

El muestreo consistió en la marcación física de los datos estructurales de la estratificación, venas, diaclasas en cada muestra. Este se hizo en la mayor parte de las estaciones tomando parte de las venas y de roca caja con el fin de llevar a cabo principalmente estudios de caracterización de paleofluidos hidrotermales.

**1.3.2 Trabajo de laboratorio.** La fase de laboratorio abarcó tres tipos de actividades, el análisis estadístico del diaclasamiento, la petrografía de las IF y la microtemometría de las mismas.

**Análisis estadístico de fracturas.** El análisis estadístico de las fracturas consistió en agrupar las familias estructurales observadas en cada delta, para luego reunir las en familias de carácter regional. Para tal fin se utilizó software especializado: Georient, Stereonett, Wintek, Spheristat version 2.2 (Pangaea Scientific, 1990-1998) y Microsoft Office Excel. El detalle acerca de la manera en que se interpretó y analizó los resultados brindados por cada programa se describe en el capítulo respectivo.

**Análisis petrográficos.** Estos análisis fueron básicos y se realizaron con ayuda de microscopía electrónica y óptica.

***Microscopía Electrónica.*** Los estudios de microscopía electrónica fueron llevados a cabo en el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP), utilizando un microscopio electrónico de barrido LEO-1450 VP, con sonda tipo EDAX DX.

Las muestras utilizadas para microscopía electrónica fueron principalmente 'chips' de tamaños entre 0.5 cm<sup>3</sup> – 1.0 cm<sup>3</sup>, los cuales fueron recubiertas con oro (y no con grafito) con el fin de no enmascarar la materia orgánica presente en la muestra, para ello fue utilizada la técnica de evaporación entre 2 electrodos a alta tensión. El equipo utilizado fue un Sputer Coater S150B, cuyo procedimiento de operación se rige por las normas de calidad registradas en el ICP bajo la nomenclatura PTO 007.002.

El estudio de las muestras al SEM, se realizó fundamentalmente para precisar la mineralogía de algunas fases sólidas en inclusiones fluidas de interés, reconocer algunas relaciones texturales y caracterizar puntualmente la fábrica interna de las rocas.

***Microscopía Óptica.*** Los análisis petrográficos utilizando la microscopía óptica se realizaron en la sede Guatiguará de la UIS con el uso de microscopios de luz transmitida marca NIKON tipo Labophot-pol. Estos análisis permitieron reconocer las características petrográficas de las IF.

**Microtermometría.** Las mediciones microtermométricas se realizaron en una platina de enfriamiento – calentamiento, tipo THMS 600 marca LINKAM. Estos estudios fueron realizados en el laboratorio de Microtermometría de la Escuela de Geología, sede Guatiguará.

Todo el sistema del equipo fue calibrado con patrones de inclusiones fluidas sintéticas suministradas por SYN FLINC, Inc., y utilizando algunos líquidos orgánicos con propiedades fisicoquímicas definidas (Tabla 1).

El equipo microtermométrico puede conseguir un rango de temperaturas entre -198°C y +700°C. . De acuerdo con el procedimiento sugerido por el Geólogo PhD. Luis Carlos Mantilla, durante las mediciones en una misma inclusión, el enfriamiento siempre fue anterior a los procesos de calentamiento, esto, con el fin de evitar la posible

decrepitación principalmente de las inclusiones fluidas de menor temperatura de atrapamiento.

Tabla 1. Patrones utilizados para la calibración de la platina de microtermometría THMS 600. Te = Temperatura eutéctica; Th = Temperatura de homogenización.

<i>Composición Del Patrón</i>	<i>Temperatura Eutéctica</i>	<i>Temperatura de Homogenización</i>
<i>75% mole H<sub>2</sub>O + 25% mole CO<sub>2</sub></i>	<i>-56,6</i>	<i>31.3</i>
<i>H<sub>2</sub>O + NaCl composición eutéctica (23.2 % en peso de NaCl).</i>	<i>-21,2</i>	<i>-</i>
<i>H<sub>2</sub>O + KCl composición eutéctica (19.6 % en peso de KCl).</i>	<i>-10,7</i>	<i>-</i>
<i>Tolueno</i>	<i>-95</i>	<i>-</i>
<i>Clorobenceno</i>	<i>-45.6</i>	<i>-</i>
<i>H<sub>2</sub>O</i>	<i>0</i>	<i>374,1</i>

## 2. ANTECEDENTES.

La transecta San Luis de Gaceno-Santa María se ubica dentro de la parte central del borde Oriental de la Cordillera Oriental. Esta zona ha sido fuente continua de investigación a partir de la segunda mitad del siglo XX debido a que contiene un registro estratigráfico que abarca formaciones desde el Paleozoico Inferior hasta el Cenozoico Reciente (con hiatos en el Triásico y Jurásico y en algunos periodos del Paleógeno y el Neógeno) (Ulloa y Rodríguez, 1979), igualmente, y según varios autores, entre ellos Rowan y Linares (2000) Branquet *et al.* (2002), está afectada por una cantidad de estructuras de diverso origen y edad, aunque la mayoría de ellas, parecen ser consecuencia directa de las distintas fases de deformación de la Orogenia Andina.

### 2.1 ESTRATIGRAFIA.

Las formaciones que han tenido un análisis detallado dentro del sector son las que tienen relación con el origen y el almacenamiento de hidrocarburos. Este tipo de formaciones abarca el periodo correspondiente desde el Santoniano hasta el Mioceno Superior (Cooper *et al.*, 1995; Cazier *et al.*, 1995; Guerrero y Sarmiento, 1996; Vergara y Rodríguez, 1997).

Existen varias nomenclaturas y diversas cartografías para las formaciones del sector (Van der Hammen, 1960; Miller, 1972; Ulloa y Rodríguez, 1979; Perez, 1985; Bartels, 1986; Renzoni, 1991; Cooper *et al.*, 1995; Cazier *et al.*, 1995; Guerrero y Sarmiento, 1996; Vergara y Rodríguez, 1997). La Tabla 2 muestra una correlación entre las diferentes nomenclaturas en el periodo de tiempo donde ha existido las mayores diferencias: Cretáceo Superior – Paleoceno Inferior.

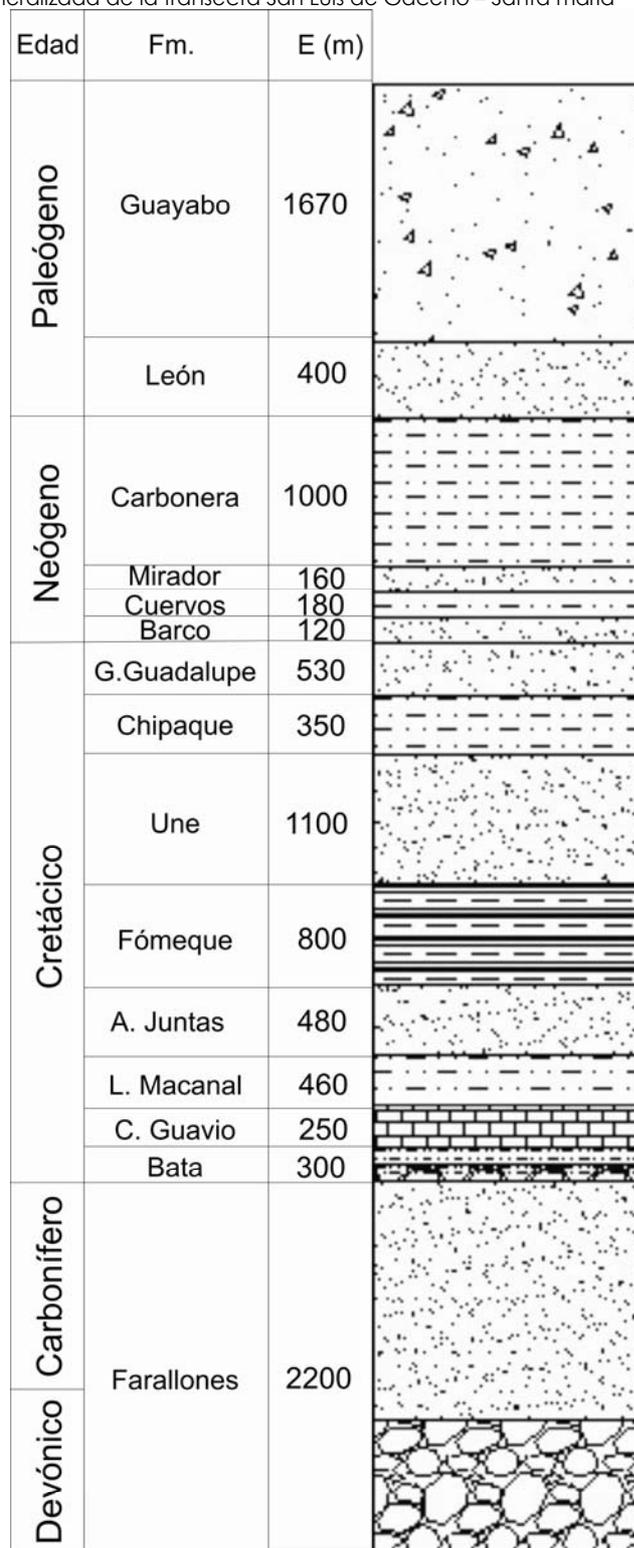
Dentro de este trabajo se utiliza como base la nomenclatura estratigráfica empleada dentro de la plancha geológica K-12 (Ulloa *et al.*, 1975), con algunas modificaciones, para todas las formaciones pre-Terciarias, mientras que se usa la nomenclatura utilizada por ECOPETROL (1999), para las formaciones Terciarias. De esta manera, la columna generalizada que será empleada como referencia dentro de la transecta se muestra en la Figura 2.

Tabla 2. Correlación de nomenclaturas litoestratigráficas del Cretáceo Superior al Paleoceno Inferior en el borde Oriental de la Cordillera Oriental.

Author/Year	Unit	PEREZ 1985	PEREZ 1985	PEREZ et al. 1985	BARTELS 1986	RENZONI 1991	COOPER et al. (1995)	CAZIER et al. (1995)	GUERRERO & SARMIENTO (1996)	VERGARA & RODRIGUEZ (1996)	VERGARA & RODRIGUEZ (this work)										
van der HAMMEN 1958, 1961	Arcillas del Limbo		(hiatus)	El Limbo Chaystones		Arcillas del Limbo	Los Cuervos Formation	Los Cuervos Formation	Formación Socha Superior		Socha Superior Formation										
	Arenisca de El Morro								Formación Socha Inferior	Formación Arenisca de El Morro	Socha Inferior Formation										
MILLER 1972	Los Cuervos Formation								Formación Guadalupe		Guadalupe Formation										
	Guadalupe Formation								Formación Arenitas de San Luis de Gaceno	Conjunto D	Arenitas de San Luis de Gaceno Formation										
ULLOA & RODRIGUEZ 1978 a	Arcillas del Limbo	(hiatus)	Guadalupe	El Limbo Chaystones	Arenisca Tierna	Arcillas del Limbo	Los Cuervos Formation	Los Cuervos Formation	Formación Socha Superior	Formación Arenisca de El Morro	Socha Superior Formation										
												Grupo Patritchal	Conjunto E	Conjunto E	Conjunto E	Conjunto E					
													Conjunto D	Conjunto D	Conjunto D	Conjunto D					
													Conjunto C	Conjunto C	Conjunto C	Conjunto C					
													Conjunto B	Conjunto B	Conjunto B	Conjunto B					
Conjunto A	Conjunto A	Conjunto A	Conjunto A																		
Gachetá Formation	Ubaque Formation	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque	Formación Ubaque										
												Grupo Guadalupe	Upper Guadalupe shale	Upper Guadalupe sandstone	Formación Guadalupe	Formación Ubaque					
													Lower Guadalupe	Guadalupe shale	Guadalupe Formation	Formación Ubaque					
Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique										
												Group Vitela	Basal Sandstone	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique
Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique										
												Group Vitela	Basal Sandstone	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique	Formación Fómique

Vergara y Rodríguez, (1997)

Figura 2. Columna generalizada de la transecta San Luis de Gaceno – Santa María



Apoyado en Ulloa y Rodríguez (1979) y ECOPETROL (1999).

**2.1.1 Grupo Farallones.** Reposando con una discordancia angular sobre el Grupo Quetame se encuentra los sedimentos no metamorfizados del Grupo Farallones (3600 m-2200 m de espesor). Claramente, un evento orogénico importante ocurrió a finales del Ordovícico o en el Silúrico (Orogenia Caledoniana), que levantó y erosionó al Grupo Quetame (Galvis y De la Espriella, 1987; Suárez, 1990) y fue seguido en el Devónico-Carbonífero por la depositación del Grupo Farallones.

El Grupo Farallones se depositó en un ambiente marino de agua poco profunda, de circulación restringida a abierta. Su contacto con la Formación Batá es disconforme (Ulloa y Rodríguez, 1979).

El Grupo Farallones cuenta con los mejores afloramientos del área, con más de tres kilómetros sobre la carretera de Santa María a Chivor.

Dentro del grupo se distinguen cuatro paquetes bien diferenciados, El paquete inferior está conformado por cuarzoarenitas de grano fino a conglomeráticas con guijos de cuarzo hasta de 1cm. El segundo paquete lo componen cuarzoarenitas y arcillolitas grises oscuras. El siguiente paquete lo integran cuarzoarenitas y arcillolitas grises, verdes y violetas. El segmento superior lo constituye arcillolitas, cuarzoarenitas, y conglomerados con intercalaciones de calizas (Pérez *et al.*, 1984).

**2.1.2 Formación Batá.** En el borde Oriental del Macizo de Quetame, la Formación Batá forma una cuña aislada de capas rojas continentales, que había sido considerada como de edad Triásica a Jurásica (Burgl, 1960), debido a que en toda la Cordillera Oriental, esas capas rojas se acumulan en los '*Hanging Walls*' de las fallas normales durante la fase temprana de Rifting (Colletta *et al.*, 1990), datado en esas edades. Sin embargo, últimos estudios (Etayo-Serna *et al.*, 2003) han demostrado la presencia de palinomorfos (*Interulobites triangularis*, *Cyclusphaera psilata*, *Classopolis* y *Balmeiopsis limbatus*) de edad Valanginiano Tardío – Hauteriviano. La Formación Batá es considerada por algunos autores como de ambiente marino somero (Ulloa y Rodríguez, 1979). El contacto con el Grupo Farallones es disconforme. El espesor promedio en el sector es de 300m.

Afloramientos de esta formación se encuentran en la vía que conduce de Santa María a la represa de Chivor.

La sección tipo de esta formación está constituida por un conjunto A de 70 m de conglomerados con cantos de arcillolitas, cuarcitas y cuarzos en una matriz limolítica; un conjunto B compuesto por limolitas silíceas, micáceas; arcillolitas, areniscas cuarzosas de grano fino a medio, cuarcitas y conglomerados; encima de este un conjunto C de 265 m compuesto por una alternancia de areniscas cuarzosas de grano fino a medio. Un conjunto D de 200 m compuesto por areniscas cuarzosas grises a oscuras de grano fino a medio con intercalaciones de lutitas negras compactas con marcas de oleaje y niveles fosilíferos (Pérez *et al.*, 1984).

**2.1.3 Formación Calizas del Guavio.** La Formación Calizas del Guavio se depositó durante el período comprendido entre Titoniano al Berriasiano (Ulloa y Rodríguez, 1979; Branquet *et al.*, 1999) dentro de un ambiente marino poco profundo. Descansa en conformidad con la Formación Batá (alrededor de Santa María) o inconformemente sobre el basamento Carbonífero (en el '*Hanging Wall*' de la Falla san Bernardo en el área de Chivor) (Branquet, 2002). El espesor de la formación alcanza los 250m.

El único afloramiento en donde se distingue esta formación se encuentra localizado a orillas del Río Garagoa en cercanías de la población de Santa María.

De la base a el tope, esta compuesta de (1) Shales negros y siltstones; (2) una capa evaporítica brechificada, que contiene shales negros triturados y lentes de yeso, que en algunos lugares han sido alterados hidrotermalmente y pueden contener esmeraldas; (3) una secuencia donde calizas micríticas laminadas alternan con capas de yeso o anhidrita; y (4) calizas fosilíferas que varían lateralmente dentro de shales negros, que contienen gujarros calcáreos y olistostromas. Aunque la Formación Calizas del Guavio tiende a ser heterogénea y discontinua, la capa evaporítica brechificada es de extensión regional en el área Guateque-Medina (Cheilletz *et al.*, 1997; Branquet *et al.*, 1999).

**2.1.4 Formación Lutitas de Macanal.** Esta formación se depositó en el Valanginiano-Berriasiano en un ambiente marino somero localmente anóxico (Geotec, 1990). El contacto con las Calizas del Guavio es transicional. El espesor promedio para esta formación es de 400m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Esta formación aflora dentro de la transecta, principalmente en la Quebrada La Negra.

Litológicamente la formación se caracteriza por lodolitas oscuras laminadas con esporádicas intercalaciones de arenitas, con geometrías tabulares para los bancos de lodolitas y tabulares a subtabulares para los de arenitas. La textura presente en la base de los bancos de arenitas se caracterizan por ser macizas con secuencias granodecrecientes con laminación tangencial en ocasiones, mientras que hacia el techo predomina la laminación ondulada continua y discontinua. En cuanto al tamaño y forma de los granos, las arenitas son de tamaño fino a medio y subangulares a subredondeadas bien seleccionadas, bien cementadas con baja porosidad, con colores blancos a gris claro, debido a un porcentaje de composición predominada por el cuarzo en 95%, mientras que la matriz arcillosa y la muscovita están en menor proporción (ECOPETROL, 1996).

**2.1.5 Formación Areniscas de las Juntas.** Esta formación se depositó entre el Hauteriviano y el Barremiano (Bürgl, 1960) dentro de un ambiente litoral de poca profundidad con influencia deltaica (Perez *et al.*, 1984). Su contacto con las Lutitas de Macanal es transicional. El espesor promedio es 480m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

En la zona de trabajo, los afloramientos más importantes de esta formación, se encuentran en la vía que conduce de Santa María a Mámbita.

La Formación Areniscas de las Juntas la componen paquetes de cuarzoarenita intercalada con shale gris oscuro, areniscas carbonosas y una interestratificación entre paquetes delgados de lodolitas, cuarzoarenitas y shales. Las Areniscas conforman capas gruesas tabulares y presentan laminación planoparalela. Su tamaño de grano es de medio a fino, subredondeado a subangular, en general bien seleccionado, con coloraciones blancas; se componen casi exclusivamente de cuarzo (98%) con algunas trazas de muscovita y materia orgánica (0-3%). Una característica que identifica esta formación es su alta compactación, su baja porosidad y su alta cementación; también es importante anotar que estas areniscas carecen de bioturbación (GEOESTUDIOS, 1994).

**2.1.6 Formación Fόμεque.** Se depositó en el Barremiano medio - Albiano inferior en un ambiente marino somero de energía moderada (Hubach, 1957). El contacto con las areniscas de las Juntas es transicional (ECOPETROL, 2000). El espesor de la Formación es de 800m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

La Formación Fόμεque aflora en distintos lugares a lo largo de la transecta: Carretera San Luis de Gaceno – Santa Maria, Carretera Santa Maria – Mámbita, quebradas San Antonio, Chuapal, Cangrejo, entre otras.

Litológicamente la formación está compuesta por shales o lodolitas gris oscuro a negro, muy ricas en materia orgánica carbonosa y en menor proporción shales calcáreos y silíceos, calizas fosilíferas oscuras y gruesos segmentos interpuestos de arenitas laminadas de grano fino, y calizas lumaquéllicas que ocurren hacia el tope de la formación (ECOPETROL, 2000). La formación esta constituida por arenitas que contienen cuarzo 90%, moscovita 0-5% y matriz arcillosa 5-10%. En cuanto a la geometría de las capas en los shale predomina la forma tabular sobre la subtabular, con abundancia de laminación planoparalela continua en la secuencia, aunque subordinadamente se observa laminación ondulada continua y discontinua (ECOPETROL, 1996).

**2.1.7 Formación Une.** Esta formación se depositó durante el Albiano y el Cenomaniano tardío (Hubach, 1957), en un ambiente marino poco profundo de alta energía con una rata de sedimentación lenta. El contacto con la Formación Fόμεque es transicional. El espesor promedio de Une es de 1100 m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Los principales afloramiento de esta formación dentro de la transecta, se sitúan dentro de la vía Santa Maria-San Luís de Gaceno, a orillas el Río Lengupá y en diversas quebradas, como en San Antonio.

Une es una formación que en el sector está conformada por areniscas muy cuarzosas de grano grueso, con una presencia leve de materiales ortoquímicos cementantes y proporciones variadas de fragmentos aloquímicos. El color para las areniscas es gris claro. La geometría de los estratos es tabular y subtabular; las formas predominantes en las partes superiores son canaliformes y lenticulares (GEOESTUDIOS, 1994). Los contactos entre estratos generalmente son ondulados. Hacia la base de los estratos se pueden encontrar estructuras como la laminación

inclinada planar y en artesa. Hacia la parte media la laminación es plano paralela continua y en artesa; mientras que en la parte superior la estructura dominante es la laminación tangencial a la base. Tanto textural como composicional las areniscas de Une varían de submaduras a maduras. Se evidencia un alto grado de compactación. La porosidad de Une presenta valores que fluctúan entre 7.5 y 15% (Ríos, 1996).

**2.1.8 Formación Chipaque.** Se ha asignado una edad entre el Turoniano–Coniaciano para esta formación, basándose en la existencia de amonites y bivalvos (Etayo-Serna, 1985), su ambiente de depositación ha sido interpretado como marino somero en límites de acción de las olas con circulación restringida y condiciones anóxicas (Geotec, 1990). La formación suprayace transicionalmente a la Formación Une y tiene un espesor de 350 m dentro del sector (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Dentro de la Quebrada San Antonio, pueden ubicarse los afloramientos de esta formación dentro de la transecta.

Litológicamente se compone de gruesas secuencias de shales gris oscuro y negro, muy ricos en materia orgánica y en menor proporción shales calcáreos, intercaladas con arenitas laminadas en capas medias y gruesas, de granos muy finos y con abundantes icnofósiles en los contactos de shales-arenitas (ECOPETROL, 2000). En cuanto a la distribución composicional de las arenitas contiene cuarzo en 85-100%, materia orgánica de 0-10% y matriz arcillosa de 0-10%. La geometría externa de los estratos en los bancos de lodolitas está predominada por formas tabulares sobre lenticulares en los bancos de lodolitas, con contactos planos a ondulados. La principal estructura sedimentaria en la secuencia es la laminación planoparalela continua y discontinua, aunque algunos niveles tienen laminación ondulada continua, discontinua y lenticular. La geometría de las intercalaciones de arenitas es tabular a subtabular, con laminación ondulosa continua y discontinua acompañada de laminación lenticular (ECOPETROL, 1996).

**2.1.9 Grupo Guadalupe.** El Grupo Guadalupe se depositó entre el Campaniano y el Maastrichtiano tardío dentro de un ambiente marino somero de alta energía. Su contacto con la Formación Chipaque es transicional. El espesor alcanza los 530 m en el sector (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Los afloramientos mas importantes de este grupo se pueden encontrar dentro de la Quebrada San Antonio y en la Quebrada el Toro.

El Grupo Guadalupe, dentro de este sector, ha sido dividido de base a techo por las siguientes formaciones, a) Arenitas de San Antonio, b) Lodolitas de Aguacaliente, c) Arenitas de San Luis de Gaceno y d) Formación Guaduas (Guerrero y Sarmiento, 1996).

Formación Arenitas de San Antonio. Tiene un espesor de 190 m y esta compuesta por areniscas de grano fino con un alto grado de madurez textural y composicional.

Formación Lodolitas de Aguacaliente. Tiene un espesor de 40 m y litológicamente es una intercalación de rocas silíceas principalmente chert con intercalaciones de lodolitas.

Formación Arenitas de San Luis de Gaceno. Tiene un espesor de 168m y esta conformada por areniscas cuarzosas y sublitoarenitas.

Formación Guaduas. Su espesor es de 130m, litológicamente es una intercalación entre lodolitas grises oscuras con areniscas de grano fino.

**2.1.10 Formación Barco.** Dentro de varios trabajos esta formación es incluida como la formación superior del Grupo Guadalupe (Ulloa y Rodríguez, 1979). Esta formación se depositó durante el Paleoceno en ambientes transicionales de alta energía, caracterizado por corrientes de tipo trenzado, con una fuente de sedimentos ubicada tanto al oriente como al occidente (Ríos, 1996). El contacto infrayacente con el grupo Guadalupe es de tipo inconforme (López *et al.*, 1999). El espesor de esta formación es aproximadamente de 120 m, dentro de la transecta. (Ríos, 1996).

Los principales afloramientos se ubican dentro de la quebrada el Toro y en inmediaciones a las areneras ubicadas en la vía San Luis de Gaceno - Santa Maria.

La Formación Barco es una sucesión siliciclástica monótona de cuarzoarenitas ligeramente arcillosas color blanco a gris claro, no bioturbadas con estratificación cruzada (López *et al.*, 1999). En cuanto a la porosidad, se encuentra disminuida por la excesiva compactación

producida por efecto de la carga litostática, además de la cementación sílicea y caolinítica (Ríos, 1996).

**2.1.11 Formación Los Cuervos.** Dentro de la nomenclatura del INGEOMINAS se le conoce como Arcillas del Limbo (Hubach, 1941 en Vergara y Rodríguez, 1997) otros autores la conocen como Formación Socha Superior (Guerrero y Sarmiento, 1996; Vergara y Rodríguez, 1997). Se depositó desde el Paleoceno medio hasta el Eoceno temprano en ambientes de estuario. El contacto con Barco es transicional. El espesor de la formación alcanza los 150 m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Dentro de la transecta, los afloramientos de las formaciones Los Cuervos, Mirador, Carbonera y León se encuentran cubiertos por cuaternarios.

Litológicamente se compone de paquetes de lodolitas y arcillolitas masivas plásticas interpuestos con areniscas y ocasionalmente conglomerados con abundante microfallamiento, en bancos y capas tabulares, subtabulares y lenticulares, gruesas a muy gruesas (GEOESTUDIOS, 1994). Las arcillolitas exhiben colores pardos, púrpuras y grises verdosos. Las areniscas se componen esencialmente de Cuarzo (83-98%) existiendo pequeñas cantidades de Chert negro (2-15%). En la base erosiva de las areniscas es común hallar intraclastos, igualmente se hallan concreciones calcáreas, capas delgadas de carbón y restos vegetales dentro de las lodolitas (López *et al.*, 1999).

**2.1.12 Formación Mirador.** Esta formación se depositó durante el Eoceno Superior en ambientes continentales de alta energía tipo canales de ríos trezados (GEOESTUDIOS, 1995) El contacto con la Formación Los Cuervos es erosivo neto (Ríos, 1996). Su espesor en la transecta es de 160 m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Está compuesta por capas de areniscas altamente cuarzosas, con selección moderada, y predominancia composicional del Cuarzo con una menor proporción de fragmentos líticos de chert. En cuanto a los minerales ortoquímicos están pobremente representados por algunos sobrecrecimientos de sílice y por algunos parches de arcilla autigénica tipo caolinita. Texturalmente estas areniscas se consideran como submaduras, aunque composicionalmente son maduras (Ríos, 1996).

**2.1.13 Formación Carbonera.** Se le conoce dentro de la nomenclatura del INGEOMINAS como Formación San Fernando (Renz, 1938 en Ulloa y Rodríguez, 1979). El depósito de la Formación Carbonera tuvo lugar durante el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno (Ulloa y Rodríguez, 1979). Su contacto con la Formación Mirador es neto (GEOESTUDIOS, 1995). El espesor aproximado de la Formación Carbonera es de 1000m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Para el sector estudiado se ha descrito la litología como una intercalación entre arcillas, lodolitas físciles y limolitas. Los colores predominantes para todos los niveles son el verde y el gris. En los niveles de arcillolitas existe abundante ferruginización y manganización, con colores castaño oscuro, rojizo y amarillento. Lechos de conchas pequeñas de bivalvos se intercalan en las arcillolitas (GEOESTUDIOS, 1995).

**2.1.14 Formación León.** Esta formación se depositó durante el Oligoceno Medio-Superior a Mioceno medio (GEOESTUDIOS, 1995; Ulloa y Rodríguez, 1979) en un ambiente de depósitos aluviales en sistemas de alta energía para el segmento inferior, ríos de baja energía para segmento medio, y sistemas aluviales de afinidad continental para el segmento superior. Suprayace a la Formación Carbonera con un contacto de tipo gradacional (ECOPETROL, 2000). Dentro de la transecta su espesor es de 400m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

La Formación León está compuesta por arenitas arcillosas de grano fino, verdes y blanco amarillentas con moteado rojizo y violáceo, masivas bioturbadas, con abundante materia orgánica, algunas capas gruesas intercaladas de conglomerados clastosoportados de guijos y gujarros bien redondeados y selección pobre a moderada. Algunos niveles arenosos presentan abundantes icnofósiles, entre otros, Teichichnus, Thalassinoides, Palaesphycus, Anchorichnus y Ophiomorphas (ECOPETROL, 2000)

**2.1.15 Formación Guayabo.** Es conocida dentro de la nomenclatura del INGEOMINAS como la Formación Caja (Valencia, 1938 en Van der Hammen, 1960). La Formación Guayabo se depositó durante el Mioceno Superior en un ambiente de ríos trenzados (GEOESTUDIOS, 1995). Infrayace de forma aparentemente concordante a la Formación León

(Perez *et al.*, 1984). Su espesor en la zona alcanza los 1670 m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Afloramientos de esta formación se pueden observar en la carretera que conduce de San Luís de Gaceno (Boyacá) a Monterrey (Casanare).

Esta formación está compuesta por secuencias siliciclásticas de origen continental. Tales secuencias comprenden arenitas que varían de arcillosas a lodosas, de grano fino a medio, color gris a blanco con moteamiento amarillo a rojo; además de fragmentos líticos en capas muy gruesas, gruesas y medias. Conglomerados polimícticos, clastosoportados, con algunos niveles clasto a matriz soportados, estratificados a masivos, guijos y guijarros redondeados de hasta 30 cm de diámetro, matriz arenosa fina hasta media, en capas muy gruesas y gruesas. Limolitas y lodolitas de color amarillo rojizo y gris verdoso a rojizo (GEOESTUDIOS, 1995).

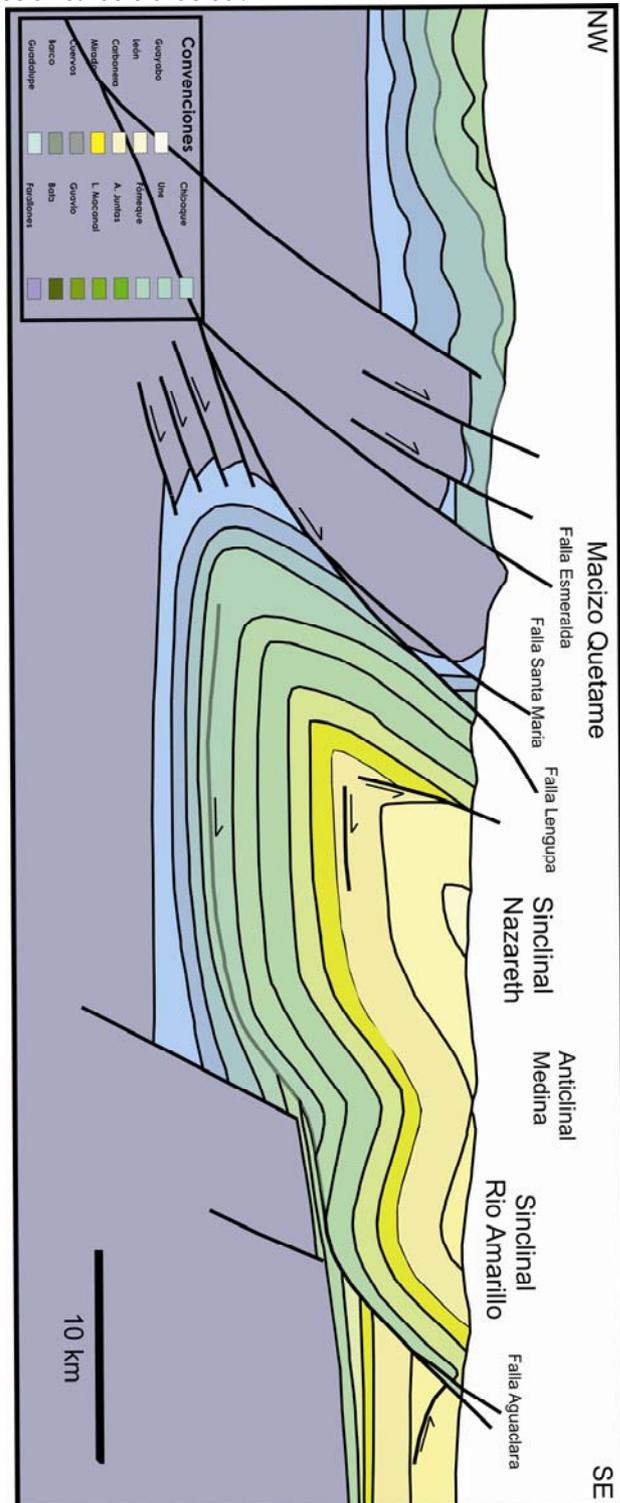
## 2.2 ASPECTOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE TRABAJO

Existen dos modelos que buscan explicar el desarrollo y la geometría de las estructuras regionales dentro del borde Oriental de la Cordillera Oriental. Ambos modelos parten del hecho que la actual estructura y el relieve de la Cordillera son consecuencia directa de la tectónica de placas del Neógeno y que antiguas estructuras producidas por eventos tectónicos anteriores han sido enmascaradas.

Según Rowan y Linares (2000) en la región se encuentran ocho grandes estructuras entre fallas y pliegues. Las fallas presentes de Occidente a Oriente son: Esmeralda, Santa María, Lengupá, y Aguaclara. Los pliegues de occidente a oriente son: Sinclinal de Nazareth, Anticlinal de Medina, Sinclinal del Río Amarillo, y Anticlinal asociado a Falla Aguaclara. A continuación se hace una breve caracterización de las estructuras presentes en la transecta (Figura 3).

La Falla de Esmeralda es de tipo normal con buzamiento hacia el Noroeste generada durante la etapa rifting en Jurásico tardío a Cretáceo temprano. La fallas Santa María y Lengupá son de cabalgamiento tipo '*Shortcut*' con despegues en el basamento del Macizo de Quetame (Linares, 1996). La Falla Aguaclara es de cabalgamiento, con buzamiento hacia el noroccidente que se presenta en superficie como una rampa. El Sinclinal de Nazareth es una estructura

Figura 3. Modelo de deformación propuesto por Rowan y Linares (2000) para el sector alrededor a la transecta estudiada. Sección estructural actual.



Rowan y Linares (2000).

asimétrica, en cuyo núcleo afloran unidades del Terciario superior como las formaciones León y Guayabo. El anticlinal de Medina es una estructura simétrica de 45 Km en longitud y 15 Km en amplitud. Según datos sísmicos tiene una cresta subhorizontal, presenta la Formación carbonera expuesta en su superficie (Rowan y Linares, 2000).

Estos mismos autores proponen que el Macizo de Quetame fue levantado durante la Orogenia Andina (Terciario) por medio de una inversión a lo largo de las fallas Santa María y Lengupá, provocando un volcamiento de toda la secuencia depositada encima del Macizo de Quetame (durante el Cretáceo y parte del Terciario), lo que actualmente corresponde a la secuencia invertida presente en el '*Backlimb*' del Sinclinal de Nazareth, equivalente a 10 Km en extensión (Figura 3a). Seguidamente se forma una falla de '*detachment*' a lo largo de los niveles de shale del Cretáceo inferior que puede tener su raíz bajo el Macizo de Quetame u originarse por Cabalgamientos '*off-out-syncline*' generados por acomodamiento diferencial del acortamiento en el '*backlimb*' volcado del sinclinal de Nazareth (Figura 3a). Este despegue se extiende como '*flat*' en los Shale hasta que la arquitectura de la preexistente cuenca de rift le ejerce control, convirtiéndola en rampa al chocar con el '*footwall*' de una antigua falla Normal. Esta rampa tuvo tanta elevación estructural como para generar lo que se conoce como el anticlinal de Medina.

El cabalgamiento que se encuentra como rampa, sube nuevamente a una zona de '*detachment*' intermedio, para aflorar en superficie en forma de rampa como la Falla de Aguaclara, siendo la responsable del apretado anticlinal en su Hanging Wall.

A diferencia del estilo estructural que domina en la zona interior al occidente del Macizo de Quetame ('*Detachment Folding*'), en esta zona predomina un estilo '*Fault-Bend-Fold*' (Rowan y Linares, 2000).

La interpretación de Rowan y Linares (2000) es compatible con la estratigrafía mecánica local, en la cual los estratos del área son de naturaleza competente, ya que hay una alta proporción de litologías clásticas gruesas intercaladas con shale (Linares, 1996), propiciando el estilo Fault-Bend-Fold.

El segundo modelo es propuesto en Branquet *et al.* (2002). Dentro de sus principales conclusiones se puede resaltar las brechas evaporíticas de extensión regional que sirven como base para la Formación Calizas del

Guavio (Brechas de Buenavista), actuaron como un '*detachment*' superior durante la Orogenia Andina; mientras que el contacto entre el Paleozoico y su cobertera del Cretáceo temprano fueron el '*detachment*' inferior.

Dentro del mismo evento compresivo (Orogenia Andina), las fallas normales que se habían desarrollado durante el Cretáceo inferior, fueron reactivadas y usadas como rampas entre ambos '*detachments*' Branquet *et al.* (2002). Igualmente, la inversión de esas fallas provocó al occidente, la exhumación del basamento Paleozoico mediante una estructura tipo flor positiva y al oriente, controló el depósito de las formaciones del Mioceno: León y Guayabo, tal como se observa en la Figura 4, Branquet *et al.* (2002).

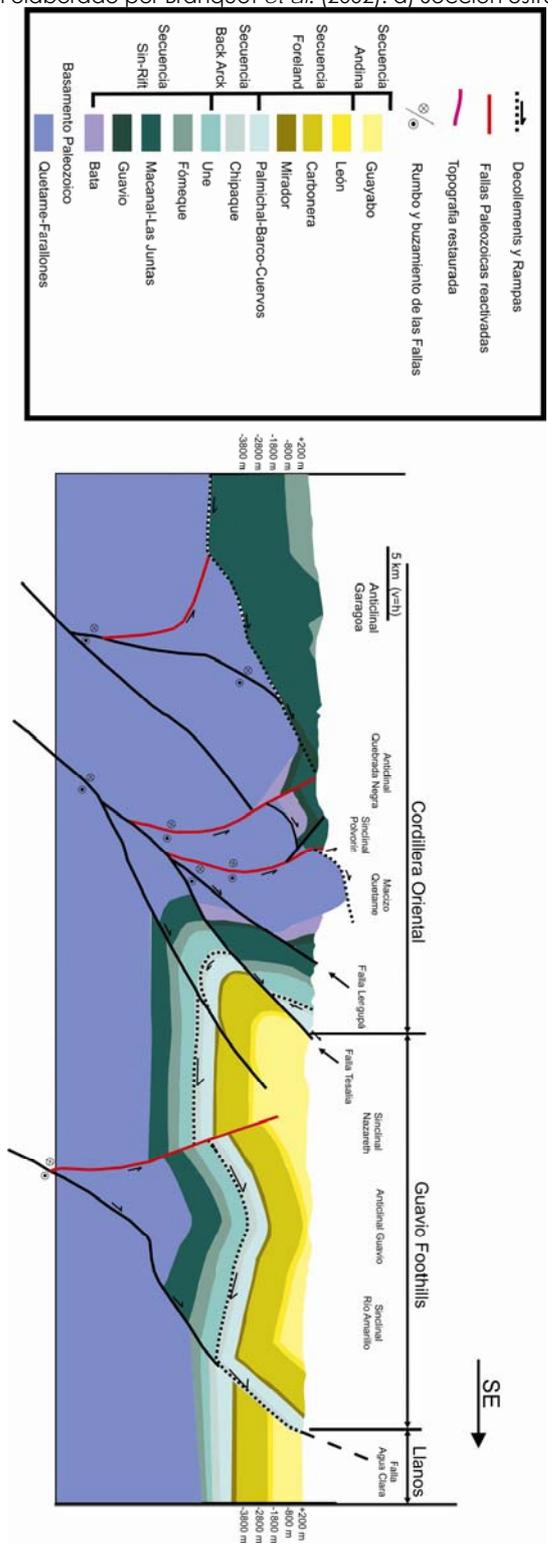
Para Branquet *et al.*, (2002) la Falla de Tesalia ha sido la estructura más importante del sector, debido a que constituyó la falla normal del límite Oriental del Half-Graben del Cocuy y porque posteriormente se reactivó de manera invertida como consecuencia de la Orogenia Andina, dando lugar a las características estructurales del sector.

## 2.3 ASPECTOS PALEOTÉCTONICOS REGIONALES

A excepción del Grupo Farallones que es considerado como basamento, las rocas sedimentarias presentes en la transecta se pueden agrupar dentro de cuatro secuencias (Branquet *et al.*, 2002), de acuerdo al ambiente tectónico que predominaba cuando se depositaron.

**2.3.1 Secuencias Sin-Rift: Valanginiano a Albiano medio.** Los shales negros, las areniscas marinas de poca profundidad y los marls de las formaciones Batá, Calizas del Guavio, Macanal, Areniscas de las Juntas y Fómeque han sido el resultado de la transgresión del Neocomiano. Estas formaciones muestran variaciones en sus espesores a lo largo de las fallas. En contraste, las areniscas marinas de poca profundidad de la Formación Une son continuas y de un espesor más uniforme dentro del área Guateque-Medina. La conclusión es que ese periodo de rift terminó a mediados del Albiano (Branquet *et al.*, 2002).

Figura 4. Modelo estructural elaborado por Branquet *et al.* (2002). a) Sección estructural.



Branquet *et al.* (2002)

### **2.3.2 Secuencias Back-Arc: Albiano Medio a Campaniano superior.**

Durante el Cretáceo tardío, la subsidencia fue más uniforme y debió haber sido en buena parte de origen termal (Fabre, 1987). En el Turoniano, una elevación eustática en el nivel del mar lideró la depositación bajo condiciones anóxicas, de la principal roca fuente de hidrocarburos, la Formación Chipaque (o Gachetá) (Cooper *et al.*, 1995). Una subsecuente caída en el nivel del mar produjo una plataforma siliciclástica de poca profundidad, sobre la cual fue depositado areniscas de línea de costa (Shoreface) del Grupo Guadalupe. A lo largo de las colinas (Foothills) del Guavio, estas rocas afloran casi continuamente (Figura 4).

### **2.3.3 Secuencias Foreland: Campaniano tardío a Mioceno medio.**

Hacia fines del Cretáceo, la Cordillera Central sufrió levantamiento y una exhumación parcial (Schamel, 1991; Dengo y Covey, 1993). En esa época la Cordillera Oriental hizo parte de una gran cuenca tipo foreland y el área Guateque-Medina fue su margen Oriental (Branquet *et al.*, 2002). Hubo un cambio marcado, de condiciones marinas someras en el Cretáceo tardío, a ambientes de costa y de estuario en el Paleoceno, Formación Barco y Los Cuervos (Cooper *et al.*, 1995). En el Paleoceno temprano existió un hiato depositacional (Branquet *et al.*, 2002) y otro en el Eoceno medio, el cual es generalizado a lo largo la Cordillera Oriental y se manifiesta como una paraconformidad dentro de las areniscas de la Formación Mirador (Pulham *et al.*, 1997). Hasta el fin del Mioceno medio, areniscas de plano de costa (coastal-plain) y lodolitas marinas someras de las formaciones Carbonera y León se acumularon en la parte Oriental de la cuenca Foreland (Cazier *et al.*, 1995).

### **2.3.4 Secuencia Andina: Mioceno medio al presente.**

Como resultado del levantamiento y la erosión de la Cordillera Oriental durante la Orogenia Andina, sedimentos continentales clásticos de tamaño grueso dieron lugar a la espesa Formación Guayabo que se acumuló en 'foredeeps' (Cooper *et al.*, 1995).

El escenario tectónico responsable del levantamiento de la Cordillera Oriental, tuvo lugar desde el Neógeno inferior (~25m.a), momento en el que la placa Farallón se rompió, dando lugar a las placas de Nazca y Cocos. La nueva subducción entre la recién formada placa de Nazca y la de Suramérica tuvo una orientación de E-W, que se mantiene en la

actualidad (Pilger, 1983). Por Otro lado, al menos en los últimos 45 millones de años, la Placa Caribe ha estado subduciendo debajo de la esquina NW de Suramérica, pero desde hace 25 m.a, la subducción empezó a ser oblicua, su movimiento S-E ha permanecido estable desde entonces (Freymueller *et al.*, 1993; Kellog y Vega, 1995). Como resultado de estas subducciones, el arco de islas Baudó-Panamá colisionó con Suramérica en el Mioceno medio (Duque-Caro, 1990) y la Cordillera Oriental fue levantada durante la subsiguiente fase de la Orogenia Andina (Colletta *et al.*, 1990; Schamel, 1991; Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000).

Aunque generalmente la Orogenia Andina es conocida como el evento que produjo el levantamiento de la Cordillera Oriental a partir de mediados - finales del Mioceno (Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000); se puede decir que realmente es una fase final de la misma; de tal Orogenia se han registrado pulsos anteriores, los cuales se ven reflejados en los hiatos depositacionales durante el Eoceno y Oligoceno dentro de la cuenca foreland (Dengo y Covey, 1993).

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN (DIACLASAS Y VENAS)

**3.1.1 Consideraciones Teóricas Previas.** Se denomina fractura a una discontinuidad planar o curvilinear de la roca, originada a partir de un proceso de deformación frágil que da lugar a la separación o deslizamiento relativo de los bloques a ambos lados del plano de rotura, (Engelder *et al*, 1993).

Existen dos modelos teóricos que describen las condiciones del estado de esfuerzos bajo el que se originan las fracturas; Criterio Navier-Coulomb y el Criterio Griffith.

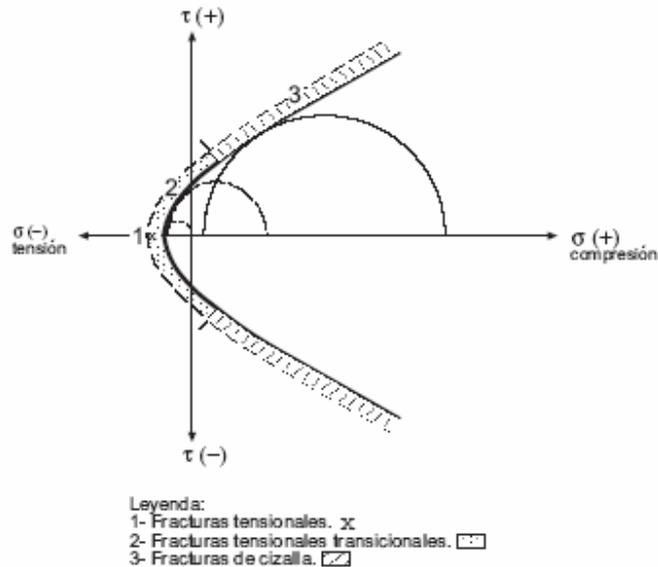
El Criterio Navier-Coulomb explica el origen para fracturas desarrolladas en planos sometidos a campos de esfuerzo en los que existen esfuerzos de cizalla; afirma que las rocas se fracturarán según un plano en el que el esfuerzo de cizalla supere la resistencia a la rotura de la roca y en el que además pueda vencerse la fuerza de rozamiento que se opone al deslizamiento de los dos bloques de falla (Sevillano, 2000).

El Criterio Griffith predice la formación de fracturas bajo la actuación de un Campo de esfuerzo triaxial en el que al menos uno de los esfuerzos principales es de tensión. Tales fracturas son perpendiculares al menor esfuerzo principal. Este modelo además tiene en cuenta la existencia de imperfecciones en la roca (huecos, poros, microfracturas, etc.), que producirán concentraciones de esfuerzos tensionales aproximadamente perpendiculares al esfuerzo principal mayor ( $\sigma_1$ ).

La clasificación de la Fracturación puede estar dada por el análisis de una curva llamada Envolvente de Mohr o curva intrínseca, que fue construida mediante la aplicación de los dos modelos mencionados anteriormente. Existe una envolvente específica para cada tipo de roca y a partir de ella se pueden separar los posibles estados de esfuerzo bajo los que se originan los distintos tipos de fracturas. La roca se fracturará cuando esté sometida a un campo de esfuerzos

representado por un círculo de morh que sea tangente a un punto de dicha curva, de manera que se pueden originar tres tipos de fracturas: fracturas de tensión, de tensión transicionales y mixtas (Figura 5).

Figura 5. Envolvente de morh (o curva intrínseca) y los campos en los que se originan cada una de los diferentes tipos de fracturas, así como la magnitud de los esfuerzos necesarios en cada caso. Las diaclasas (fracturas de tensión) se formaran sólo cuando hay esfuerzos de tensión, mientras que en los campos 2 y 3, se forman fracturas tensionales transicionales y de cizalla respectivamente.



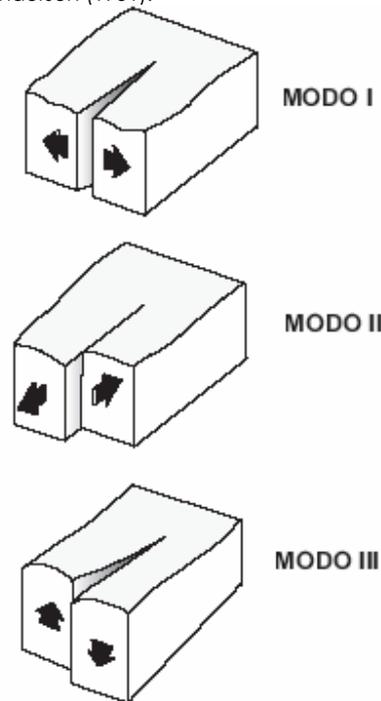
Sevillano (2000)

Cuando se tiene en cuenta el modo en que se produce la propagación de la fractura y el desplazamiento relativo de los bloques afectados, en función de los esfuerzos, las fracturas pueden clasificarse según Anderson (1951) en tres tipos principales que se ilustran en la Figura 6:

- Fracturas Modo I (de apertura, *opening*): son fracturas de tensión en las que se produce la separación de los bloques perpendicularmente al plano de fractura, sin movimiento de cizalla y bajo la actuación de esfuerzos efectivos tensionales normales al plano de fractura.
- Fracturas Modo II (de deslizamiento, *sliding*): son fracturas de cizalla, que producen un deslizamiento paralelo al plano de fractura y perpendicular a su frente. Se desarrollan bajo la actuación de esfuerzos cuya orientación es perpendicular al frente de fractura.
- Fracturas Modo III (de desgarre, *tearing*): son, igual que en el caso anterior, fracturas de cizalla pero que presentan un movimiento

paralelo al plano de fractura y al frente de la misma. Se desarrollan bajo la actuación de esfuerzos también paralelos al frente de fractura.

Figura 6. Modos de fracturación según Anderson (1951).



Sevillano (2000)

A las fracturas Modo I se les conoce como diaclasas, mientras que las fracturas de Modo II y Modo III suelen denominarse fallas. Además de estas fracturas cuya formación responde únicamente a la actuación de un régimen de esfuerzos, se producen en la naturaleza otras originadas debido a la actuación conjunta de dos regímenes de esfuerzos distintos, de este modo se originan las fracturas mixtas: Modo I+II y Modo I+III, (Younes y Engelder, 1999).

**Definición, origen y geometría de Las diaclasas.** La terminología que hace referencia a las fracturas en las que se produce apertura (Modo I), ha dado lugar a una amplia cantidad de términos. Cuando estas fracturas no están rellenas, son denominadas *diaclasas* (Badgley, 1965), *fracturas de extensión* (Griggs y Handin, 1960) o incluso *grietas de tensión* (*gashes*), (Blés y Feuge, 1986). Si este tipo de fracturas están rellenas,

entonces se llaman venas si son pequeñas (Ramsay y Hubert, 1987) o diques, si son de mayores dimensiones (Anderson, 1951).

El estudio detallado de las diaclasas (Engelder, 1982; Pollard *et al.*, 1982; Hancock y Engelder, 1989), permitió consolidar las conclusiones de estudios de laboratorio que consideraban que las diaclasas se originan bajo una tensión neta, produciendo apertura sin presentar movimientos de cizalla y que se propagan perpendiculares al esfuerzo principal menor.

Sin embargo, las diaclasas pueden formarse también sin necesidad de una tensión remota, bajo la acción de una importante presión de fluido, a una determinada profundidad (Secor, 1969) o bajo la actuación de esfuerzos compresivos (Griss y Handin, 1960).

En resumen, la formación de una diaclasa requiere siempre la existencia de una tensión perpendicular al plano de fractura, sin embargo, estas condiciones pueden darse bajo la aplicación de esfuerzos remotos (entendiendo el concepto "remoto", como aquel esfuerzo aplicado desde una distancia muy grande en relación a las dimensiones de la fractura, longitud y altura) tanto tensionales como compresivos. De modo que el esfuerzo de tensión perpendicular a la fractura, que se requiere para su desarrollo y propagación, puede obtenerse bajo distintas condiciones en la naturaleza (Engelder, 1982):

- Bajo una tensión absoluta (enfriamiento, plegamiento, etc.)
- Cuando una roca está sometida a una compactación y a un esfuerzo compresivo, si además existe una presión de poro cuya magnitud supera la del esfuerzo compresivo (Secor, 1965), entonces el esfuerzo efectivo en la roca es aproximadamente cero. En este caso se produce una tensión efectiva neta (basado en el concepto del esfuerzo efectivo introducido por Hubber y Rubey, 1959) a pesar de la existencia de un esfuerzo compresivo remoto perpendicular al plano de fractura. Esto puede ocurrir bajo una presión de poro hidrostática.
- Cuando existe un esfuerzo de tensión cerca del extremo (*tip*) de la fractura mientras que el esfuerzo remoto perpendicular a ella es aproximadamente cero o ligeramente compresivo, la diaclasa puede propagarse sin necesidad de una tensión efectiva neta a lo largo de toda la longitud de la diaclasa (Sevillano 2000).

A partir de todas estas consideraciones se puede definir las diaclasas como fracturas mesoscópicas que presentan exclusivamente un desplazamiento perpendicular al plano de fractura, es decir, una apertura en la que no se aprecian movimientos de cizalla. Pueden propagarse de modo continuo o bien como una serie de fracturas discontinuas que resultan de la aplicación de un esfuerzo de tensión efectivo (Sevillano, 2000).

La forma de la superficie de fractura en una diaclasa depende de la morfología del cuerpo rocoso en el que se aloja y del carácter homogéneo o heterogéneo del campo de esfuerzos que actúa en el momento de su propagación (Sevillano 2000).

Según esto, cuando las diaclasas están asociadas a cuerpos de rocas sedimentarias y estratificadas sin deformar sustancialmente, la superficie de fractura suele ser rectangular y por tanto son fracturas verticales, en las que la dimensión mayor se dispone horizontal al plano de estratificación. En caso de que exista plegamiento, las diaclasas se orientan generalmente perpendiculares al plano de estratificación, y la dimensión mayor se sitúa a lo largo de dicho plano. Si se originan en un cuerpo rocoso masivo, como por ejemplo un cuerpo plutónico, tienden a presentar una superficie elíptica, (Pollard y Aydin, 1988), y en este caso no presentan ninguna orientación determinada.

Por otro lado, si se hace referencia a las características del campo de esfuerzos que las genera, se puede hablar de superficies planares y curviplanares. Partiendo del hecho de que existe una relación directa entre el consumo de energía y la orientación de la fractura, el menor gasto se obtendrá en un plano perpendicular al máximo esfuerzo de tensión efectivo, que a su vez coincide con la dirección del menor esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) (Sevillano, 2000)

Cuando el campo de esfuerzos bajo el que se propaga la fractura es homogéneo, las diaclasas presentan superficies planares. Sin embargo, son frecuentes las variaciones en los esfuerzos locales. Así, cuando el campo de esfuerzos es heterogéneo, el extremo (*tip*) de la fractura varía su trayectoria buscando nuevamente el plano en el que se consume la menor cantidad de energía y la orientación normal al mínimo esfuerzo principal, formándose en este caso, una superficie curviplanar. Estos cambios en la trayectoria se producen a muy diferentes escalas. A pequeña escala (mm-cm), dan lugar a pequeños cambios en la morfología del plano de la diaclasa, producidos generalmente en sus

extremos. A mayor escala (m), tales variaciones permiten que el plano de fractura se curve; y finalmente a escala regional, los cambios en la orientación de los esfuerzos remotos producen cambios en la orientación de las familias de diaclasas (Sevillano, 2000).

La consecuencia más importante que de todo esto se deduce, es que las diaclasas son estructuras que se generan íntimamente relacionadas con la orientación y la magnitud de campos de esfuerzos tanto locales como remotos. Son por tanto estructuras muy sensibles a los esfuerzos, de modo que en ellas puede encontrarse un buen registro de los paleoesfuerzos que han actuado en una determinada zona en un momento dado, siempre y cuando pueda conocerse la edad de dichas fracturas. Esto hace referencia a su origen en relación con la tectónica regional. Además, a menor escala, las diaclasas pueden formarse en relación a situaciones de esfuerzos locales causados por la formación de otras estructuras como pliegues y fallas.

**Génesis del diaclasamiento.** Relacionar la geometría y demás características del diaclasamiento en afloramiento con los esfuerzos bajo los que se originan, es fundamental para poder interpretar el inicio, la propagación y las trayectorias de propagación de las diaclasas.

A continuación, se explicará cuáles son los mecanismos que operan en la génesis de diaclasas, las condiciones de formación y su relación con el campo de esfuerzos.

***Inicio de una diaclasa.*** A partir de múltiples y detalladas observaciones de campo, y continuando las ideas de Griffith y los postulados de la fracturación elástica lineal, se ha llegado a la conclusión de que las diaclasas se inician, en muchos casos, en relación a imperfecciones en la roca (fósiles, concreciones, microfracturas, planos de estratificación, etc.) (Engelder, 1982; Pollard y Aydin, 1988, Kulander *et al*, 1991), que perturban el campo de esfuerzos uniforme existente, de manera que cuando los esfuerzos de tensión locales que afectan a dichas imperfecciones superan la resistencia a la rotura de la roca, se estará en un punto en el que se inicia la formación de una diaclasa.

Los mecanismos que actúan durante el inicio de una diaclasa se basan en dos procesos fundamentales: la concentración de esfuerzos de tensión en los bordes de imperfecciones de la roca, y la existencia de

esfuerzos de tensión locales inducidos por esfuerzos remotos compresivos (Sevillano, 2000).

La existencia de las imperfecciones mencionadas, produce una variación en el campo de esfuerzos homogéneo en un medio elástico. Desde el siglo pasado, autores como (Kirsch, 1898; Inglis, 1913 y Kranz, 1982 en Sevillano, 2000) demostraron que en los bordes de tales imperfecciones se producen concentraciones de esfuerzos que generan una tensión local. Dichos esfuerzos locales ( $\sigma_e$ ) pueden exceder la tensión remota ( $\sigma_3^r$ ) en varios órdenes de magnitud. Inglis (1913) calculó esta concentración de esfuerzos en relación al radio de curvatura ( $r$ ) del hueco y a la relación entre sus ejes mayor y menor ( $a/b$ ):

$$\sigma_e = \sigma_3^r (1 + 2 a/b)$$

Uno de los problemas inicialmente más discutidos en la formación de diaclasas, fue como explicar la formación de fracturas de tensión y de apertura teniendo en cuenta que el esfuerzo vertical en la tierra es compresivo y su magnitud aumenta con la profundidad. Y que además la corteza poco profunda está también sometida a esfuerzos compresivos horizontales (Mc Garr y Gay, 1978; Mc Garr, 1982). Es decir, *cómo se podía explicar la formación de fracturas de tensión bajo la actuación de un campo de esfuerzos compresivo.*

Para resolver esta paradoja, se realizaron experimentos de laboratorio (Hoek y Bieniawski, 1965; Gamber, 1965; Peng y Jonhson, 1972; Tapponnier y Brace, 1976) cuyos resultados demostraron una vez más, que la existencia de imperfecciones en una roca sujeta a un campo compresivo puede inducir esfuerzos de tensión locales que facilitan la formación de diaclasas. Además importantes estudios experimentales (Borg y Maxwell, 1956; Gallager *et al*, 1974) y observaciones de campo (Aydin, 1978) confirman la existencia de estas condiciones en bordes de grano (Jager y Cook, 1969), inclusiones, poros y microfracturas, y microfracturas elípticas que presentan deslizamiento paralelo a las paredes de la grieta (*crack*) (Griffith, 1969 en Sevillano, 2000); estos estudios experimentales permitieron también calcular la magnitud de los esfuerzos de tensión inducidos.

Otro proceso que explica la formación de diaclasas bajo la actuación de un campo de esfuerzos compresivo es el levantamiento y la descompresión de rocas previamente sometidas a una importante carga litostática (debida a la presión ejercida por las rocas

suprayacentes) y al aumento de temperatura derivado del gradiente geotérmico. Según esto, cuando estas rocas sufren erosión o cualquier proceso que haga que se acerquen a la superficie (exhumación), se verán sometidas a nuevos esfuerzos, en este caso tensionales, de manera que si estos esfuerzos son suficientemente elevados se formarán diaclasas en la roca. Dichos esfuerzos pueden ser debidos a (Sevillano, 2000):

- Una pérdida de presión litostática, que provoca una expansión en la vertical al mismo tiempo que origina esfuerzos compresivos en la horizontal.
- Una contracción de las rocas por pérdida de calor. Este mecanismo hace que las rocas se enfríen y contraigan en todas las direcciones, lo que pueden hacer libremente en la vertical, pero no en la horizontal; de manera que se generan esfuerzos tensionales.
- Al efecto membrana, que provoca esfuerzos tensionales horizontales cuando una superficie de roca aumenta al alejarse del centro de la tierra.

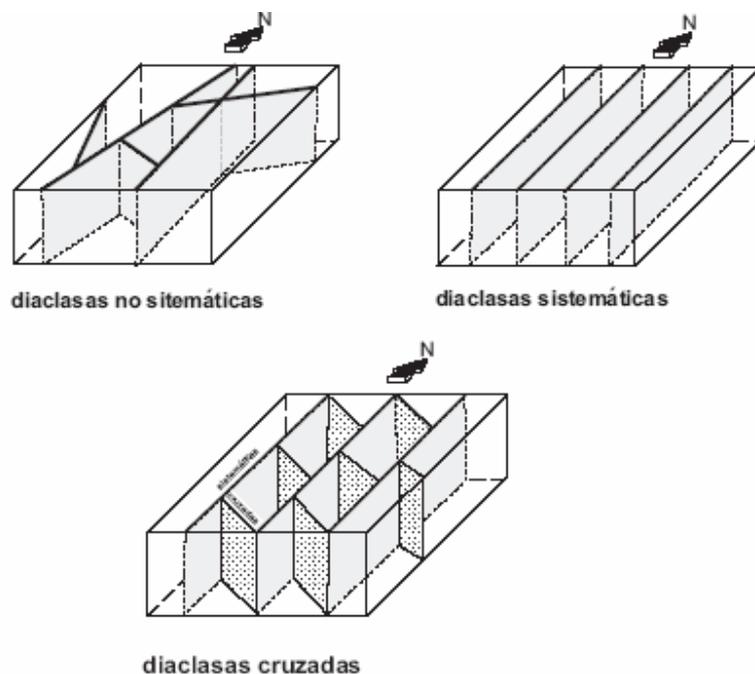
Además de estos mecanismos, en rocas próximas a la superficie se originan a veces diaclasas paralelas a la misma, cuyo origen resulta problemático puesto que en estas zonas los esfuerzos verticales son compresivos y la presión de fluidos es pequeña. La explicación para estas diaclasas es que se formarían allí donde los esfuerzos compresivos horizontales superan a los esfuerzos debidos a la carga vertical, o bien que existen esfuerzos residuales que se liberan cuando las rocas se acercan a la superficie. Este último caso se interpreta como el ocurrido en diaclasas de rocas intrusivas isótropas.

Finalmente y resumiendo; uno de los mecanismos más efectivos en el inicio de la formación de una diaclasa es la existencia de microfracturas y pequeñas cavidades sometidas a una presión de fluido (fracturación hidráulica) y orientadas con su dimensión mayor perpendicular al mínimo esfuerzo compresivo remoto ( $\sigma_3^r$ ) esta presión puede superar el mínimo esfuerzo compresivo (Rubey y Hubber, 1959; Suppe, 1985), en cuyo caso el esfuerzo local ( $\sigma_f$ ) es de tensión.

## Asociaciones de diaclasas.

**Diaclasas sistemáticas, familias.** Las diaclasas existentes en un afloramiento o en una región puede desarrollarse manteniendo una orientación paralela o subparalela entre sí además de un espaciado regular, en cuyo caso se denominan *diaclasas sistemáticas (systematic joints)*; o bien, aparecer según orientaciones distintas y espaciados irregulares, en este último caso hablamos de *diaclasas no sistemáticas, (non systematic joints)* (Figura 7).

Figura 7. Distintas asociaciones de diaclasas en una familia: diaclasas sistemáticas, no sistemáticas y cruzadas.



Sevillano (2000)

Puesto que las diaclasas nunca se desarrollan como fracturas aisladas, cuando éstas son sistemáticas aparecen formando **familias** o grupos de diaclasas (*set*). Generalmente, en una misma área de estudio aparecen varias familias, cada una de las cuales posee características propias (orientación, geometría, espaciado, etc.).

**Diaclasas relacionadas con estructuras locales.** La formación de diaclasas puede estar relacionada con procesos tectónicos, plegamiento y fracturación. El campo de esfuerzos generado a partir de

tales procesos dan lugar a una serie de familias de diaclasas sistemáticas (Hancock, 1985; Rawnsley, *et al*, 1992; Gross, *et al*, 1997; Simón *et al*, 1999; Fischer y Wilkerson, 2000).

En lo que a su relación con los pliegues se refiere, las asociaciones más estudiadas son las propuestas por autores como Stearns y Friedman (1972) y Hancock (1985) entre otros. Según estos autores, en relación con el plegamiento se originan familias de diaclasas con trayectorias simétricas respecto al eje del pliegue. Así, se forman diaclasas perpendiculares y paralelas al eje, que a su vez son perpendiculares a la estratificación. Además de las anteriores, se originan diaclasas paralelas a la estratificación y diaclasas conjugadas cuyo ángulo agudo es perpendicular al eje del pliegue, tales fracturas se interpretan como fracturas de cizalla formadas por un acortamiento paralelo a las capas, (Cooper, 1992). Estudios más recientes (Fischer y Wilkerson, 2000) afirman que en otros casos se forman diaclasas perpendiculares a la estratificación y oblicuas a los ejes de los pliegues.

Se describen fundamentalmente tres tipos de diaclasas relacionadas con fallas: aquellas relacionadas con el campo de esfuerzos que genera la falla, generalmente con orientaciones paralelas y a 45° del plano de falla. Las asociadas a esfuerzos locales de tensión debidos al movimiento de los bloques de falla, con orientaciones (paralelas, perpendiculares y oblicuas) relacionadas con el buzamiento y geometría de las capas. Finalmente las que se forman debido a esfuerzos tensionales producidos durante el movimiento de la falla (Hancock, 1985; Rawnsley *et al*, 1992; Simón *et al*, 1999, Gross *et al* 1997).

**3.1.2 Metodología empleada en la recolección y en el procesamiento de los datos.** El desarrollo del trabajo se realizó en dos etapas, etapa de campo y etapa de oficina.

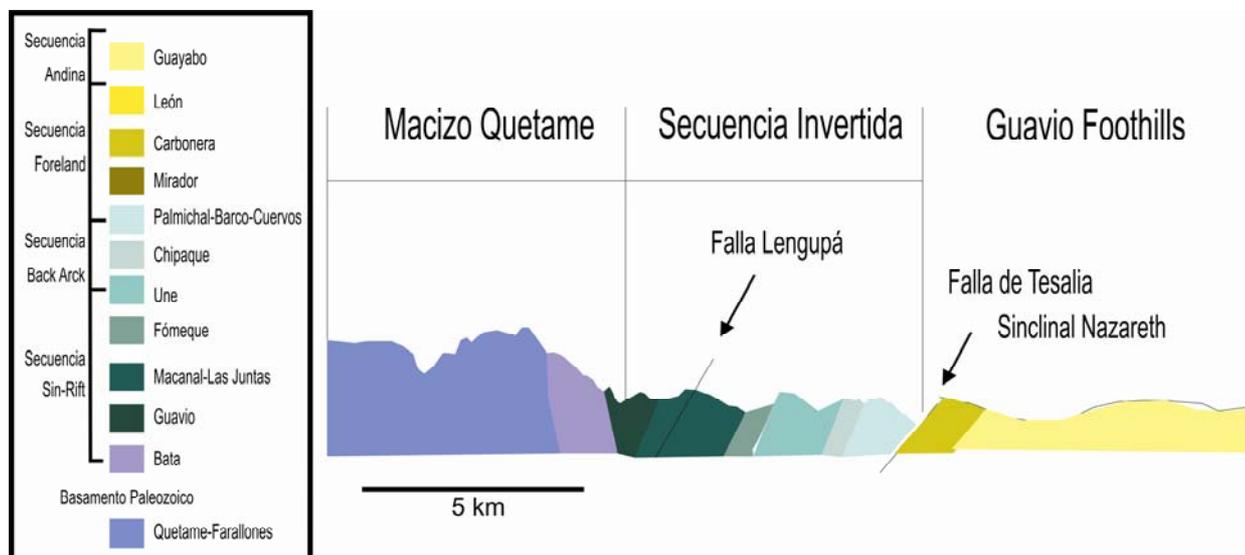
Dentro de la fase de campo, se midió el rumbo y el buzamiento del diaclasamiento en cuarenta deltas de los cincuenta y seis realizados (Anexo 1, Figura 26). A parte de la orientación, se hizo una interpretación inicial de las familias existentes en cada afloramiento, observando la relaciones que existían entre cada una de ellas. Igualmente, se midió el espaciamiento entre las diaclasas que conformaban una familia.

La orientación se midió con una brújula Brunton y el espaciamiento mediante el empleo de scanlines (líneas perpendiculares al plano de las diaclasas) y de un metro convencional.

El trabajo de oficina tuvo por objetivo comparar las familias interpretadas a nivel de afloramiento, para agruparlas en familias a un nivel más regional. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que dentro de la transecta el estilo estructural no es el mismo y debido a ello tuvo que dividírsele en provincias estructurales, con el fin de que el agrupamiento del diaclasamiento en familias, fuera coherente.

La división en provincias estructurales de la transecta se basó en el trabajo de Branquet *et al.*, (2002) y los datos tomados en campo (Anexo 1). En la transecta existen dos dominios estructurales: Cordillera Oriental y Piedemonte del Guavio. Dentro del dominio de la Cordillera Oriental se encuentra la secuencia estratigráfica que abarca desde el Grupo Farallones hasta la Formación Los Cuervos. El piedemonte del Guavio incluye la secuencia desde la Formación Mirador hasta la Formación Guayabo (Figura 8).

Figura 8. Dominios estructurales diferenciados a lo largo de la transecta. Corte localizado a lo largo de la transecta estudiada.



Modificada de Branquet *et al.*, (2002)

Como se puede observar en la Figura 8, dentro del dominio estructural de la Cordillera Oriental existen dos provincias claramente diferenciables: la Provincia del Macizo de Quetame (Provincia

Quetame) y la Provincia de la Secuencia estratigráfica Invertida. Dentro de la Provincia Quetame, la cual se encuentra al occidente de la transecta, se encuentra el Grupo Farallones y las formaciones Batá y Calizas del Guavio; además, existen dos '*backtruhst*' dentro del Grupo Farallones, que son el resultado de la inversión de dos fallas normales del paleozoico durante la Orogenia Andina (Branquet *et al.*, 2002); como se observa en la Figura 8 y en los datos del Anexo 1, el buzamiento de las capas dentro de esta provincia tiene una vergencia hacia el SE. La provincia de la secuencia estratigráfica invertida (Provincia Tesalia) incluye las formaciones Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas, Fόμεque, Une, Chipaque, el Grupo Guadalupe y las formaciones Barco y Los Cuervos. Las estructuras dentro de esta provincia son las Fallas de Lengupá y Tesalia, siendo la última, su límite Oriental; los buzamientos de las capas tienen una vergencia hacia el NW (Figura 8, Anexo 1).

Al oriente de la transecta se encuentra la provincia del Guavio, y como se observa en la Figura 8, pertenece al dominio del Piedemonte del Guavio. Sus rasgos estructurales están marcados por el Sinclinal de Nazareth.

Para realizar las comparaciones y las agrupaciones de las diaclasas a nivel de provincia se utilizaron herramientas de visualización de planos y estructuras en general: diagramas rosa, diagramas de polos, diagramas de contornos; además de tener en cuenta la geometría de sus planos y las relaciones temporales que se describieron en campo. La construcción de los diagramas de contornos, polos y rosas se realizó utilizando software especializado: Stereonett (versión shareware 2.46, Johannes Duyster) y Spheristat (versión demo 2.2, Pangaea Scientific), y que su distribución es gratuita en la Internet.

Con el fin de medir las variables estadísticas que permitan tener seguridad en la homogeneidad de la población seleccionada, de cada familia interpretada gráficamente, se utilizó herramientas incluidas dentro del programa Microsoft Excel (versión 2003), el cual hace parte del paquete de software Microsoft Office desarrollado por Microsoft INC.

Los diagramas de polos, rosas y contornos se realizaron con una proyección tipo igual área, vista desde el hemisferio inferior con un radio de círculo del 10%. Para determinar las densidades de los diagramas de contornos se empleó una resolución de grilla del 30% y se utilizó el método de conteo Gaussiano.

En los diagramas de rosas se puede observar el rumbo del plano estudiado, mientras que en el diagrama de polos se observa la proyección dentro del estereograma tanto del rumbo como del buzamiento de dicho plano. El diagrama de contornos se basa en los mismos parámetros del diagrama de polos, con la diferencia de que se agrupan los planos que tienen orientaciones similares, de acuerdo al método de conteo usado y a la resolución de la grilla escogida (para este trabajo: método Gaussiano y 30% respectivamente).

Para nombrar a las familias interpretadas se tendrá en cuenta la provincia a la cual pertenecen y la densidad con la que se hagan presente. Por ejemplo, la familia con mayor número de datos dentro de la Provincia Quetame será llamada Familia MQ1.

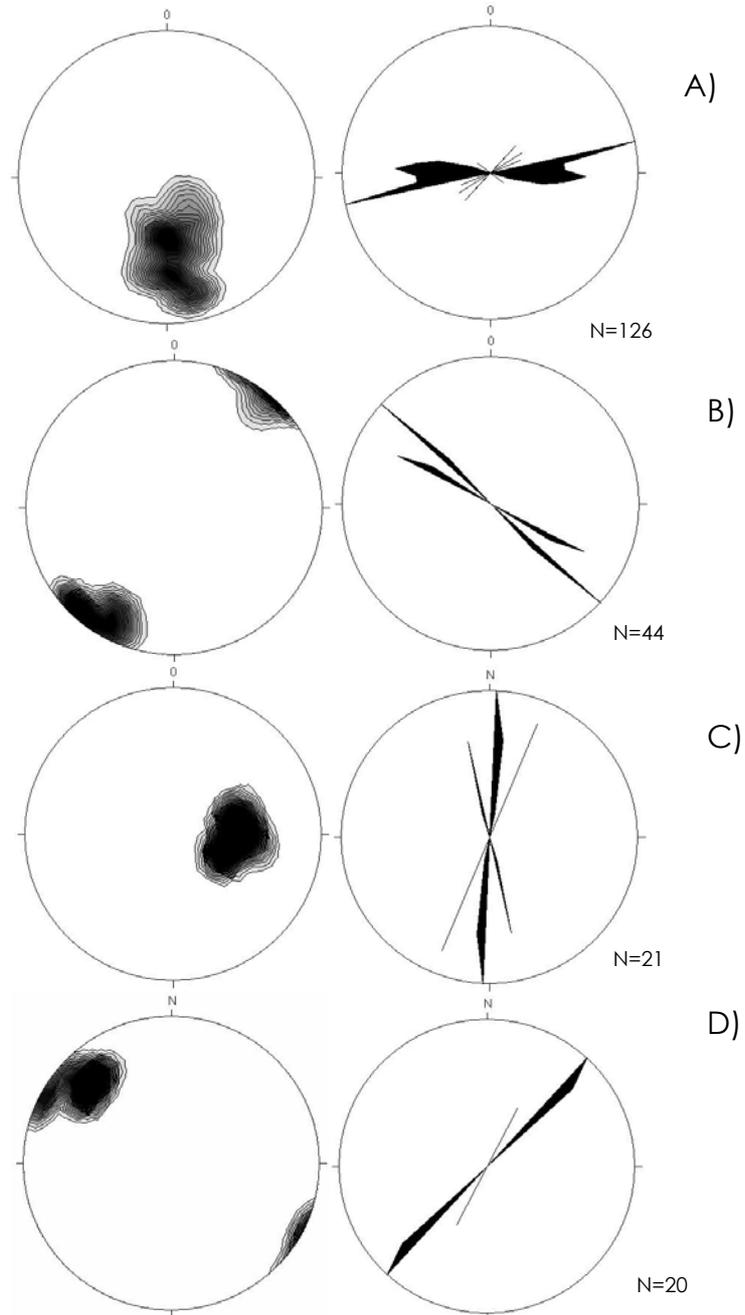
### **3.1.3 Estudio de las características geométricas del fracturamiento de apertura en la transecta.**

**Provincia Quetame.** Dentro de esta provincia se recolectaron doscientos ochenta y ocho datos (Anexo 1), los cuales se pueden agrupar dentro de cuatro familias principales. Para cada familia se realizaron diagramas de rosas y contornos, además se calcularon variables estadísticas básicas como desviación estándar, varianza, coeficiente de asimetría, etc. Los diagramas se observan en la Figura 9, las tablas de resumen para la estadística de cada familia se pueden consultar en el anexo 4, mientras que el total de datos para cada familia se puede examinar en el anexo 3.

La Familia con mayor número de datos (126), la cual se denominará Familia MQ1 tiene una orientación promedio de N82E/45NW (Figura 9a); la orientación promedio calculada para la Familia MQ2 fue N54W/80NE (Figura 9b), la familia MQ3 tiene una orientación promedio de N4E/36NW (Figura 9c) y para la Familia MQ4 la orientación promedio es de N40E/72SE (Figura 9d).

El buzamiento de las capas en esta provincia varía entre N35E/35SE y N75E/80SE (Anexo 1). Según cálculos estadísticos (Anexo 4), la orientación promedio es de N48E/57SE.

Figura 9. Diagrama de rosas y de contornos para las familias interpretadas en la Provincia Quetame. A) Familia MQ1, con una orientación promedio N82E/45NW. B) Familia MQ2, cuya orientación promedio de N54W/80NE. C) Familia MQ3 con una orientación promedio de N4E/36NW. D) Familia MQ4, cuya orientación promedio es de N40E/72SE.



Como se mencionó anteriormente, dentro de esta provincia existen dos fallas inversas, las cuales tienen una orientación aproximada de N30E/65SE.

Si se grafica la orientación promedio de los estratos de esta provincia con la orientación de las dos fallas tipo '*Back Thrust*' y con las familias del diaclasamiento definidas, en un diagrama de rosas y de polos; se puede observar que el buzamiento de las capas dentro de esta provincia está relacionado directamente con las fallas inversas presentes (Figura 10a).

La Familia MQ4 es paralela al buzamiento de las capas y por lo tanto a los planos de falla (la diferencia es de 8°, pero como en este trabajo se construyen los diagramas con una densidad de grilla del 30% y un radio del círculo del 10%, esta diferencia es despreciable) (Figura 10b).

La Familia MQ2 es perpendicular a la estratificación y al plano de falla (Figura 10c).

Las familias MQ1 y MQ3 son aproximadamente perpendiculares entre si, pero no existe ninguna clase de relación geométrica de ellas con respecto a las estructuras principales de la provincia: planos de estratificación, planos de fallas inversas.

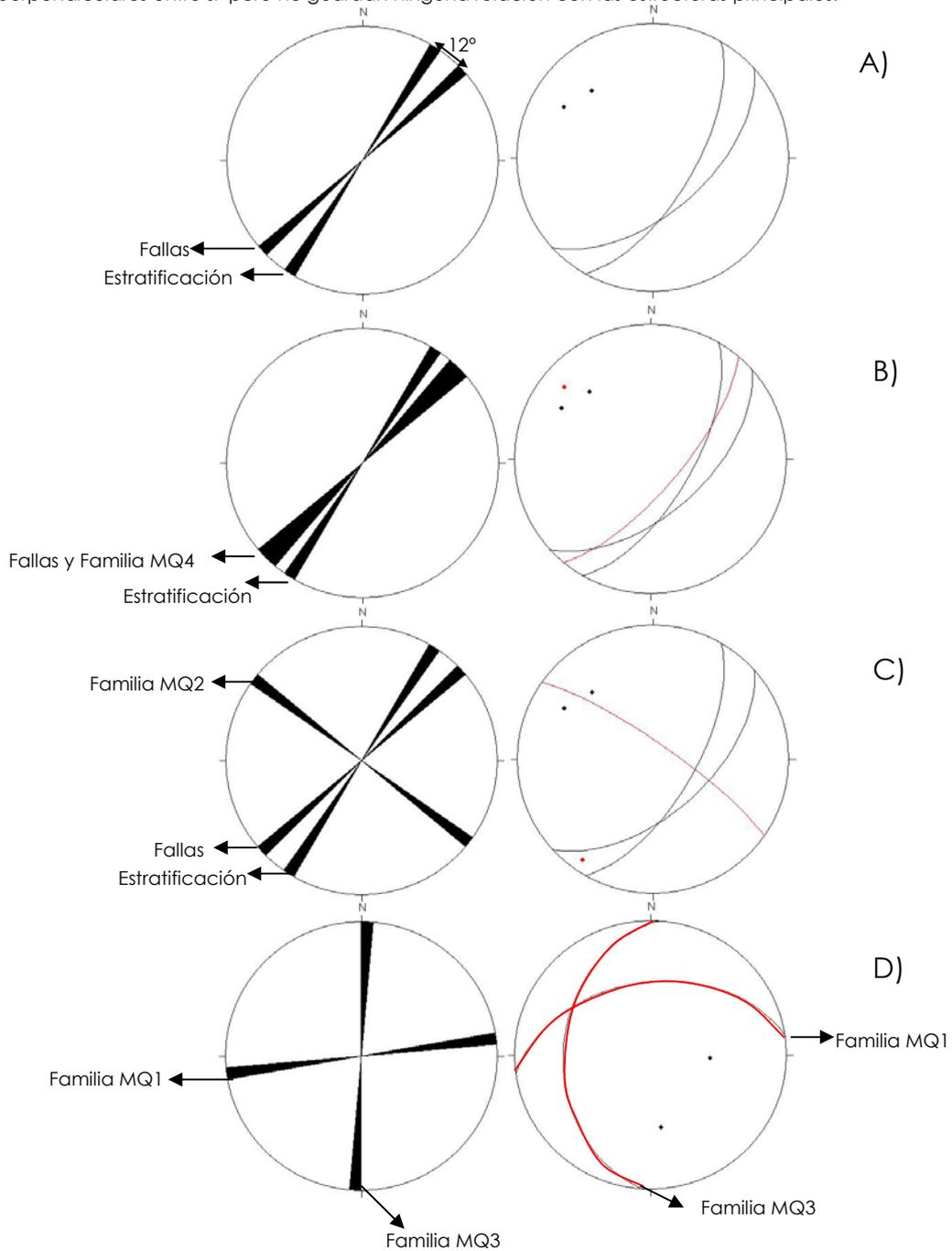
Reconociendo las relaciones de temporalidad relativa, entre las familias MQ3 y MQ4, pudo observarse que la Familia 4 siempre es cortada o sirve como finalización para la Familia MQ3 (Ver anexo 1). Con base en ello, puede deducirse que la Familia MQ4 es consecuencia directa de los esfuerzos que generaron la falla (remotos); mientras que la familia MQ3 tuvo su origen como resultado de los esfuerzos de tensión locales que se generaron debido al movimiento de los bloques de falla. Se puede realizar esa interpretación, debido a que, de las familia MQ3 y MQ4, la familia MQ4 es la más antigua, además su orientación con respecto al plano de falla es paralelo.

Las familias MQ1 y MQ3 tienen un origen simultáneo, ya que algunas veces la Familia MQ1 corta a la Familia MQ3 y a veces es al contrario, además, estas dos familias son más antiguas que las familias MQ2 y MQ4 según la relación de cortes y choques evidenciados en campo y que se resumen en el anexo 1.

Al no existir ninguna relación entre la orientación de las familias MQ1 y MQ3 con la estratificación, fallamiento y la dirección del transporte tectónico (EW), lo más probable es que el desarrollo de este

diaclasamiento sea consecuencia de etapas deformativas muy tempranas de la Orogenia Andina, o vestigios de los esfuerzos que

Figura 10. Gráficas de las relaciones existentes entre las Familias de diaclasas con las estructuras principales presentes en la Provincia Quetame, Fallas de 'Back Thrust' de las fallas Tesalia y Lengupá. A) paralelismo de la orientación de las capas con los planos de las fallas tipo 'Back Thrust'. B) paralelismo de la Familia MQ4 con el plano de las fallas y con la orientación de las capas. C) las capas y el plano de las fallas son perpendiculares a las diaclasas que conforman la Familia MQ2. D) esta Figura muestra que las familias MQ1 y MQ3 son perpendiculares entre sí pero no guardan ninguna relación con las estructuras principales.

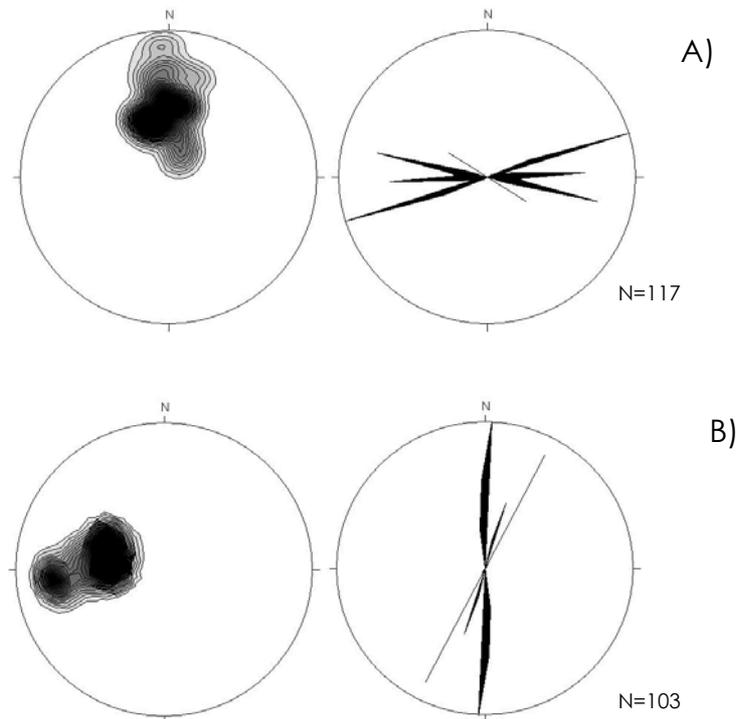


Falla	—
Estratificación	—
Diaclasamiento	—

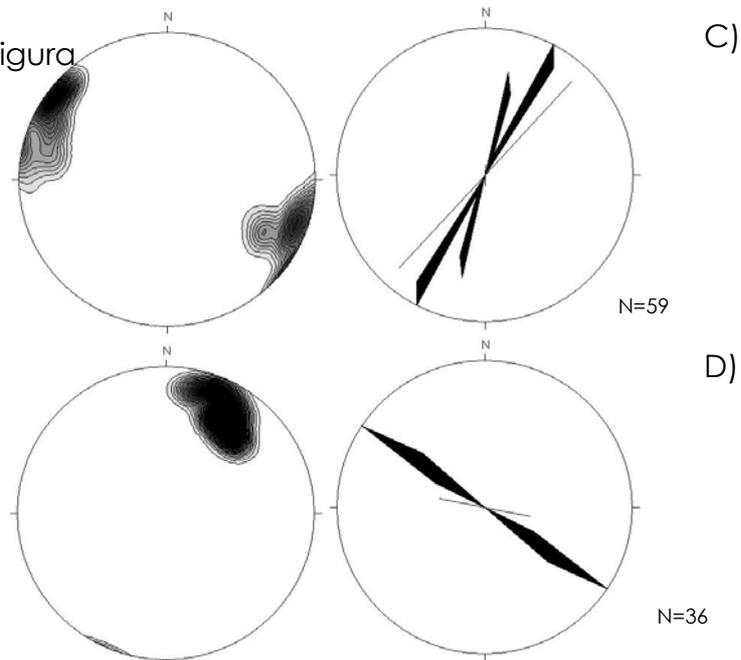
desencadenaron la formación del Half-Graben del Cocuy durante el Cretáceo inferior.

**Provincia Tesalia.** A lo largo de los veinticinco afloramientos estudiados dentro de esta provincia, se midieron orientaciones para 475 diaclasas, de las cuales 35 fueron venas (Anexo 1, 3 y 4). El número de familias que fueron interpretadas para esta provincia fueron cuatro. Los diagramas se observan en la Figura 11. Las tablas de resumen para la estadística de cada familia se pueden consultar en el anexo 4, mientras que el total de datos para cada familia se puede examinar en el anexo 3.

Figura 11. Diagrama de rosas y de contornos para las familias interpretadas en la Provincia Tesalia. A) Familia T1, cuya orientación promedio es de N87W/38NE. B) Familia T2, con una orientación promedio N8E/41SW. C) Familia T3, cuya orientación promedio es de N25E/89SE. D) Familia T4 con una orientación promedio de N60W/67SW.



Continuación Figura 11



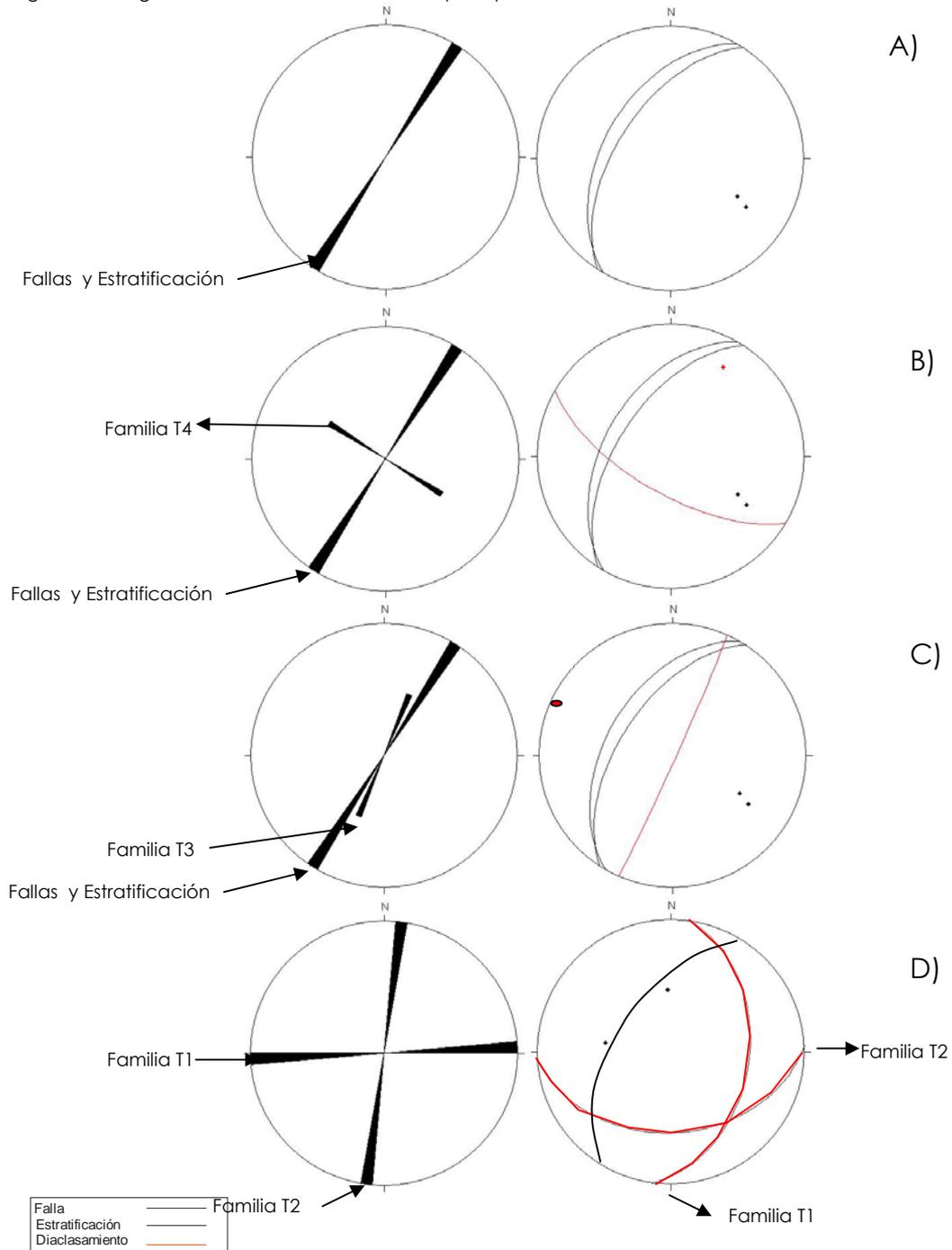
El número de familias que fueron interpretadas para esta provincia fueron cuatro. La Familia T1 tiene una orientación promedio de N87E/39SE (Figura 11a); la orientación promedio de la Familia T2 es de N8E/41SE (Figura 11b), para la Familia T3 la orientación promedio es de N25E/89SE (Figura 11c) y la Familia T4, cuenta con una orientación promedio de N60W/67SW (Figura 11d).

La orientación promedio para los estratos de esta provincia es de N33E/57NW (los estratos se encuentran invertidos) (Anexo 4).

Dentro de esta provincia existen dos fallas principales, la Falla de Lengupá y la Falla de Tesalia, ambas fallas tienen una orientación promedio para su plano de falla de N30E/48NW.

Al graficarse todas las estructuras en un diagrama de rosas, se puede observar que el buzamiento de las capas tiene la misma orientación que los planos de las fallas Lengupá y Tesalia (Figura 12a). La Familia T4 es aproximadamente perpendicular a los planos de falla y al buzamiento (Figura 12b). El rumbo de la Familia T3 es aproximadamente igual al de las estructuras locales, sin embargo su buzamiento difiere 45° con respecto al de las estructuras principales de la provincia (Figura 12c). Las familias T1 y T2 son perpendiculares entre sí y aparentemente no guardan ninguna relación con el buzamiento de los estratos ni con las fallas locales, ya que no guardan ninguna simetría con el plano de

Figura 12. Gráficas de las relaciones existentes entre las Familias de diaclasas con las estructuras principales presentes en la Provincia Tesalia y Lengupá. A) paralelismo de la orientación de las capas con los planos de las fallas Tesalia y Lengupá. B) las capas y el plano de las fallas son perpendiculares a las diaclasas que conforman la Familia T4. C) La Familia T3 está orientada en un plano que se encuentra a 45° de los planos de falla y de la orientación de los estratos. D) esta figura muestra que las familias T1 y T2 son perpendiculares entre sí pero no guardan ninguna relación con las estructuras principales.



orientación de los mismos (Figura 12d); en el caso de ser diaclasas conjugadas tampoco su orientación estaría marcada por la del transporte tectónico de la Orogenia Andina (E-W).

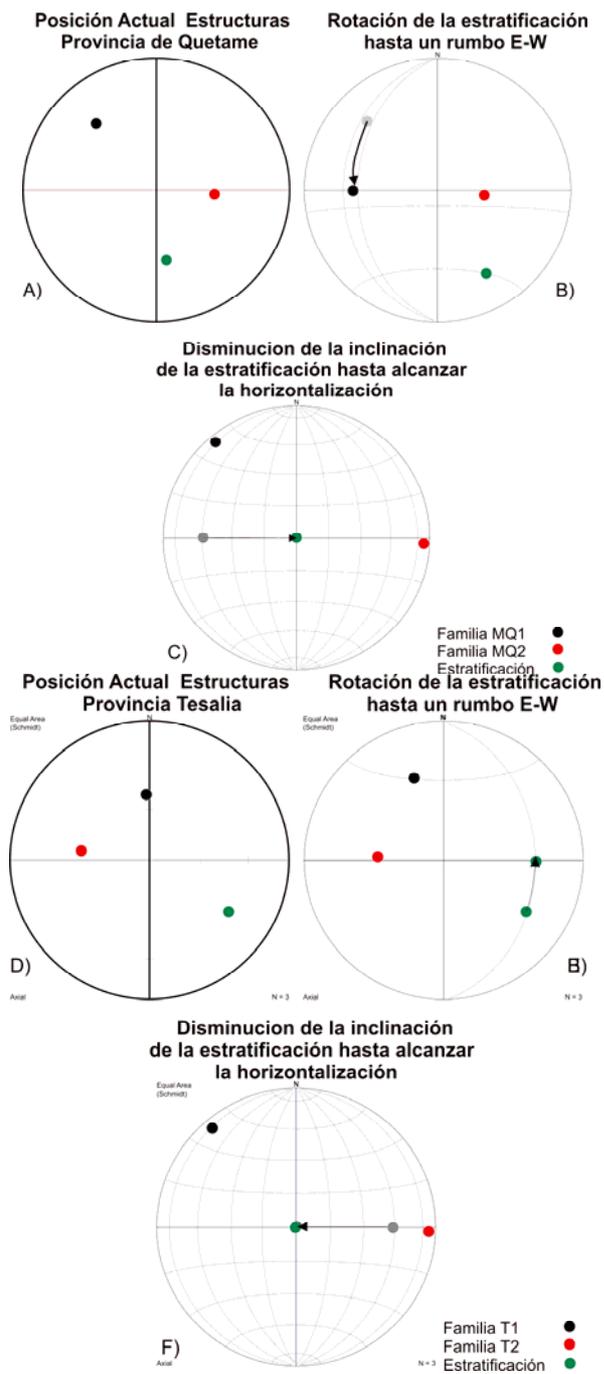
Como en el caso de la provincia anterior, existe dos familias relacionadas directamente con las fallas, mientras que las otras dos guardan relación entre sí pero no con las estructuras locales. La familia T4 se desarrolló como consecuencia de los esfuerzos de tensión local, producidos cuando comenzaron a desplazarse los bloques de falla. Las diaclasas de la Familia T3 se originaron como consecuencia del acortamiento sufrido por las capas al producirse el cabalgamiento generado tanto por la Falla de Lengupá como por la Falla de Tesalia. En base a lo anterior la Familia T4 es anterior a la Familia T3, sin embargo, en comparación a la duración de los eventos tectónicos, pueden considerarse como simultáneas, además, y como se observa a nivel de afloramiento en muchas ocasiones T3 corta a T4 pero otras tantas T4 es la que corta a T3 (Ver anexo 1).

Es de suponer que las diaclasas de las familias MQ1, MQ3, T1 y T2 tuvieron su origen como consecuencia de eventos tectónicos anteriores al último pulso de la Orogenia Andina, debido a que, como se mencionaba anteriormente, sus orientaciones no guardan ninguna relación geométrica con las principales estructuras, las cuales según Branquet *et al.* (2002) sí son consecuencia directa de tal pulso (Fallas de Lengupá y Tesalia, '*Backthrusts*' de las anteriores fallas)

La subsidencia tectónica y posteriormente la térmica tuvo como consecuencia una depositación de sedimentos continua durante todo el Cretáceo (Branquet *et al.*, 2002); por lo tanto, antes de la Orogenia Andina, a excepción del Grupo Farallones, los estratos de todas las formaciones eran horizontales y cada familia de diaclasas generada durante el Cretáceo tuvo que haberse distribuido a través de toda la cuenca con la misma orientación.

Se puede esperar que como consecuencia del mismo esfuerzo remoto regional pre-Andino las familias MQ1, MQ3, T1 y T2 se generaran. Para determinar si tal presunción es cierta, es necesario horizontalizar las capas que contienen dichas diaclasas y comparar las nuevas orientaciones obtenidas para cada familia.

Figura 13. Ilustración del procedimiento para la horizontalización de los estratos en las provincias Quetame y Tesalia. Figura 14a) posición de la estratificación capas en la Provincia Quetame y las familias MQ1 y MQ3 dentro de un estereograma. Figura 14b) posición de la estratificación y las familias MQ1 y MQ3 al rotar el rumbo de las capas a EW. Figura 14c) posición de la estratificación y las familias MQ1 y MQ3 al disminuir la inclinación de las capas hasta 0°. Figura 14d) posición de la estratificación capas en la Provincia Tesalia y las familias T1 y T2 dentro de un estereograma. Figura 14e) posición de la estratificación y las familias T1 y T2 al rotar el rumbo de las capas a EW. Figura 14f) posición de la estratificación y las familias T1 y T3 al disminuir la inclinación de las capas hasta 0°.



La horizontalización se llevó a cabo mediante el programa Spheristat. La Figura 13 muestra el procedimiento empleado y la Tabla 3 resume las nuevas orientaciones obtenidas para cada familia.

Tabla 3. Orientaciones para las familias MQ1, MQ3, T1 y T2 después de haber realizado la horizontalización de los estratos en cada provincia.

Provincia Quetame			Provincia Tesalia		
Hoy en día			Hoy en día		
N48E	57SE	Estratificación	N33E	57NW	Estratificación
N82E	45N	Familia MQ1	N87E	39SE	Familia T1
N4E	36NW	Familia MQ3	N8E	41SE	Familia T2
Horizontalización			Horizontalización		
N0E	0E	Buzamiento	N0E	0E	Buzamiento
N51E	84SE	Familia MQ1	N49E	84SE	Familia T1
N3E	85NW	Familia MQ3	N2E	85NW	Familia T2

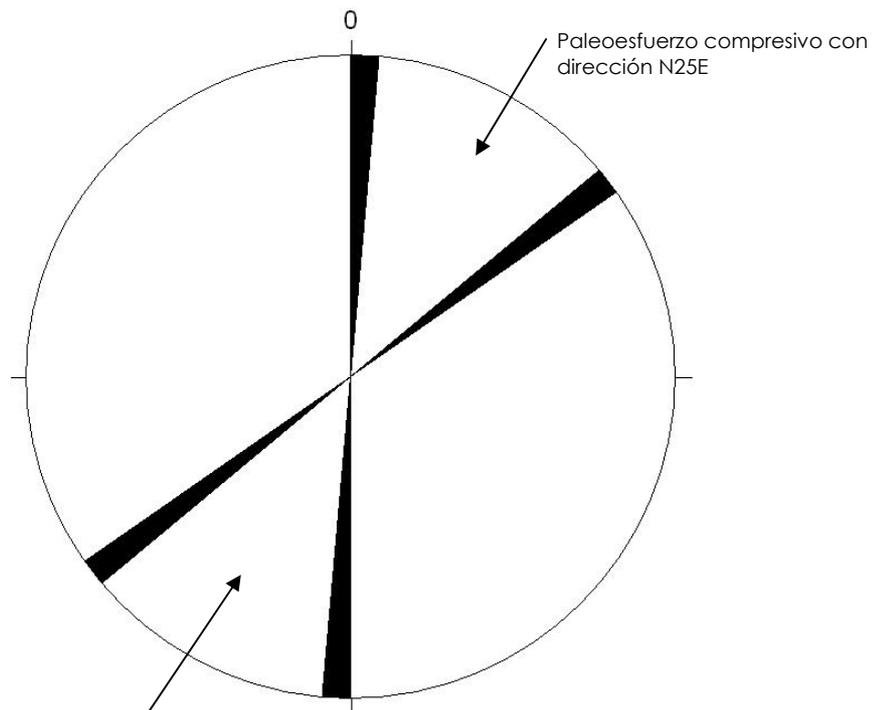
La Figura 13a muestra la posición actual de los estratos y las familias del diaclasamiento MQ1 y MQ2 dentro de la Provincia Quetame. El primer paso en la horizontalización consistió en llevar la estratificación hacia un rumbo EW (Figura 13b) para posteriormente disminuir la inclinación hasta alcanzar la horizontalización (Figura 13c). El programa Spheristat se encarga de realizar los cálculos para las respectivas orientaciones de las diaclasas después de haber realizado el anterior procedimiento. El mismo procedimiento se realizó para las familias T1 y T2 dentro de la Provincia Tesalia (Figuras 13d-f).

Como se aprecia en la Tabla 3 y en la Figura 13, la familia MQ1 presenta la misma orientación que la Familia T1 (N51-49E/84SE), lo mismo ocurre entre las familias MQ3 y T2 (N3-2E/85NW). La relación de choques y cortes entre diaclasas, muestran que el origen de las familias MQ1 y MQ3 es simultáneo, lo mismo es cierto para las familias T1 y T2 (ver anexo 1). Debe tenerse en cuenta que la relación de las diaclasas con respecto a los estratos, prácticamente es de perpendicularidad.

Debido a la relación de temporalidad, es posible considerar estas dos familias como un sistema de diaclasas conjugadas; teniendo esto como base y sabiendo que un sistema conjugado es producido por un esfuerzo compresivo remoto dispuesto con una dirección intermedia entre las orientaciones de las dos diaclasas que integran el sistema (Fischer y Wilkerson, 2000); el paleoesfuerzo remoto que las originó fue compresivo y su orientación aproximada fue de N25E (Figura 14).

Debe tenerse en cuenta que la presencia del sistema conjugado dentro de sedimentos del Campaniano superior, de entrada descarta cualquier asociación de su origen a un evento anterior a esta edad. Por lo tanto y debido a que el patrón conjugado es anterior a la fase final de la Orogenia Andina, la edad del esfuerzo compresivo que originó el patrón, está ubicada en el periodo comprendido entre el Paleoceno medio y el Mioceno Medio-Superior.

Figura 14. Patrón conjugado de diaclasamiento (MQ1-T1/MQ3-T2) producto de un paleoesfuerzo con dirección N25E.



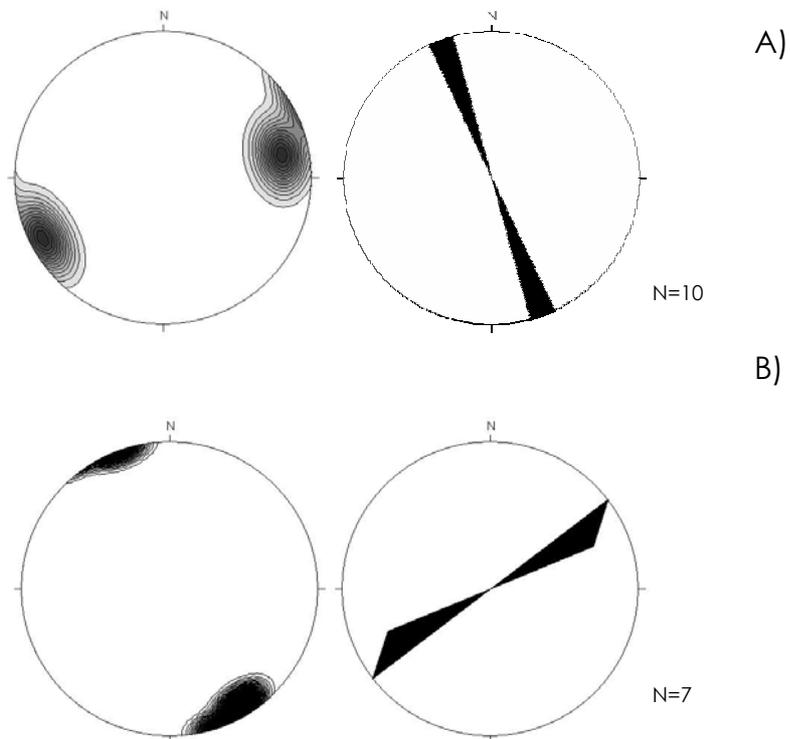
De acuerdo a lo expresado en Corredor (2001) la evolución tectónica del norte de Suramérica en el período Eoceno Superior – actualidad (Orogenia Andina), se ha llevado a cabo en una serie de etapas, las cuales han dependido de la rotación y el desplazamiento de la Placa del Caribe en su subducción bajo la placa de Suramérica. De esta manera, el transporte tectónico durante las primeras fases de la deformación (Eoceno Superior) tenía una orientación hacia el N-NE, llegando a ser de E-SE en las últimas etapas (post Mioceno).

Si se tiene en cuenta lo anterior, faltaría más información, pero el patrón conjugado se puede asociar directamente a un esfuerzo compresivo

con orientación N25E, que fue el resultado de las primeras fases deformativas de la Orogenia Andina en el Eoceno Superior.

**Provincia Guavio.** A partir de los diecisiete datos de orientaciones medidos y de las relaciones observadas entre las diaclasas, se pudo interpretar que existen dos familias dentro de esta provincia. La Familia G1 con una orientación con una orientación promedio de N20W/88SW y la Familia G2, con una orientación promedio de N63E/84NW (Figura 15).

Figura 15. Diagrama de rosas y de contornos para las familias interpretadas en la Provincia Guavio. A) Familia G1, cuya orientación promedio es de N20W/88SW. B) Familia G2, con una orientación promedio N63E/84SW

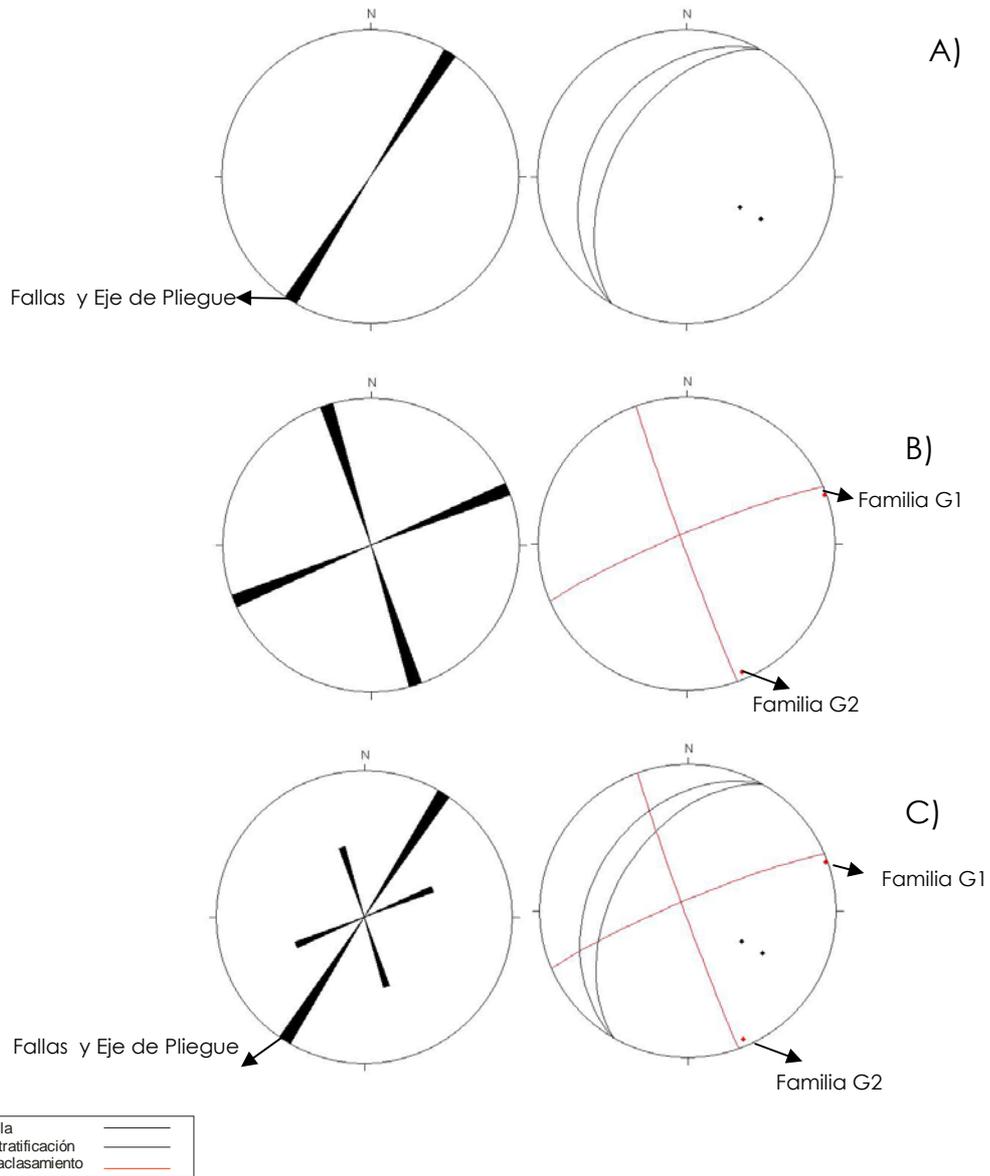


La orientación para las capas de esta provincia es de N34E/30NW (secuencia no invertida), mientras que las estructuras presentes en la misma, tienen una orientación de N30E/42NW, tales estructuras son la Falla de Tesalia (como límite occidental) y el Sinclinal de Nazareth.

La orientación de los estratos es paralela con la del eje del sinclinal de Nazareth y con el plano de la Falla de Tesalia (Figura 16a). Las dos familias de diaclasamiento son perpendiculares entre sí (Figura 16b), y a

su vez se encuentran en planos ubicados a 45° de los planos de las estructuras principales (Figura 16c).

Figura 16. Gráficas de las relaciones existentes entre las familias de diaclasas con las estructuras principales presentes en la Provincia Guavio. A) paralelismo de la orientación de las capas con los planos de las fallas Tesalia y el eje del Sinclinal de Nazareth. B) esta Figura muestra que las familias G1 y G2 son perpendiculares entre sí. C) Las familias G1 y G2 están orientadas en planos que se encuentran a 45° de los planos de falla, del eje del Sinclinal y de la orientación de los estratos.

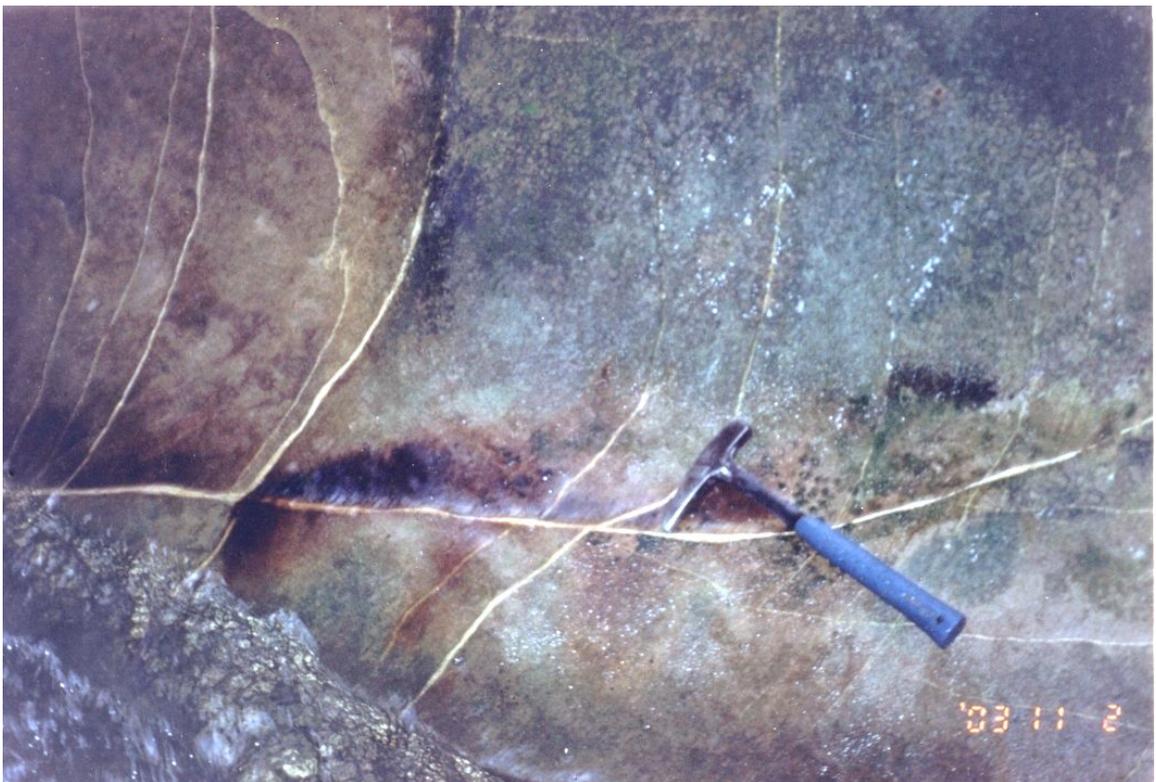


Dentro de la Provincia Guavio, las dos familias de diaclasamiento interpretadas, se relacionan de manera directa con el desarrollo del

Sinclinal de Nazareth. Al tener una orientación de 45° con respecto al eje del mismo, tal diaclasamiento refleja el acortamiento de las capas. Por lo tanto, ambas familias se desarrollaron de manera simultánea.

**3.1.4 Zona de Hidrofracturamiento en alrededores de las Zonas de Falla.** Las capas arenosas del Grupo Guadalupe y de las formaciones Barco y Une que se encuentran en cercanías a las fallas de Tesalia y Lengupá, presentan estructuras que a nivel macroscópico se asemejan a una vena (Figura 17). La densidad con la que se encuentran es demasiado alta (hasta 30 estructuras por metro) y generalmente su orientación es regular (Figura 18). Su espesor varía entre pocos milímetros y varios decímetros.

Figura 17. Estructuras de deformación que asemejan venas dentro de la Formación Barco. Quebrada el Toro (Longitud martillo = 30 cm)



Sin embargo, cuando se observa con más detalle, se aprecia que tales estructuras están compuestas por un paquete de microvenillas entrelazadas (Figura 19).

Figura 18. Densidad y orientación de las Diaclasas rellenas con fragmentos de roca. La densidad de las estructuras es muy alta pero siempre presentando patrones claramente diferenciables. Formación Barco, Quebrada el Toro. (Longitud martillo = 30 cm)

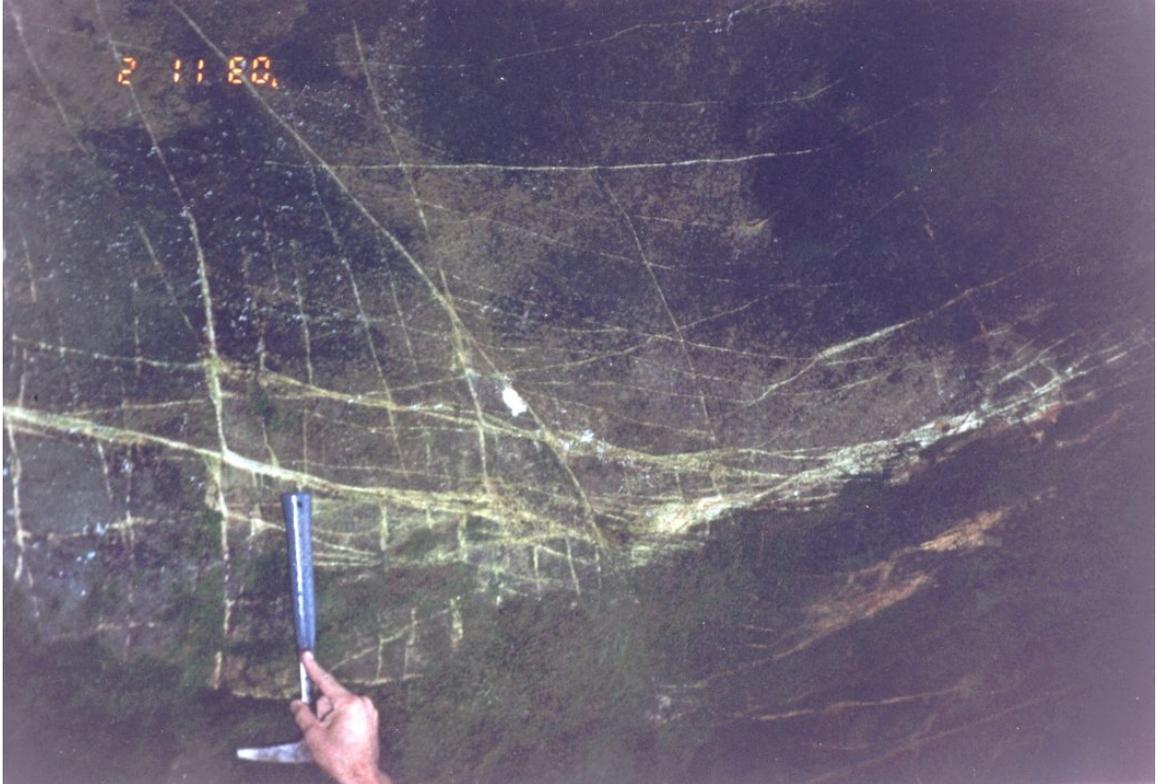
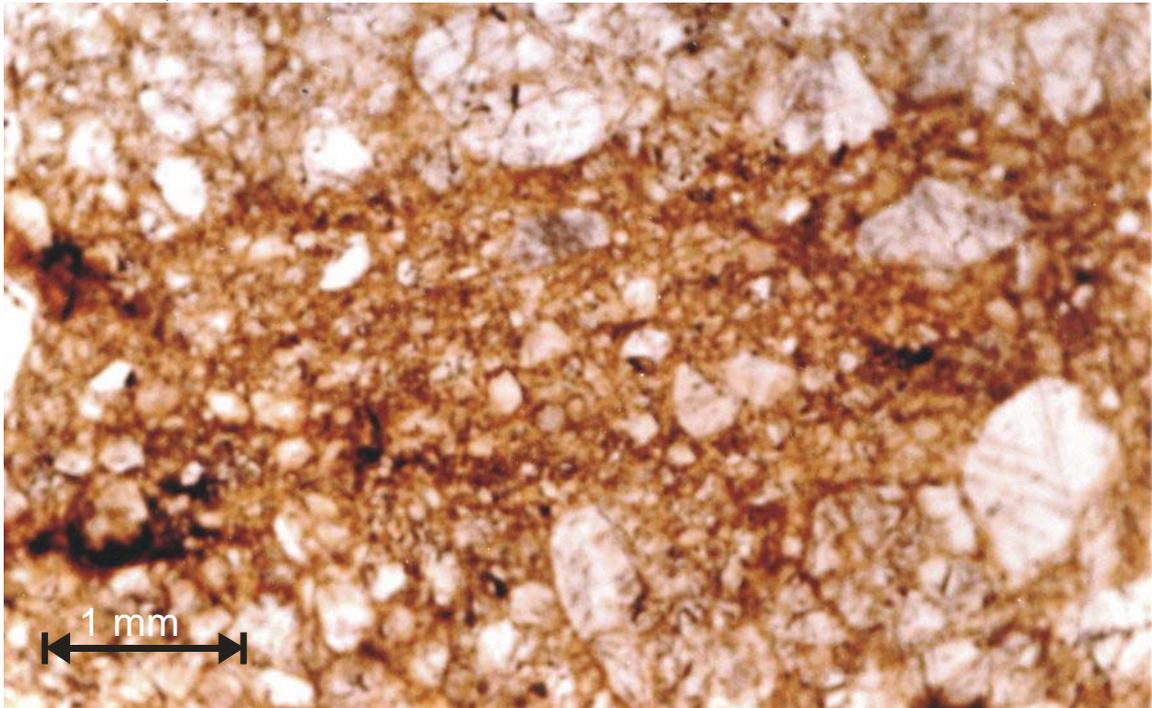


Figura 19. Estructura interna de las diaclasas rellenas con fragmentos de roca. Dentro de la fotografía se puede observar que lo que parece solo una estructura, realmente esta compuesta por microfracturas entrelazadas.



Al llevarlas al microscopio de luz transmitida y observarlas con un aumento entre 4x y 10x, puede distinguirse que realmente no son venas sino un flujo de detritos mezclados con óxidos minerales (Figura 20).

Figura 20. Apariencia petrográfica de las diaclasas rellenas con fragmentos de roca. A partir de análisis petrográfico puede observarse que las estructuras no son venas sino diaclasas rellenas con un flujo de detritos. La foto pertenece a la sección FF-2-2-1. El aumento utilizado es de 4X.

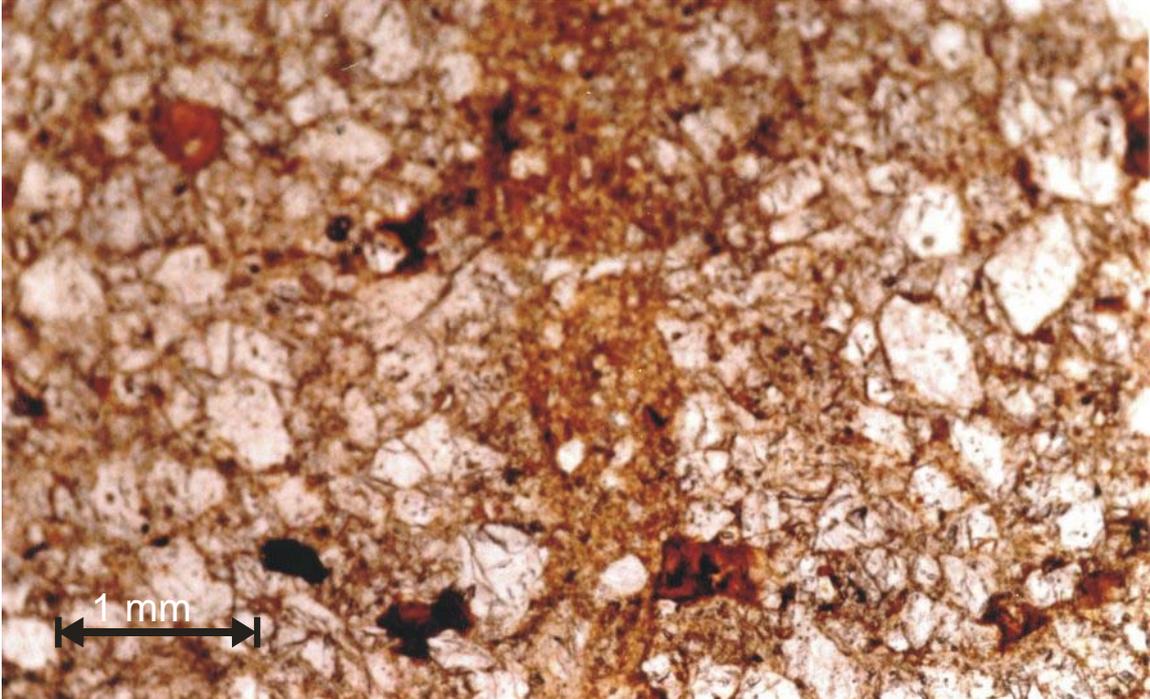


Los granos que se encuentran en alrededores de ese flujo se hallan totalmente fragmentados asemejando una textura de cataclasita (Figura 21).

Para explicar el desarrollo de estas estructuras hay que tener en cuenta que la litología en la cual se hacen presentes es cuarzoarenita friable, igualmente que su localización es próxima a las dos fallas principales de la transecta y que inclusive hoy en día, existen rezumaderos de aguas termales en dichas áreas.

De esta manera, se puede interpretar que durante la reactivación de las fallas en el Mioceno, se produjo una zona de cizalla, que dentro de las cuarzoarenitas friables produjo gran trituración, alcanzándose la fragmentación de los granos que las componían, inclusive a 'polvo'. Tal 'polvo' fue arrastrado por el paleofluido y lo depositó a lo largo del fracturamiento.

Figura 21. Fragmentación de los granos que constituyen el soporte de la roca que contiene las diaclasas rellenas de fragmentos de roca. La fotografía corresponde a la sección FF-2-2-1 y se tomó con un aumento de 4X.



**3.1.5 Resumen general del Estudio de Fracturas.** Los patrones del diaclasamiento dentro de la transecta San Luis de Gaceno – Santa María se desarrollaron asociados a los principales eventos deformativos regionales, que han sucedido en intervalos definidos a lo largo del tiempo geológico (Tabla 4). Hoy en día las diaclasas asociadas a los eventos deformativos más tempranos no conservan algunas de sus características geométricas iniciales, debido a todos los procesos estructurales desarrollados durante las fases deformativas posteriores.

El total de familias de diaclasas sistemáticas interpretadas fueron diez, de las cuales, dos están asociadas al Sinclinal de Nazareth, cuatro a la reactivación de la Falla de Tesalia y cuatro, a eventos tempranos en las fases deformativas de la Orogenia Andina.

Antes del último pulso de la Orogenia Andina, las familias MQ1, MQ3, T1 y T2, en realidad solo conformaban dos patrones (MQ1-T1 y MQ3-T2). Ambas familias conformaron un patrón de diaclasas conjugadas que se desarrollaron como consecuencia de un paleoesfuerzo de orientación

N25E, que posiblemente fue producto de los primeros pulsos de la Orogenia Andina durante el Eoceno superior.

El relleno de diaclasas es frecuente en la Provincia Quetame y en el sector occidental de la Provincia Tesalia (desde la Formación Lutitas de Macanal hasta la Formación Fόμεque). La parte Oriental de la transecta (desde el Grupo Guadalupe hasta la Formación Guayabo) carece de diaclasas rellenas por materiales cristalinos, en su lugar se observa dentro de las litologías más frágiles, un relleno que de acuerdo a sus características texturales petrográficas, asemeja una cataclasita, tal relleno puede estar asociado a una zona de brecha de falla y a la circulación de paleofluidos.

Tabla 4. Resumen general del Estudio de Fracturas

<b>Patrón</b>	<b>Orientación Actual</b>	<b>Provincia</b>	<b>Evento</b>	<b>Edad</b>
G1	N20W/88SW	Guavio	Orogenia Andina	Mioceno-presente
G2	N63E/84NW	Guavio	Orogenia Andina	Mioceno-presente
T1	N87E/39SE	Tesalia	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
T2	N8E/41SE	Tesalia	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
T3	N25E/89SE	Tesalia	Orogenia Andina	Mioceno-presente
T4	N60W/67SW	Tesalia	Orogenia Andina	Mioceno-presente
MQ1	N82E/45NW	Quetame	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
MQ2	N54W/80NE	Quetame	Orogenia Andina	Mioceno-presente
MQ3	N4E/36NW	Quetame	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
MQ4	N40E/72SE	Quetame	Orogenia Andina	Mioceno-presente

### 3.2 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF)

Este estudio es realizado en las venas del Grupo Farallones, y las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque, por ser estas unidades las que presentan mayor contenido de venas cristalinas. En las formaciones estratigráficamente más jóvenes que estas, en lugar de venas, se presentan fracturas con minerales del grupo del oligisto (?), lo que evidencia ambientes de cristalización muy superficiales. A continuación se presentan algunas consideraciones preliminares sobre los estudios de IF y seguidamente se entrará al detalle de dicho estudio.

#### 3.2.1 Consideraciones preliminares

**Definición de las IF.** Las IF son trazas de fluido que quedaron atrapadas en las imperfecciones de la estructura cristalina de un mineral cuando este se estaba formando, o a lo largo de microfisuras cuando estas cicatrizan.

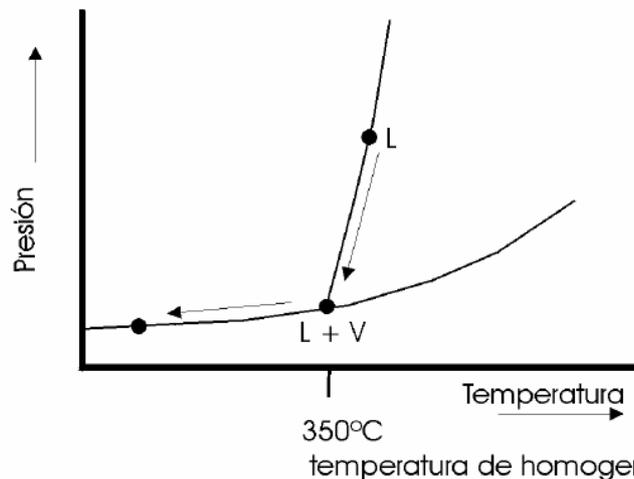
A temperatura ambiente se puede encontrar IF de todos los estados físicos (sólido, líquido, gaseoso), sin embargo por lo general, en el momento de su atrapamiento estaban compuestas por un fluido homogéneo.

Las dimensiones de las IF varían entre algunos  $\mu\text{m}$  y unos pocos milímetros. Las IF de tamaños de centímetros son poco frecuentes (Griem-Klee, 1998-2001).

**Procesos de formación de una IF.** Los componentes de diferentes fases (sólido, líquido y vapor) que se puedan observar en una IF, inicialmente antes de, y en el momento de su atrapamiento, debieron comportarse como un fluido homogéneo en estado líquido o gaseoso.

Si la IF se forma a partir de un líquido a determinadas presiones y temperaturas, durante su enfriamiento llegará a una temperatura en la cual el líquido deja de ser homogéneo para formarse una nueva fase gaseosa. De allí en adelante la IF continuará su enfriamiento por la línea de fase líquido – vapor (Figura 22) (Potter *et al.*, 1978).

Figura 22. Diagrama de fases para el H<sub>2</sub>O, que ilustra los cambios de fases de este fluido desde su atrapamiento hasta el enfriamiento a temperatura ambiente. L=Líquido, V= Vapor.



Tomado de [cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf](http://cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf)

Lo anterior da bases para entender el proceso inverso. Si se somete una IF con una fase líquida y otra gaseosa a un calentamiento progresivo, se llegará a un estado en el que desaparece la fase gaseosa y la inclusión homogenizará a líquido (Potter *et al.*, 1978). Esta temperatura, se documenta como temperatura de homogenización (Th).

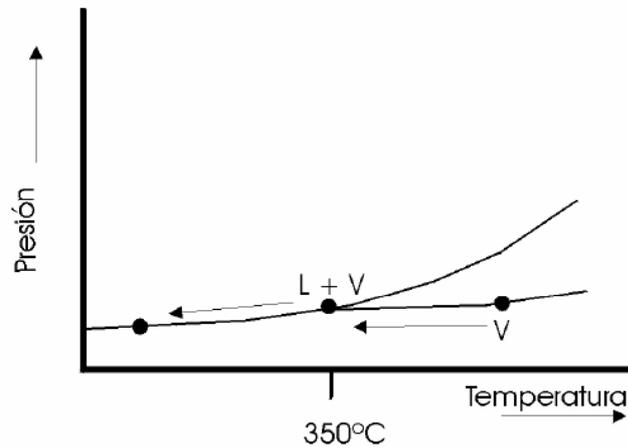
Lo mismo ocurre cuando la IF se forma a partir de un fluido gaseoso; durante su enfriamiento natural se alcanzará una temperatura en donde se formará una nueva fase líquida, y con el seguido enfriamiento, lo hará en las condiciones de la línea fase líquido-vapor. Si se quiere invertir el proceso calentándola, la IF alcanzará una temperatura a la cual homogenizará a su estado gaseoso original (Roedder, 1984) (Figura 23).

**Clasificación de las IF.** Las IF se clasifican según criterios genéticos, morfológicos y número de fases, entre otros.

Según criterios genéticos (Roedder, 1984), las IF se clasifican en

- Inclusiones Primarias: Son aquellas que se forman simultáneamente con el mineral que las contiene.
- Inclusiones secundarias: Estas IF se forman con posterioridad al cristal hospedador y por lo general se presentan en planos formados por cicatrización de antiguas fracturas.

Figura 23. Diagrama de fases que ilustra los cambios de fases de un fluido gaseoso desde su atrapamiento hasta su enfriamiento (temperatura ambiente).



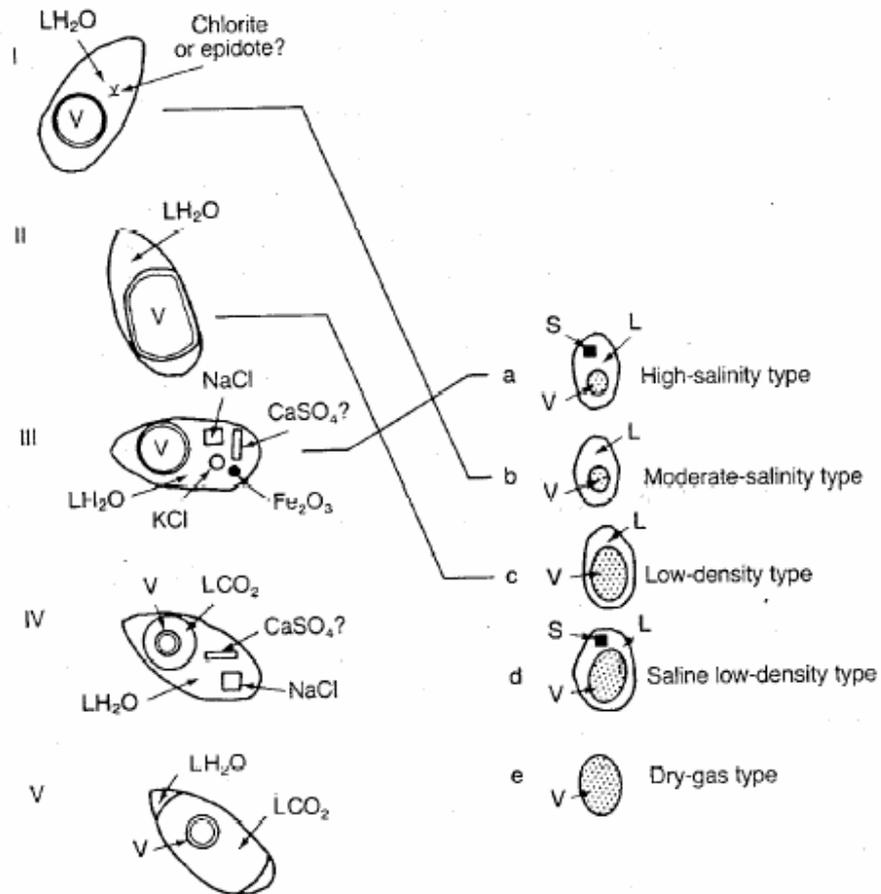
Tomado de [cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf](http://cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf)

- Inclusiones pseudosecundarias: Son aquellas inclusiones que son atrapadas dentro de planos de microfractura desarrollados simultáneamente al crecimiento del cristal.

Según el número de fases presentes (Nash, 1976) se clasifican en (Figura 24):

- Tipo I: IF líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin fase sólida (se propone las relaciones líquido:vapor, mayores que 3:1). Son IF que se originan comúnmente debido a un fluido muy rico en H<sub>2</sub>O con un máximo porcentaje de NaCl de 26%. Al calentarse homogenizan a líquido.
- Tipo II: IF Líquidas con una gran burbuja de vapor, sin fase sólida (se propone un intervalo de relación líquido:vapor entre 1:1 y 3:1). Originada por un fluido rico en vapor, por lo tanto al calentarse la IF homogeniza a vapor.
- Tipo III: IF que contiene las tres fases a temperatura ambiente, la fase puede estar representada por uno o más minerales hijos. Existen dos subtipos 1) Fluido subsaturado al atrapamiento: desaparece primero la sal y luego la burbuja durante el calentamiento. 2) Fluido saturado al atrapamiento: desaparece primero la burbuja y luego la sal durante el calentamiento

Figura 24. Ilustración de los diferentes tipos de IF propuestos por Nash, (1976). L = Líquido, V = Vapor y S = Sólido.



Tomado de [cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf](http://cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf)

- Tipo IV: IF con dos líquidos y varias fases sólidas (varios minerales hijos). Muestran doble burbuja pues presentan vapor de agua y fase gaseosa de CO<sub>2</sub>.
- Tipo V: IF de CO<sub>2</sub> líquido con vapor, sin fase sólida. Dentro de fase líquida se encuentra agua y CO<sub>2</sub>, contiene una burbuja pequeña de vapor. Corresponde a un fluido subsaturado en sales y rico en CO<sub>2</sub>.

**Ejemplo de utilización de los datos microtermométricos.** Las temperaturas a las cuales suceden los cambios de fases, permiten identificar además del sistema químico de referencia (Tipos de solutos

presentes en el fluido), las condiciones físicas a las cuales tuvo lugar el atrapamiento.

Algunos ejemplos relacionados con la identificación de las propiedades fisicoquímicas de los fluidos más comunes en la corteza terrestre, se describen en la sección (3.2.5). Parte de estos igualmente son identificados en este trabajo.

Cuando en una IF se conoce el sistema químico y la concentración de sus constituyentes, el volumen puede ser determinado fácilmente a través de los diagramas de fases de cada sistema mostrados *en la* sección (3.2.5).

Conocer el volumen ocupado por la IF es importante, debido a que con base en él, se podrá construir la isocora para un sistema químico.

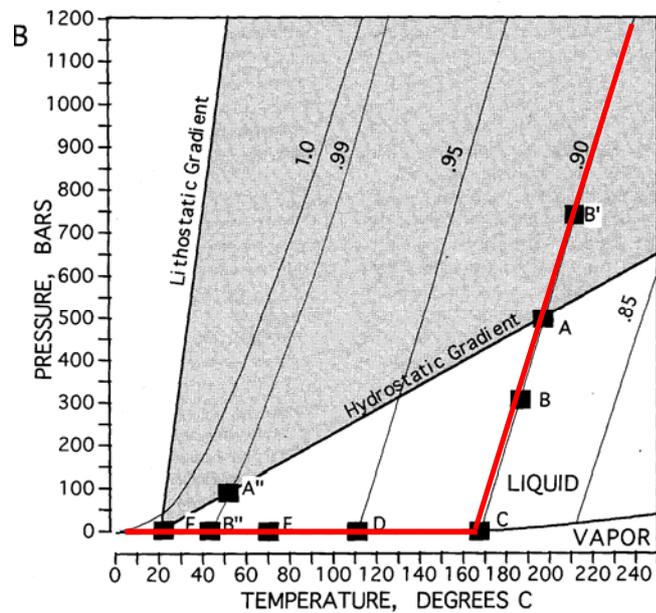
La isocora es una curva que describe las variables termodinámicas (Presión y Temperatura) de un sistema químico, cuando el volumen es constante (Goldstein y Reynolds, 1994). O sea, que con base en la isocora se podrá calcular la presión dentro de la IF a cualquier temperatura.

De lo anterior, se concluye que la isocora es el reflejo de un gradiente termobárico específico en la historia de la IF.

Para calcular el volumen ocupado por la IF y su isocora asociada, en este estudio se utiliza el programa ISOC, incluido en el paquete de software desarrollado por Bakker (1999).

Un ejemplo de cómo se interpretan las temperaturas a las que suceden los cambios de fases, en aras de obtener información fisicoquímica del fluido de interés, se muestra en la Figura 25. . Esta Figura muestra el comportamiento termodinámico de una IF a medida que va perdiendo temperatura como producto del desenterramiento de la roca encajante. Se supone que la IF sufre exhumación descrita por la isocora (curva roja) de densidad de  $0.90\text{g/cm}^3$ . En el punto A un fluido homogéneo es atrapado (T:  $195^\circ\text{C}$ , P: 475 bares). A medida que ocurre la exhumación, las temperaturas y presiones de dicho fluido son las demarcadas por la isocora, hasta que a  $167^\circ\text{C}$  (temperatura de homogenización) y 7 bares (punto C) se da la aparición de una pequeña burbuja de gas. El volumen ocupado por la burbuja se incrementará hasta que se alcance la temperatura ambiente.

Figura 25. Figura que describe el comportamiento termodinámico de una IF a medida que ocurre su exhumación.



Tomado de Goldstein Y Reynolds, (1994)

La aparición de la primera burbuja de gas en la IF a medida que disminuye la presión y la temperatura, se da a 167°C y 7 bares (punto C), cuya temperatura pertenece a la de de homogenización a líquido. El volumen ocupado por esta burbuja se incrementará durante el enfriamiento hasta temperatura ambiente, mientras su recorrido se representa por la curva del límite líquido-vapor (recorrido C-F).

**3.2.2 Localización de muestras analizadas.** Las muestras recolectadas para el estudio de IF, corresponden mayoritariamente a venas del Grupo Farallones y las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque. Las muestras del Grupo Farallones se recolectaron aflorantes a lo largo de la carreteable que comunica al Municipio de Santa María y la represa Hidroeléctrica de Corpochivor (Figura 26); mientras que las presentes en las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque se encuentran al sureste de Santa María en las quebradas La Negra y San Antonio, respectivamente. Más precisamente, las coordenadas pertenecientes a cada muestra se presentan en la Tabla 5.

Figura 26. Localización dentro del mapa geológico de los deltas y de las muestras recolectadas que sirvieron para los análisis microtermométricos y petrográficos de IF realizados en este estudio.

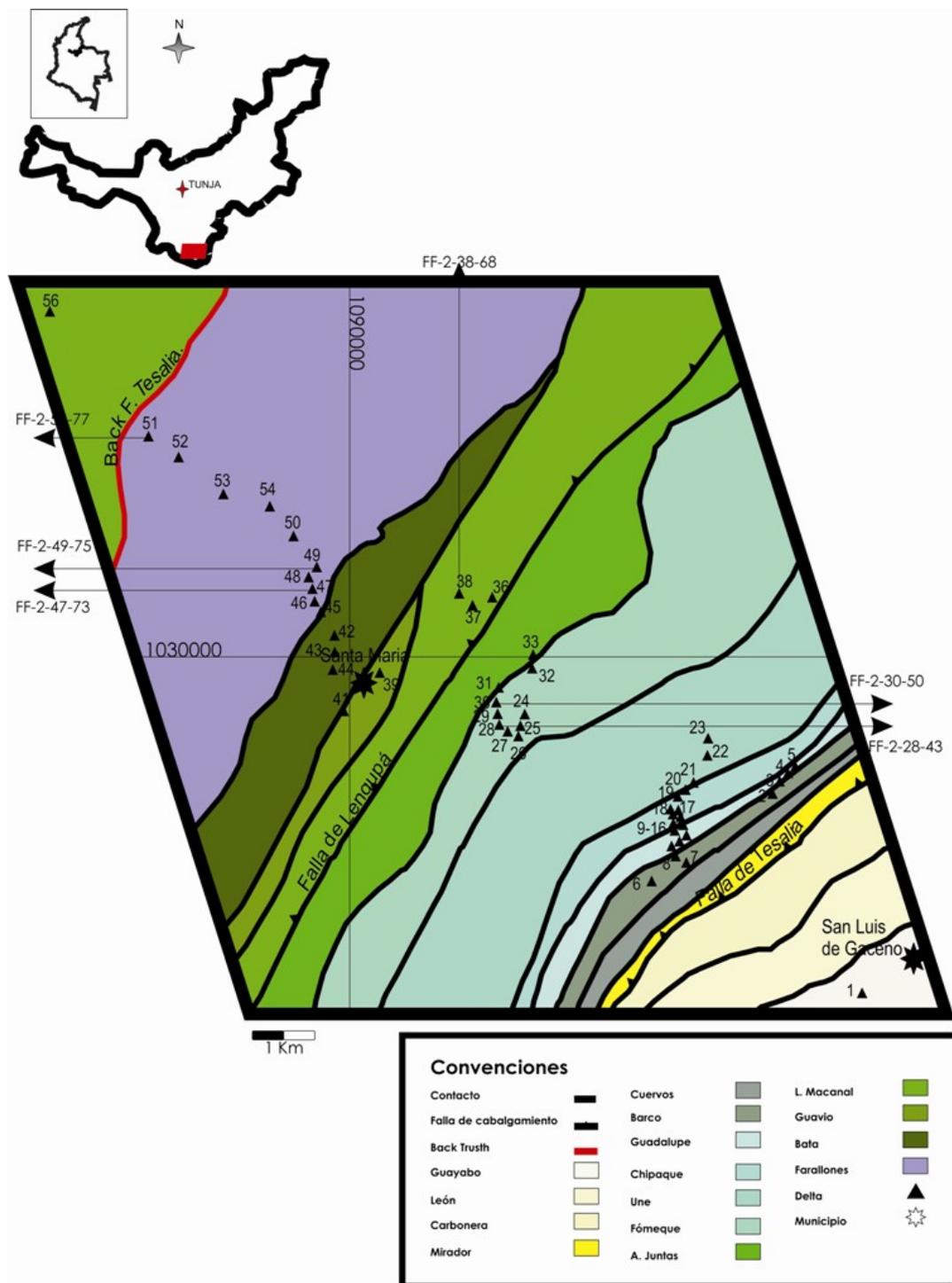


Tabla 5. Relación del material de vena, familia de fracturas y coordenadas, para cada una de las muestras pertenecientes al Grupo Farallones y las formaciones Lutitas de Macanal y Fómez (ver Figura 26).

Grupo o Formación	Muestra	Material de vena con IF	Familia de Fracturas	Coordenadas*	
				X (m)	Y (m)
Formación Fómez	FF-G2-Δ30-M50	Calcita	T3	1'028.788	1'093.169
	FF-G2-Δ28-M43			1'028.746	1'093.400
Formación Lutitas de Macanal	FF-G2-Δ38-M63	Calcita	T1	1'030.609	1'092.575
Grupo Farallones	FF-G2-Δ49-M75	Cuarzo	MQ1	1'032.020	1'089.330
	FF-G2-Δ51-M77	Calcita	MQ3	1'033.573	1'086.630
	FF-G2-Δ47-M73			1'031.497	1'089.255

\* Origen Bogotá

**3.2.3. Petrografía, microtermometría e interpretación de las IF.** El estudio detallado de IF en venas de cada una de las formaciones y el Grupo Farallones, se basa en la identificación de familias de inclusiones dentro de cada sección delgada analizada. Cada una de estas familias es inicialmente caracterizada por medio del estudio petrográfico, posteriormente se determina sus datos microtermométricos, para finalmente realizar la correspondiente interpretación de los mismos, en cuanto a sistema químico, salinidad, y condición física de su atrapamiento.

Las concentraciones de los componentes de los diferentes sistemas químicos en cada familia de IF, se calcularon mediante la utilización de un paquete especializado de programas para computador. Este paquete fue creado por Bakker (1999), con el objetivo de calcular las propiedades fisicoquímicas de los componentes de las IF, de una manera rápida y precisa. Los lenguajes de programación utilizados en la realización de estos programas, son Pascal y C++.

Estos programas presentan cierto margen de error, ya que en algunos de los sistemas químicos aquí trabajados, sus componentes no son estrictamente los facilitados por el paquete de programas.

El paquete incluye una gran diversidad de programas y la utilización específica de alguno de ellos, se realizará teniendo en cuenta el sistema químico de la IF y los datos microtermométricos de las IF. El programa que halla la concentración de los componentes dentro de cualquier sistema químico se llama BULK.

Además, para el cálculo de la isocora de cada familia de IF se utilizó el programa ISOC, incluido en el paquete de software desarrollado por Bakker (1999).

La petrografía, microtermometría e interpretación de las IF en el Grupo Farallones y en las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque se realiza a continuación.

**Grupo Farallones.** En este grupo se analizaron las secciones FF-G2-Δ51-M77 y FF-G2-Δ47-M73 y FF-G2-Δ49-M75 (Figura 26), las primeras dos pertenecen a venas de calcita masiva correspondientes al patrón de fracturamiento de la familia MQ3 de la Provincia Quetame (ver sección 3.1.3); mientras que la última es derivada de una vena de cuarzo lechoso, que rellena el fracturamiento de la familia MQ1 de dicha provincia.

Las familias de IF en estas tres muestras, fueron tanto primarias bifásicas (líquido+Vapor), como secundarias bifásicas y monofásicas (líquidas), caracterizadas por los sistemas químicos  $H_2O+NaCl$  y  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  (Tabla 6). A continuación se detalla cada familia hallada en las venas de los dos patrones de fracturamiento.

Tabla 6. Clasificación de las familias de IF presentes en venas del Grupo Farallones.

Familia de Fracturas	Material De relleno	Tipo Genético de IF	Fase	Familia	Thl(°C)	Tcfo(°C)	Tffh(°C)	%peso sales	Sistema Químico
MQ1 Provincia Quetame	Cuarzo	Primaria(?)	L+V		230	-30	-6	9,21 NaCl	$H_2O+NaCl$
		Secundaria	L+V		175-196	-42 a -52	-7 a -13	11,2 NaCl 2,8 $CaCl_2$	$H_2O+NaCl+CaCl_2$
MQ3 Provincia Quetame	Calcita	Secundaria	L+V	1	220-235	-58 a -50	-6 a -10	6 NaCl 6 $CaCl_2$	$H_2O+NaCl+CaCl_2$
				2	175-200	-65 a -53	-12 a -19	9NaCl 9 $CaCl_2$	
				3		-59 a -52	-6 a -9	5,7 NaCl 5,7 $CaCl_2$	
			L	-	-	-	-	$H_2O+(NaCl)?$	

Las abreviaturas utilizadas en este trabajo para señalar algunos cambios de fases son las siguientes:

Tcfo= Temperatura en °C de comienzo de fusión observada

Tfant= Temperatura en °C de fusión de la antarcticita ( $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ )

Tffh= Temperatura en °C de fusión de la hidrohalita ( $NaCl \cdot 2H_2O$ )

Tffh= Temperatura en °C de fusión final del hielo

Thl= Temperatura en °C de homogenización a líquido

Thg= Temperatura en °C de homogenización a gas

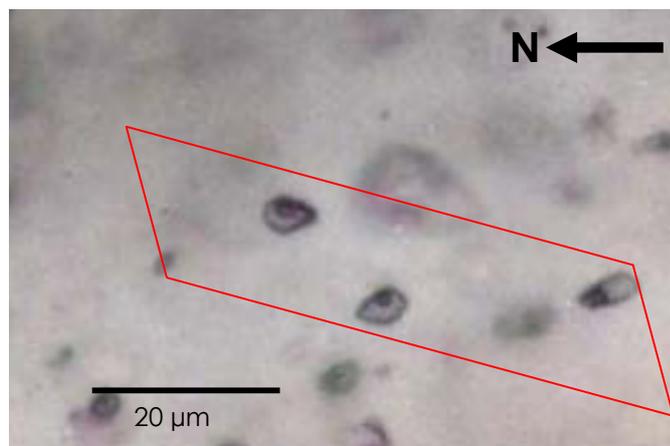
**Familias de IF presentes en venas que rellenan la familia de fracturas MQ1 de la Provincia Quetame.** La caracterización petrográfica para las venas en esta familia de fracturas permitió definir una familia de IF de origen primario(?) y otra secundaria, las cuales están compuestas por las fases líquido+vapor (bifásica), y además presentan temperaturas de homogenización de 230°C y 175 a 196°C; y fusión final del hielo de -6°C y -7 a -13°C, respectivamente. La caracterización petrográfica de estas familias se encuentra resumida en la Tabla 7.

Tabla 7. Características de las IF presentes en la vena de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 del Grupo Farallones.

Familia de IF	Relación líquido:vapor	Tipo (según Nash)	Movilidad de la burbuja	Forma	Tamaño (µm)
Primarias(?)	5:1	I	baja	Triangular y trapezoidal	5
Secundarias	4:1 a 8:1	I	baja	Ovalada	5 a 20

Familia de IF bifásicas (L+V) de origen primario (?). Se dispone como IF aisladas entre sí, con una relación de fases (líquido: vapor:) de 5:1, por lo que se clasifica como Tipo I. Agregado a esto, las IF manifiestan rasgos como baja movilidad de la burbuja, formas triangulares y trapezoidales, con tamaños de 5 µm (Figura 27).

Figura 27. Microfotografía mostrando la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo del Grupo Farallones. Comprende IF que se disponen aleatoriamente y muestran relaciones de fases de 5:1 (líquido: vapor). Presentan formas irregulares suaves y tamaños de 5 µm.



En cuanto a los datos microtermométricos, se observaron en cuatro IF de esta familia, en las que los cambios de fases surgieron a idénticas temperaturas, presentándose el punto de comienzo de fusión observable a una temperatura de  $-30^{\circ}\text{C}$  (Tabla 8).

Tabla 8. Datos microtermométricos ( $T_{hl}$ ,  $T_{cfo}$ , y  $T_{ffh}$ ) para la familia de IF de origen primario? en venas de cuarzo dispuestas en la familia de fracturas MQ1 dentro de el Grupo Farallones.

$T_{hl}$	$T_{cfo}$	$T_{ffh}$
230	-30	-6
231	-29	-6
230	-29	-7
231	-30	-6

*Condiciones físicas de atrapamiento del paleofluido.* El sistema químico correspondiente a la  $T_{cfo}$  de  $-30^{\circ}\text{C}$ , según los criterios presentados en la sección 3.2.5, es  $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ .

En cuanto a las condiciones químicas del fluido, estas se determinaron por medio del programa BULK (Bakker, 1999), las cuales son:

Volumen molar: 21.16 cc/mol

Densidad: 0.91 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia:

$\text{H}_2\text{O}$  0.94

$\text{Na}^+$  0.029

$\text{Cl}^-$  0.029

Salinidad de la fase acuosa

%masa de  $\text{NaCl}$ : 9.21

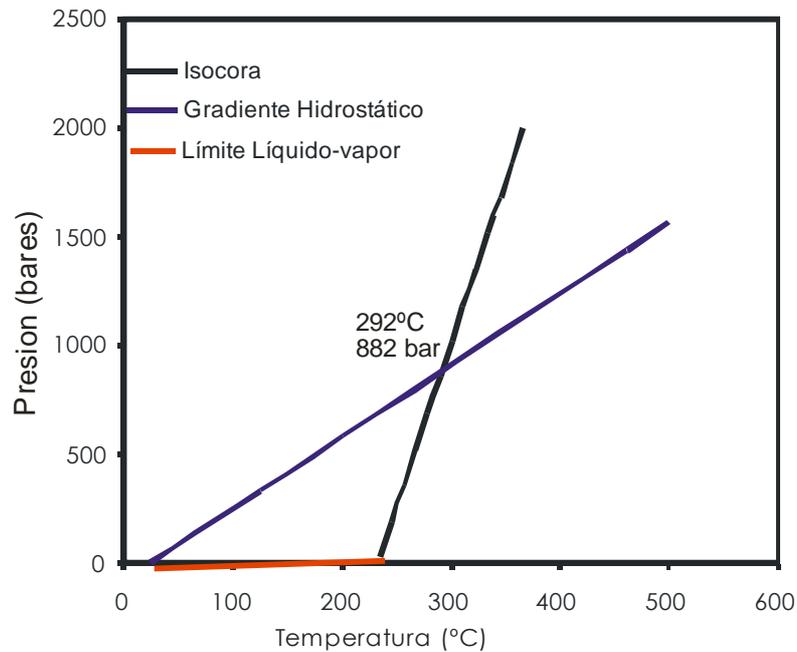
Molalidad  $\text{NaCl}$ : 1.73

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento para esta familia de IF son reveladas por las condiciones halladas en el punto de corte entre la isocora de esta familia y el gradiente termobárico de la zona, en el momento de su atrapamiento (Figura 28).

El régimen dominante durante el atrapamiento de estos fluidos es considerado hidrostático, es decir se toma la presión, como la ejercida por una columna de agua circulante a través del fracturamiento. El valor del gradiente de temperatura utilizado es de  $30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ , el cual es un gradiente termobárico hidrostático utilizado en estudios de IF por Hodgkins y Stewart (1994). Lo anterior, se hizo debido a que no se

conoce el verdadero valor del paleogradiente de esta cuenca, durante la circulación de estos fluidos.

Figura 28. Gráfico que muestra la intersección de la isocora (color negro) de la familia de IF de origen primario en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 en el Grupo Farallones, con el gradiente termobárico hidrostático (color azul) de 30°C/100 bares. La curva roja corresponde al límite de los campos líquido-vapor.



Las condiciones máximas posibles de atrapamiento para esta familia de IF serían de 292°C, 882 bares, 9 Km de profundidad (Tabla 9). Estas condiciones se hallaron utilizando la isocora representada por los datos de presión y temperaturas, mostrados en la Tabla 10, los cuales fueron calculados por medio del programa ISOC (Bakker, 1999). Estos datos son la representación de las condiciones termobáricas que puede alcanzar esta familia de IF durante su historia, teniendo como principal condición que el volumen específico no haya cambiado. El cálculo de la profundidad de atrapamiento se hizo mediante la relación 98 bares equivalentes a una profundidad de 1Km, la cual corresponde a la de una columna de agua con densidad de 1000 Kg/cm<sup>3</sup>.

Tabla 9. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia de IF de origen primario(?) en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo farallones.

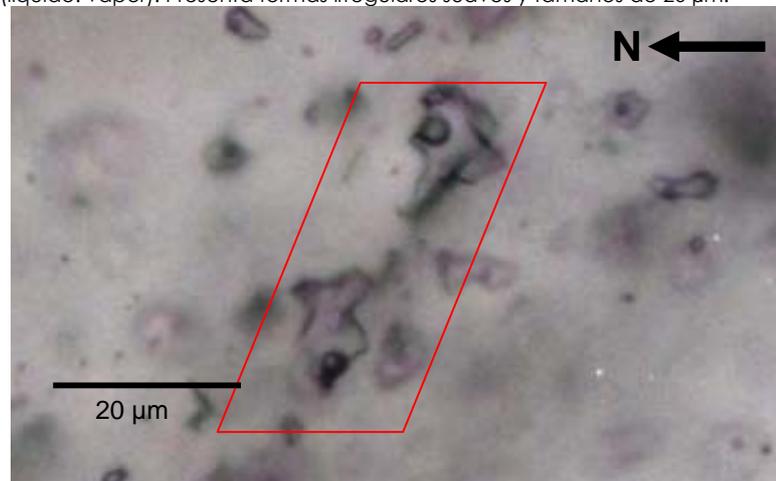
Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
292°C	882 bares	9 Km

Tabla 10. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia ( $T_h$ ,  $T_{cfo}$  y  $T_{fhh}$ ) para el cálculo de la isocora de la familia de IF de origen primario(?) en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo farallones.

T(°C)	P(bar)
235	26,7
246	192
257	357
268	522
279	687
290	852
301	1017
312	1182

Familia bifásica (L+V) de origen secundario. Se caracteriza por disponerse en microfracturas cicatrizadas orientadas N45E, N60W y N45W, y por sus relaciones de fases (líquido: vapor:) entre 4:1 y 8:1, clasificadas como Tipo I (relación líquido: vapor mayor 3:1). Además muestran baja movilidad de la burbuja, formas ovaladas e irregulares suaves (formas no comunes con bordes muy curvados) y tamaños entre 5 y 20  $\mu\text{m}$  (Figura 29)

Figura 29. Microfotografía señalando la familia de IF de origen secundario en venas de cuarzo que rellenan la familia de fracturas MQ1 en el Grupo Farallones. Está representada por IF orientadas N60W con relación de fases de 8:1 (líquido: vapor). Presenta formas irregulares suaves y tamaños de 20  $\mu\text{m}$ .



Los datos microtermométricos representativos presentaron una temperatura de homogenización a líquido promedio de 187°C, mientras que el punto de comienzo de fusión observado y la fusión final de hielo se encuentran entre -42 a -52°C y -7 a -13°C respectivamente. También cabe aclarar que se observa la  $T_{fhh}$  a -21 a -25°C en promedio (Tabla 11).

Tabla 11. Datos microtermométricos (Thl, Tcfo, Tfhh y Tffh) obtenidos para la familia de IF bifásicas (L+V) secundarias presente en venas de cuarzo, halladas en la familia de fracturas MQ1 de la Provincia Quetame, dentro del Grupo Farallones.

Thl	Tcfo	Tfhh	Tffh
189	-50	-25,4	-13,1
175	-47	-21,3	-11,8
175	-52	-21,3	-11,8
192	-42	-22	-8
	-44	-23,8	-7,2
194	-45	-24	-9
196	-46	-22	-9

*Condiciones físicas de atrapamiento del paleofluido.* Teniendo en cuenta las Tcfo de  $-45^{\circ}\text{C}$  y la fusión intermedia de  $-23^{\circ}\text{C}$ , los componentes principales son  $\text{CaCl}_2$  y  $\text{NaCl}$ ; y por lo tanto el sistema químico más apropiado es  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ , basado en los criterios para definir los sistemas químicos, mostrados en la sección 3.2.5. Las características composicionales halladas mediante el programa Bulk se muestran a continuación.

Volumen molar: 20.17 cc/mol

Densidad: 0.988383 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia:

H <sub>2</sub> O	0.92
Na <sup>+</sup>	0.036
Ca <sup>++</sup>	0.0043
Cl <sup>-</sup>	0.044

Salinidad

%masa de NaCl: 11.2

Molalidad NaCl: 2.15

%masa de  $\text{CaCl}_2$ : 2.8

Molalidad  $\text{CaCl}_2$ : 0.26

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento para esta familia de IF serían  $223^{\circ}\text{C}$ , 653 bares, y 6.7 Km de profundidad (Tabla 12). Estas están representadas gráficamente en la Figura 30 por el punto de corte entre el gradiente termobárico hidrostático y la isocora de la familia de IF, la

cual es graficada a partir de los datos obtenidos del programa ISOC, mostrados en la Tabla 13.

Tabla 12. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia de IF secundaria presente en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1, dentro del Grupo Farallones.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
223°C	653bares	6.7 Km

Figura 30. Gráfico que muestra la intersección de la isocora (color negro) de la familia de IF de origen secundario en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 del Grupo Farallones; con el gradiente termobárico hidrostático (color azul) de 30°C/100 bares. La curva roja corresponde al límite de los campos líquido-vapor.

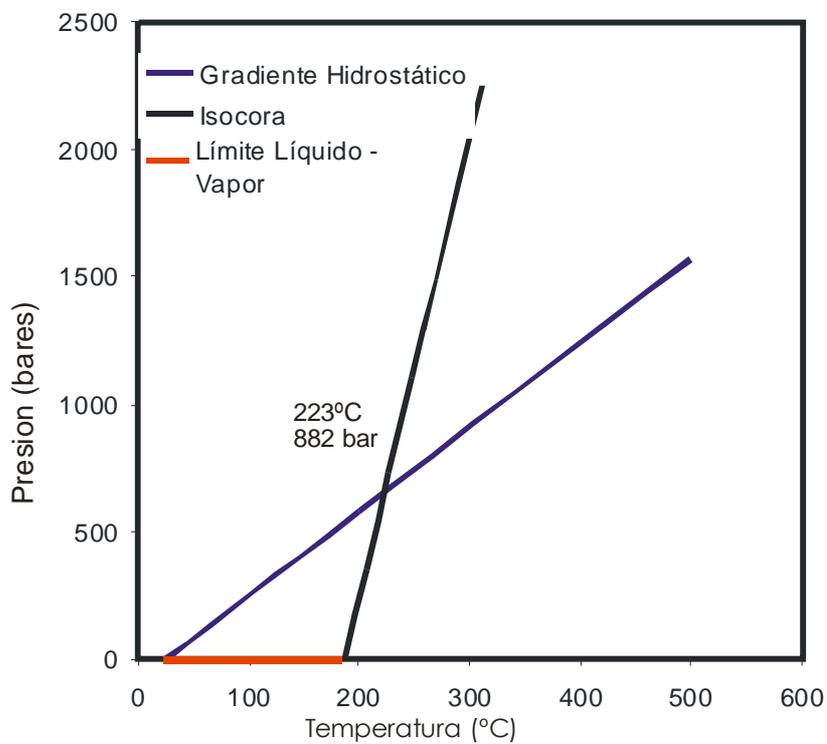


Tabla 13. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia (Th, Tcfo y Tffh) para el cálculo de la isocora de la familia de IF secundaria en venas de cuarzo de la familia de fracturas MQ1 dentro del Grupo Farallones.

T(°C)	P(bar)
187	9,428744
206	352,315922
227	731,296488
248	1110,27705
269	1489,25762
290	1868,23818
311	2247,21875

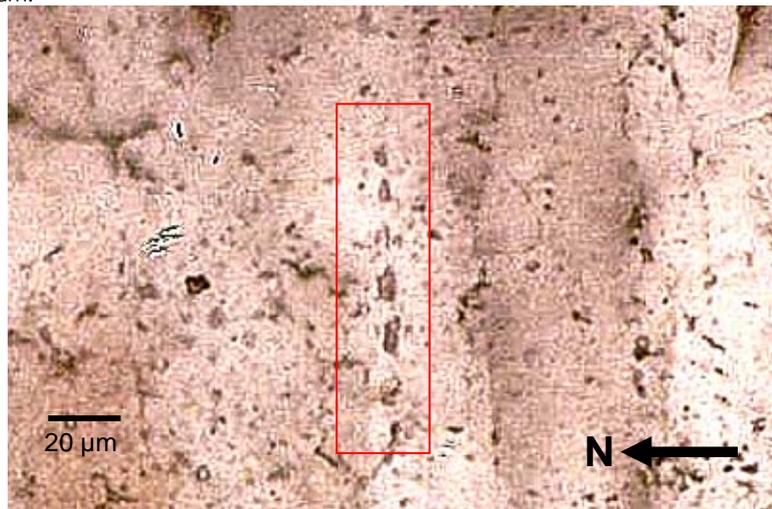
**Familias de IF presentes en venas que rellenan la familia de fracturas MQ3 de la Provincia Quetame.** Las IF halladas petrográficamente en esta familia de fracturas son de origen secundario, en las que unas están constituidas por las fases líquido + vapor (bifásicas) y otras por solo líquido. La petrografía de estas familias de IF se muestra en la Tabla 14 y el detalle de cada una se muestra a continuación.

Tabla 14. Características petrográficas de las familias de IF presentes en las venas de calcita de la familia de fracturas MQ3 del Grupo Farallones.

Familia de IF	Fases	Relación líquido:vapor	Tipo (según Nash)	Movilidad de la burbuja	Forma	Tamaño (µm)
Secundarias	L+V	6:1 a 12:1	I	Muy variables	Ovaladas, circulares e irregulares	5 a 10
	L	-	-	-	Ovaladas	10

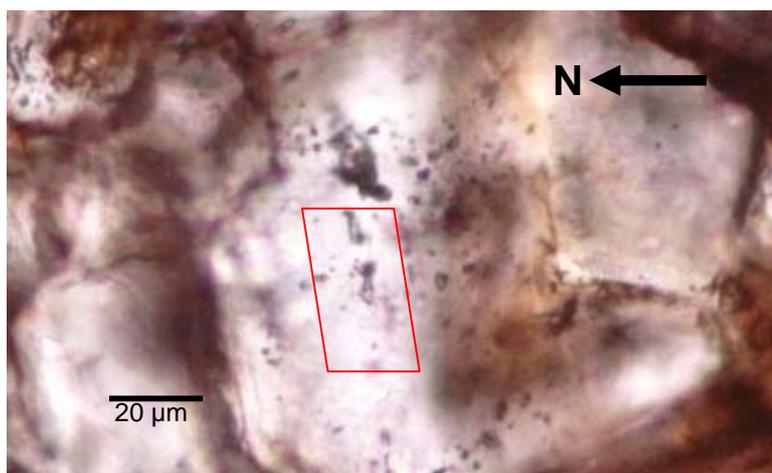
Familia de IF secundarias líquidas. Presenta alineaciones de IF que se orienta E-W y está caracterizada por una sola fase (líquida). Además tiene tamaños de aproximadamente 10 µm y en su mayoría son ovaladas (Figura 31). En cuanto a la temperatura de atrapamiento de estas IF, se sugiere que son cercanas a 50°C, lo cual se hace teniendo en cuenta los criterios de Goldstein y Reynolds (1994). Muy probablemente estas IF están compuestas por NaCl, ya que este es un componente muy común en los fluidos de la corteza terrestre.

Figura 31. Microfotografía mostrando la familia de IF líquida de origen secundario en venas de calcita rellenas de la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones. Presenta formas ovaladas e irregulares, y tamaños de 10 µm.



Familias de IF bifásicas (L+V) de origen secundario. Se presentan en microfracturas E-W, N65W y N45W, con relaciones de fases líquido: vapor de 6:1 a 12:1 clasificadas como tipo I (Figura 32), según Nash (1976) (Sección 3.2.1). Además, tiene movilidades de burbuja muy variables, formas ovaladas, circulares e irregulares y tamaños de 5 a 10  $\mu\text{m}$ .

Figura 32. Microfotografía especificando las IF bifásica (L+V) de origen secundario en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones. Presentan dirección E-W y relación 6:1 (líquido: vapor), clasificada como Tipo I. Presenta formas irregulares suaves y tamaños de 10  $\mu\text{m}$ .



Estas se disponen en tres familias de IF en las que dos presentan temperaturas semejantes de  $T_{hl}$  de 175 a 200°C con diferentes  $T_{fh}$  de -6 a -9,2°C y -12 a -19°C, mientras la otra familia de IF la  $T_{hl}$  es de 220 a 235°C y la  $T_{fh}$  de -6 a -10°C (Tabla 15). Los componentes de estas IF son muy afines con los del sistema químico  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ , ya que se hallaron  $T_{cfo}$  entre -50 y -62°C y  $T_{fhh}$  de -20 a -35°C (Tabla 15), las cuales se correlacionaron con dicho sistema, explicado en el apartado 3.2.5.

*Familia 1 de IF secundarias.* Las propiedades físicas y químicas de los componentes de la fase acuosa de estas IF, que se calcularon a través del programa BULK son las siguientes:

Volumen molar 20.8 cc/mol

Densidad 0.95 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia

H<sub>2</sub>O 0.934350

Na<sup>+</sup> 0.018339

Ca<sup>++</sup> 0.009657

Cl- 0.037653  
 Salinidad de la fase acuosa  
 %masa de NaCl: 5,99  
 %masa de CaCl<sub>2</sub>: 5,99  
 Molalidad de NaCl: 1,09  
 Molalidad de CaCl<sub>2</sub>: 0,57

Tabla 15. Datos microtermométricos (Thl, Tcfo, Tfhh, y Tffh) y sistema químico obtenidos para tres familias de IF bifásicas, perteneciente a venas de calcita dispuestas en la familia de fracturamiento MQ3, dentro de el Grupo Farallones.

Familia de IF	Thl	Tcfo	Tfhh	Tffh
1	230		-18	-6
	230	-58	-24	-7,1
	235	-53	-27	-9
	220	-50	-30	-10
2	200	-55	-28	-12
	190	-52	-27,5	-12,4
	200	-59	-25	-19
3	200	-53	-35	-7
	205	-62	-34	-7,4
	178	-65	-33	-9,2
	196	-60	N.O	-8
	198		-24	-6
	176	-53	-21	-7,8
	175	-57	-23,5	-6,5

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento de estas IF, se dieron en 278°C, 835 bares y 8.75 Km de profundidad (Tabla 16). Estas fueron calculadas en el corte de la isocora de dicha familia de IF, y el gradiente termobárico hidrostático (Figura 33). La relación de la presión y la temperatura de dicha isocora, se muestran en la Tabla 17.

Tabla 16. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 1 de IF, presente en venas de cuarzo que rellenan la familia de fracturas MQ3 del Grupo farallones.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
278 °C	835 bares	8.75 Km

Figura 33. Gráfico que muestra la intersección la curva isocora (color negro) de la Familia 1 de IF secundarias en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas MQ3 del Grupo Farallones, y el gradiente termobárico hidrostático (color azul).

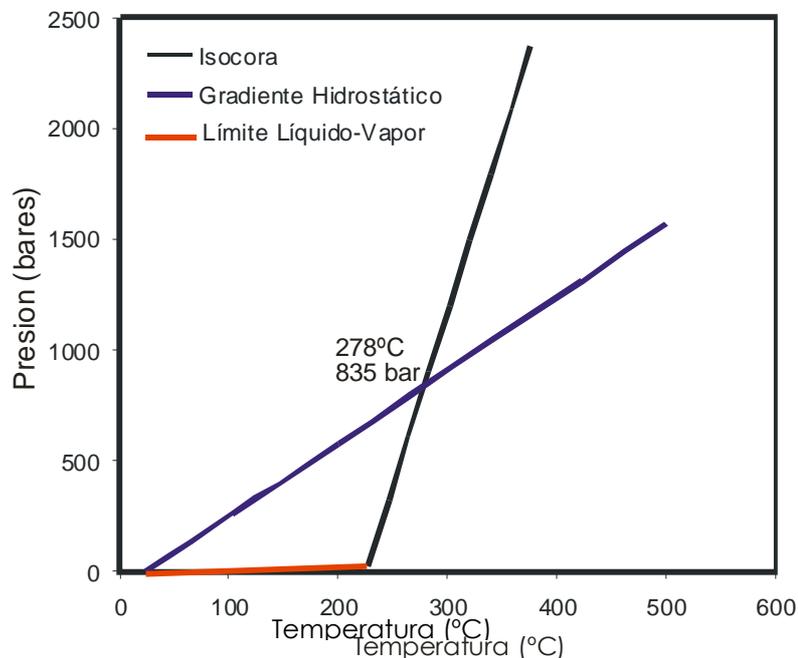


Tabla 17. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia ( $T_h$ ,  $T_{cfo}$  y  $T_{ffh}$ ) para el cálculo de la isocora de la Familia 1 de IF secundarias en venas de calcita de la familia de fracturas MQ3 dentro del Grupo Farallones.

T(°C)	P(bares)
227	22,691062
246	316,888775
264	611,086488
283	905,284202
302	1199,481915
320	1493,679628
339	1787,877342

*Familia 2 de IF secundarias.* Se caracteriza por las siguientes propiedades físicas de los componentes de la fase acuosa, calculadas con el programa BULK.

Volumen molar 20 cc/mol  
 Densidad 1.03 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia  
 H<sub>2</sub>O 0.9  
 Na<sup>+</sup> 0.028  
 Ca<sup>++</sup> 0.015

Cl- 0.057  
 Salinidad de la fase acuosa  
 % masa de NaCl: 9,08  
 % masa de CaCl<sub>2</sub>: 9,08  
 Molalidad de NaCl: 1,7  
 Molalidad de CaCl<sub>2</sub>: 0,9

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia de IF son 226°C, 663 bares y 6.7 Km de profundidad (Tabla 18). Estas condiciones son representadas por el corte de la isocora de esta familia y el gradiente termobárico hidrostático (Figura 34). Las diferentes condiciones de presión y temperatura de dicha isocora se calcularon mediante el programa ISOC (Tabla 19).

Tabla 18. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 2 de IF secundarias, en venas de cuarzo de la familia de fracturas dentro del Grupo farallones.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
226°C	663 bares	6,7 Km

Figura 34. Gráfico que muestra la curva isocora (color negro) de la Familia 2 de IF secundarias, en venas de calcita de la familia de fracturas MQ3 del Grupo Farallones, y el gradiente termobárico hidrostático (color azul). Las condiciones de formación de dicha familia de IF a partir del fluido circundante se representan por el corte de la isocora y el gradiente termobárico hidrostático.

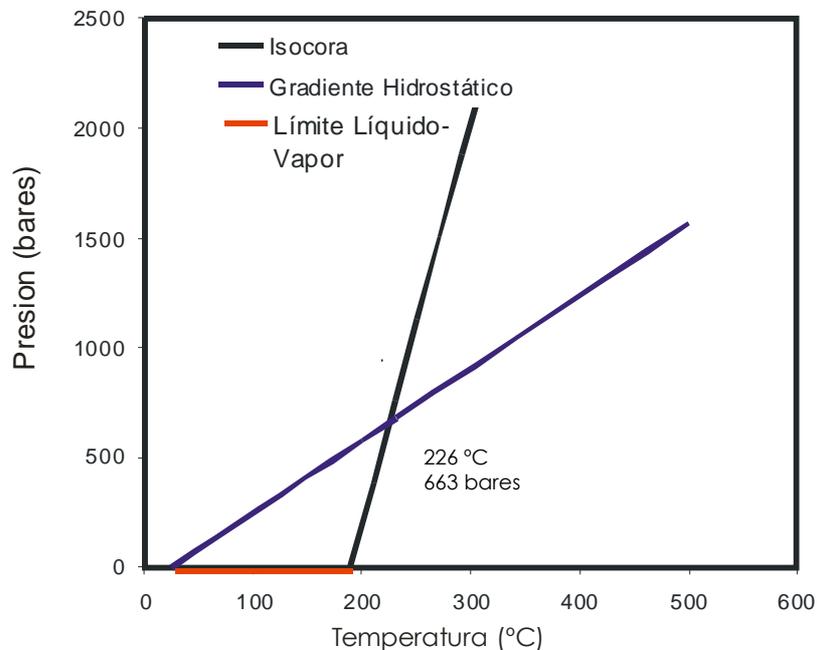


Tabla 19. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia (Th, Tcfo yTffh) para el cálculo de la isocora de la familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas MQ3 dentro del Grupo Farallones.

T(°C)	P(bar)
190	10,077392
210,4	383,483728
230,8	756,890063
251,2	1130,2964
271,6	1503,70274
292	1877,10907
312,4	2250,51541
332,8	2623,92174

*Familia 3 de IF secundarias.* Las propiedades físicas y químicas de los componentes de la fase acuosa son las siguientes:

Volumen molar: 20.1cc/mol

Densidad: 0.976 g/cc

Fraciones de cantidad de sustancia

H<sub>2</sub>O 0.937363

Na<sup>+</sup> 0.017498

Ca<sup>++</sup> 0.009214

Cl<sup>-</sup> 0.035926

Salinidad:

% masa de NaCl: 5.71

% masa de CaCl<sub>2</sub>: 5.71

Molalidad de NaCl: 1.04

Molalidad de CaCl<sub>2</sub>: 0.546

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento corregidas, obtenidas en la intersección de la curva isocora de esta familia de IF y el gradiente termobárico hidrostático (Figura 35), son 227°C, 668 bares y 6.7 km de profundidad (Tabla 20). Los datos de presión y temperatura que reflejan las posibles condiciones sufridas por las IF a través de su isocora, son mostrados en la Tabla 21.

Tabla 20. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 3 de IF secundarias, en venas de cuarzo que rellenan la familia de fracturas MQ3 dentro del Grupo farallones.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
227°C	668 bares	6,7 Km

Figura 35. Gráfico que muestra la curva isocora (color negro) de la Familia 3 de IF secundarias, presente en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones, y el gradiente termobárico hidrostático (color azul). Las condiciones de formación de dicha familia a partir del fluido circundante se representan por el corte de la isocora y el gradiente termobárico hidrostático.

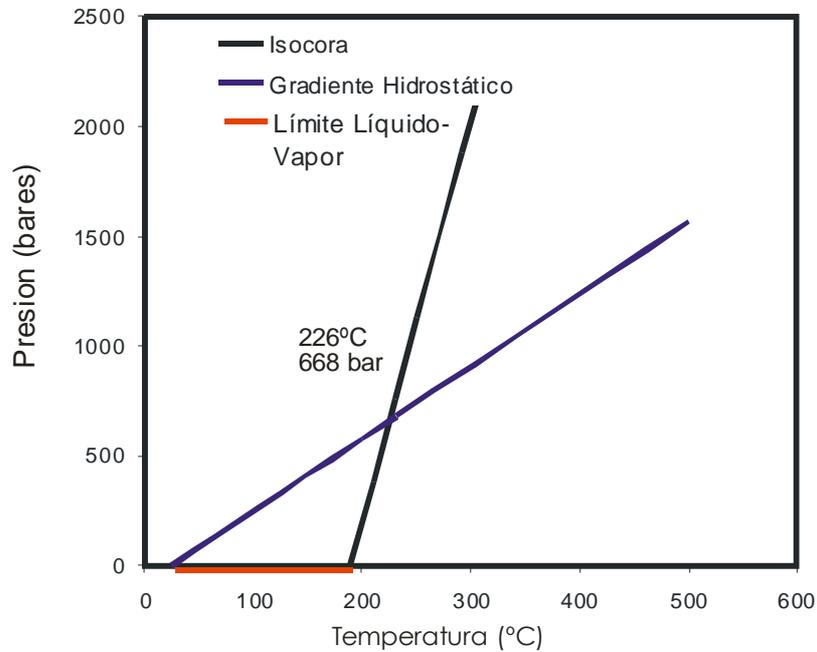


Tabla 21. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia ( $T_h$ ,  $T_{cfo}$  y  $T_{ffh}$ ) para el cálculo de la isocora de la Familia 3 de IF secundarias, encontrada en venas de calcita halladas en la familia de fracturas MQ3, dentro del Grupo Farallones.

T(°C)	P(bar)
190	10,077392
210,4	370,721657
230,8	731,365922
251,2	1092,01019
271,6	1452,65445
292	1813,29872
312,4	2173,94298
332,8	2534,58725
353,2	2895,23151

**Formación Lutitas de Macanal.** En esta formación se analizó la sección FF-G2-Δ38-M63, la cual pertenece a una vena de calcita que se dispone a lo largo de la familia de fracturas T1 de la Provincia Tesalia (ver sección 3.1.3).

Mediante el análisis petrográfico de las IF presentes en el relleno de esta familia de fracturas, se encontraron tres familias de IF en las que una

(Familia 1 de IF) está conformada por IF primarias? bifásicas y secundarias (bifásicas y trifásicas) y las otras tres por IF secundarias bifásicas (Tabla 22). El resumen de la petrografía característica de cada familia de IF se muestra en la Tabla 22, mientras la información microtermométrica y la respectiva interpretación (sistema químico y salinidad) se muestra en la Tabla 23. El detalle de cada familia de IF se muestra a continuación.

Tabla 22. Características petrográficas de las familias de IF presentes en la vena de calcita de la familia de fracturas T1 en la Formación Lutitas de Macanal.

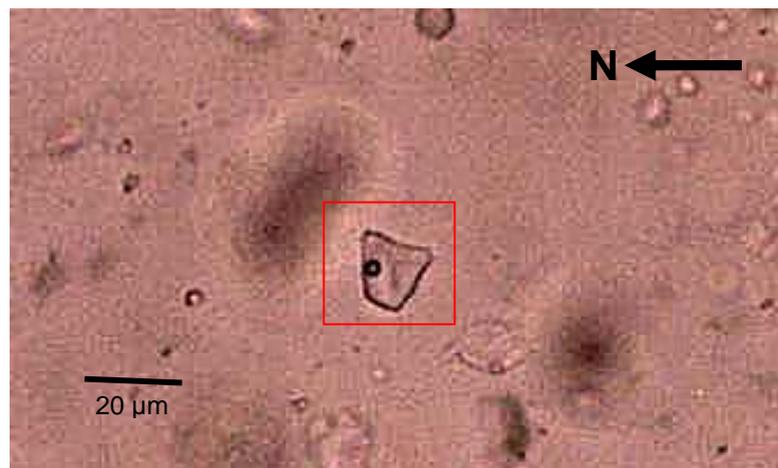
Tipo Genético de IF	Fases	Familia de IF	Relación líquido: vapor	Tipo (según Nash)	Movilidad de la burbuja	Forma	Tamaño (µm)
Primario(?)	L+V	Familia 1	variable	I	Nula	Trapezoidal y Hexagonal	5 a 15
Secundario	V						Ovaladas
	L+V		2:1 a 3:1	II	Nula	Ovaladas	5 a 10
	L+V+S		15:1	III	media	Irregulares	15
	L+V	Familia 2	6:1 a 8:1	I	Alta y baja	Circulares	5 a 10
	Familia 3						

Tabla 23. Clasificación de las familias de IF, halladas en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. MF= Mezcla de fluidos.

Formación	Tipo Genético de IF	Fases	Familia	Thl (°C)	Tcfo (°C)	Tffh (°C)	% peso sales	Sistema Químico
Formación Lutitas de Macanal	Primaria(?)	L+V	Familia 1	320 325	a -68	-7,5	10 NaCl 1 CaCl <sub>2</sub>	Mezcla de H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub> y (CH <sub>4</sub> +CO <sub>2</sub> +N <sub>2</sub> )?
	Secundaria	V		-	-	-	-	
		L+V		382 395	a -88	-8 a -11	?	
		L+V+S		170-185	-90	-12 a -14	?	
		L+V+S		170-190 Tf Sólido (?)	-40 a -47	-7 a -8	5 NaCl 6 CaCl <sub>2</sub>	
	L+V	Familia 2	160-175		-9 a -11	14 NaCl	H <sub>2</sub> O+NaCl	
		Familia 3	110-137		-11,5 a -13	16 NaCl		

**Familia 1 (Mezcla de paleofluidos) de IF.** Esta familia está conformada tanto por IF primarias (?) bifásicas, como por IF secundarias monofásicas, bifásicas y trifásicas, que se disponen como un grupo de IF sin orientación preferencial y con diferentes características petrográficas. En esta familia de IF, las primarias(?) bifásicas presentan una relación líquido:vapor muy variable desde 5:1 a 20:1 (Tipo I), movilidad de la burbuja baja a nula, formas trapezoidal y hexagonal, y tamaños de 5 a 15  $\mu\text{m}$  (Figura 36 y 37); las IF secundarias bifásicas se caracterizan por una relación líquido:vapor de 3:1 (Tipo II), movilidad nula de la burbuja, formas ovaladas y tamaños de pocos a 10  $\mu\text{m}$ , y las IF secundarias trifásicas tienen una relación líquido:vapor de 14:1, movilidad media de la burbuja, formas irregulares y tamaños de 15  $\mu\text{m}$  (Figura 38). Las IF secundarias monofásicas son gaseosas, tienen formas ovaladas y tamaños de 5 a 15  $\mu\text{m}$ .

Figura 36. Microfotografía mostrando una IF primaria(?) bifásica perteneciente a la Familia 1, presente en venas de cuarzo, que rellenan la familia de fracturas T1 en la Formación Lutitas de Macanal. Se presentan en IF dispuestas aisladamente, con relaciones de fases 15:1 (líquido: vapor). Se clasifica como Tipo I y además presenta tamaños de 17  $\mu\text{m}$  y forma trapezoidal.



Con respecto a las IF secundarias trifásicas, la visualización de la fase sólida se hizo, además de la obtenida a través de la petrografía microscópica, con petrografía electrónica. De acuerdo al análisis de petrografía microscópica, la fase sólida fue identificada como halita (Figura 36); mientras que mediante la técnica de la microscopía electrónica de barrido (SEM) (Figura 38), se analizó la composición de dicho sólido a través del respectivo espectro de composición (Figura 39), en el que se presentan picos de elementos como Ca, O, C, Mg y Fe, sugiriendo un compuesto de Carbonato de Ca y Mg.

Figura 37. Microfotografía mostrando las IF de la familia 1, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. Estas IF se orienta en dirección N-NW y contiene las fases Líquido: vapor con relación 14:1. Presenta formas rectangulares e irregulares y tamaños de 15  $\mu\text{m}$ . S= Sólido, L= Líquido y V= Vapor.

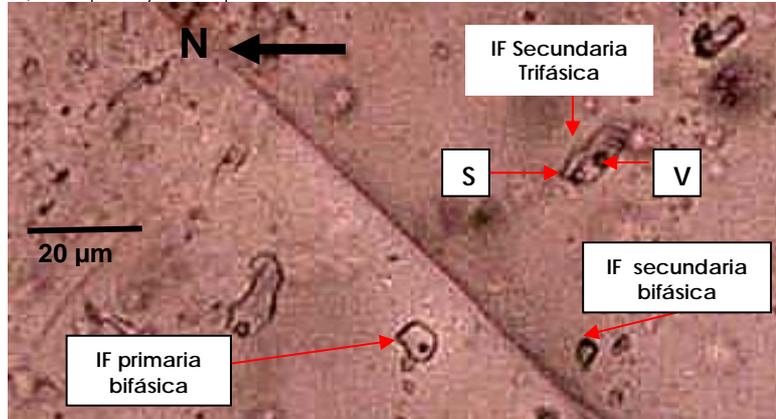


Figura 38. Microfotografía al SEM mostrando una IF trifásica perteneciente a la familia 1, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal. La fase sólida se compone de carbonatos de calcio y Mg. La escala mostrada (color negro) es de 2  $\mu\text{m}$ .



Las mediciones microtermométricas (Tabla 24) se distribuyen en cuatro subgrupos, los cuales corresponden a los cuatro tipos de IF (a excepción de IF monofásicas) presentes en esta familia de IF. Estas mediciones proporcionan  $T_{hl}$  de 382-395°C en unas IF secundarias bifásicas (1), 320-326°C en IF primarias(?) bifásicas, 170 a 185°C en otras IF secundarias bifásicas (2) y 170-190°C en IF secundarias trifásicas, a las cuales

corresponden las Tcfo de -88°C, -68°C, -78 a -100°C y -40 a -47°C respectivamente (Tabla 24).

Figura 39. Espectro de composición para las fases sólidas de las IF trifásicas de la familia 1 de IF, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la formación Lutitas de macanal. Se observan tres picos muy pronunciados de Ca, C y O, además de Fe y Mg; sugiriendo una composición de carbonatos de Ca y de Mg.

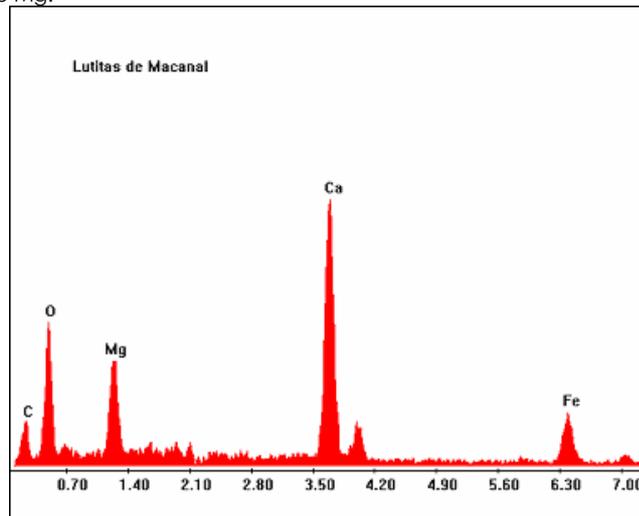


Tabla 24. Datos microtermométricos (Th, Tcfo, Tfh y Tffh) definidos para la familia 1 de IF, presente en la familia T1 de fracturas dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

Subgrupo de IF	Thl	Tcfo	Tfant	Tfhh	Tffh	Sistema Químico
Secundaria Bifásica (1)	395	-88	-39	-29	-8	H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub> + (CH <sub>4</sub> CO <sub>2</sub> +N <sub>2</sub> )?
	382	-87	-39	-26	-11	
Primaria(?) bifásica	320	-68		-22,1	-7,6	H <sub>2</sub> O+NaCl+ (CH <sub>4</sub> +CO <sub>2</sub> +N <sub>2</sub> )?
	326	-68		-17	-7,5	
Secundaria Bifásica (2)	180	-85	-57		-6	H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub> + (CH <sub>4</sub> CO <sub>2</sub> +N <sub>2</sub> )?
	185	-100	-60			
	175	-78		-26	-7,3	
	170	-91	-58	-25		
		-78		-21	-8	
	170	-93		-21		
Secundaria Trifásica		-80	-60		-5	
	182	-47		-24	-7	H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub>
	173	-45		-27	-7	
	175	-40		-27	-8	
	188	-40		-25	-8	
	188	-40		-25	-7,6	
	182			-29		
	190	-40				
179	-40			-7,2		

Del análisis de los datos microtermométricos se observa la presencia común de los componentes  $\text{CaCl}_2$  y  $\text{NaCl}$  en casi todos los subgrupos de IF. La presencia de  $\text{CaCl}_2$  está reflejada por la  $T_{\text{fant}}$  de  $-39^\circ\text{C}$  y  $-57$  a  $-60^\circ\text{C}$  (subgrupo IF secundarias bifásicas 1 y 2) y las  $T_{\text{cfo}}$  de  $-40$  a  $-47^\circ\text{C}$  correspondientes al subgrupo de IF secundaria trifásica. La presencia del  $\text{NaCl}$  está reflejada por las  $T_{\text{fhh}}$  de  $-26$  a  $-29^\circ\text{C}$ ,  $-21$  a  $-26^\circ\text{C}$ ,  $-17$  a  $-22.1^\circ\text{C}$ , y  $-24$  a  $-27^\circ\text{C}$  en los subgrupos de IF secundarias bifásicas 1 y 2, primaria(?) bifásica y secundaria trifásica, respectivamente.

Además de estos dos componentes, otros son evidenciados por las  $T_{\text{cfo}}$  de  $-87$  a  $-88^\circ\text{C}$  y  $-78$  a  $-100^\circ\text{C}$  en los subgrupos de IF secundarias bifásicas 1 y 2, y  $-68^\circ\text{C}$  en las IF primarias. Estas  $T_{\text{cfo}}$  posiblemente son el reflejo del equilibrio entre las temperaturas eutécticas de componentes incógnitos. Estos componentes posiblemente estarían representados por gases de temperaturas eutécticas tan bajas como las del  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{N}_2$ . Para definir con seguridad cuál o cuáles de estos componentes son los responsables de la fusión a de dichas temperaturas se recomienda utilizar otras técnicas (Análisis de Microsonda Raman).

La interpretación de los sistemas químicos de cada subgrupo de IF está basada en la presencia de los componentes antes mencionados, definiéndose el sistema  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$  para el subgrupo de IF secundarias trifásicas,  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+(\text{CH}_4+\text{CO}_2+\text{N}_2)?$  para las IF primarias(?) bifásicas, y el sistema  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+(\text{CH}_4+\text{CO}_2+\text{N}_2)?$  para el subgrupo de IF secundarias bifásicas 1 y 2. La concentración de cada componente está determinada por las  $T_{\text{fhh}}$  de  $-8$  a  $-11^\circ\text{C}$  y  $-5$  a  $-8^\circ\text{C}$  en las IF secundarias bifásicas 1 y 2,  $-7.5^\circ\text{C}$  en las IF primarias bifásicas y  $-7$  a  $-8^\circ\text{C}$  en las IF secundarias trifásicas.

Condiciones físicas de atrapamiento del paleofluido. El hecho de que en un mismo grupo de IF se presente un tipo de IF con composición  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+(\text{CH}_4+\text{CO}_2+\text{N}_2)?$  (secundarias bifásicas 1 y 2), uno con  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+(\text{CH}_4+\text{CO}_2+\text{N}_2)?$  (IF primaria bifásica) y otro con  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$  (secundarias trifásicas), sumado al otro hecho de que la homogenización de algunas de estas sea a tan altas temperaturas ( $382$  a  $395^\circ\text{C}$  en las IF secundarias bifásicas,  $320$  a  $326^\circ\text{C}$  en las IF primarias bifásicas), indican que estas IF representan la zona de contacto de dos fluidos inmiscibles, tal como ha sido reportado en estudios realizados en otras regiones (Touret, 1977).

Este autor experimentalmente vio en su estudio, que IF tomadas en dicha zona (compuestas de dos fluidos inmiscibles) homogenizan a

temperaturas más altas que las temperaturas de homogenización de las IF derivadas de fluidos originales (Lunar y Oyarzun, 1990). Además, afirma que el contenido de estas IF no representan los verdaderos porcentajes del fluido inicial.

De acuerdo a lo anterior, se puede decir que esta familia de IF es el producto de un fenómeno de mezcla entre dos fluidos inmiscibles de composición  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  y  $(CH_4+CO_2+N_2)$ ?, los cuales fueron atrapados simultáneamente como IF secundarias bifásicas que tienen proporciones de los dos fluidos  $(H_2O+NaCl+CaCl_2+(CH_4+CO_2+N_2))$  y como IF primarias bifásicas y secundarias trifásicas compuestas de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  (estas no reflejan el verdadero porcentaje del fluido inicial según Lunar y Oyarzun, 1990).

Las condiciones físicas de atrapamiento más cercanas a las verdaderas condiciones de atrapamiento de esta familia, estarían representadas por las experimentadas en las IF secundarias trifásicas; ya que estas presentan las  $T_h$  más bajas (170 a 190°C) obtenidas dentro de dicha familia de IF.

Los datos que representan el volumen molar, densidad, fracciones iónicas y salinidad de la fase acuosa de las IF secundarias trifásicas son:

Volumen molar: 19.95 cc/mol

Densidad: 0.98 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia:

H <sub>2</sub> O	0.94
Na <sup>+</sup>	0.015
Ca <sup>++</sup>	0.0097
Cl <sup>-</sup>	0.034

Salinidad de la fase acuosa

%masa de NaCl: 4.90

Molalidad NaCl: 0.88

%masa de CaCl<sub>2</sub>: 5.99

Molalidad CaCl<sub>2</sub>: 0.57

El atrapamiento de estas IF pudo darse a las máximas condiciones físicas de 214°C, 624 bares y 6,4 Km de profundidad (Tabla 25), obtenidas a partir del corte de la isocora de dichas IF con el gradiente termobárico

hidrostático de 30°C/Km (Figura 40). Los datos termobáricos de la isocora fueron obtenidos a partir del programa ISOC (Tabla 26).

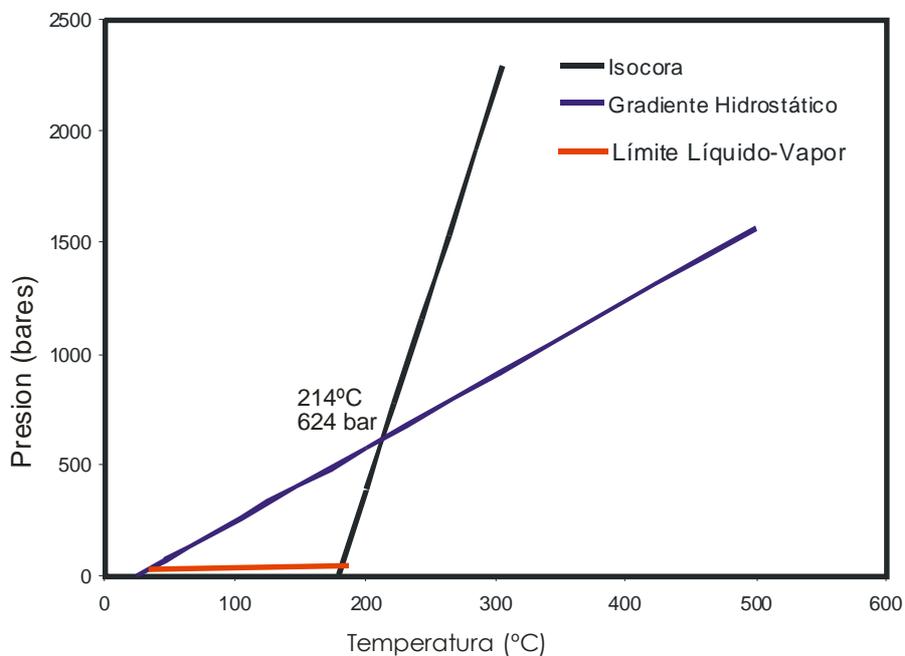
Tabla 25. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la familia 1 de IF trifásica, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas, dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
214 °C	624 bares	6,4 Km

Tabla 26. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia (Th, Tcfo y Tffh) para el cálculo de la isocora de la familia de IF trifásica de origen secundario, presente en una vena de calcita halladas en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

T(°C)	P(bar)
180	8,100916
201	389,758444
222	771,415972
243	1153,0735
264	1534,73103
285	1916,38856
306	2298,04608
579	7259,59394
600	7641,25147

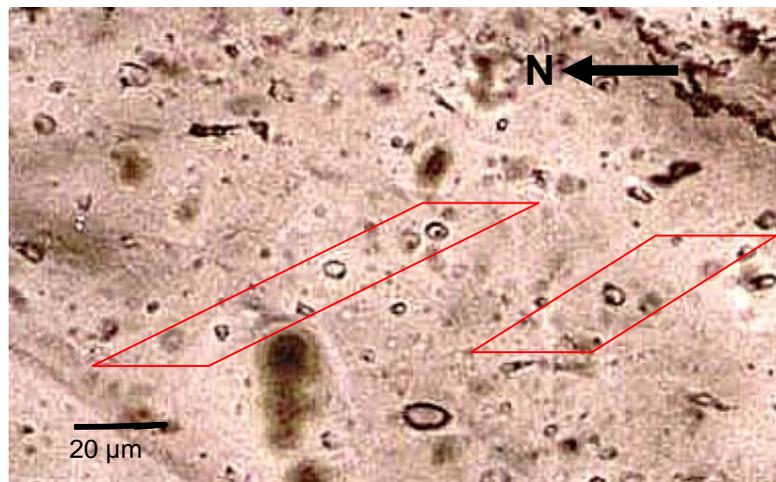
Figura 40. Gráfico que muestra la intersección de la isocora (color negro) de la familia 1 de IF, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal; con el gradiente termobárico hidrostático (color azul) de 30°C/100 bares.



**Familias de IF bifásica (L+V) de origen secundario.**

Familia 2 y 3 de IF de origen secundario. Estas dos familias de IF están dispuesta en alineaciones N20W y N45W, y se constituyen por dos fases con una relación (líquido: vapor:) entre 6:1 y 8:1; debido a la cual, se clasifica como Tipo I. Además, estas IF presentan alta a baja movilidad de la burbuja, formas circulares y tamaños de 5 µm (Figura 41)

Figura 41. Microfotografía especificando las familias 2 y 3 de IF bifásica de origen secundario, presentes en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas, dentro de la Formación Lutitas de Macanal. Estas familia se caracteriza por IF bifásicas orientadas N45W y relación de fases 8:1 (líquido: vapor), clasificada como Tipo I. Además tiene formas circulares y tamaños entre 3 y 5 µm.



Las mediciones realizadas en estas dos familia fueron cuatro (Tabla 27), en las que la Tcfo está entre -21,3 y -28°C, y por lo tanto el sistema químico apropiado es el H<sub>2</sub>O+NaCl.

Tabla 27. Datos microtermométricos (Th, Tcfo y Tfh) definidos para familia 2 y 3 de IF bifásicas de origen secundario, presentes en venas de calcita de la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

Familia	Thl	Tcfo	Tffh
2	175	-26	-11
	160	-22	-9
3	137	-21,3	-13
	110	-28	-11,4

*Condiciones fisicoquímicas de atrapamiento del paleofluido de la familia 2 de IF.* Las propiedades físicas y químicas de los componentes de la fase acuosa de estas IF, hallados mediante el programa BULK, se muestran a continuación.

Volumen molar 20.04 cc/mol  
Densidad 0.995g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia  
H<sub>2</sub>O 0.909  
Na<sup>+</sup> 0.0454  
Cl<sup>-</sup> 0.0454

Salinidad  
% masa de NaCl: 13,9  
Molalidad de NaCl: 2,77

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento son 197°C, 570 bares y 6,4 Km de profundidad (Tabla 28), las cuales están determinadas por las condiciones presentes en el punto de intersección de las curvas isocora de la familia de IF y el gradiente termobárico hidrostático (Figura 42). La curva isocora está definida por las condiciones termobáricas mostradas en la Tabla 29, las cuales se obtuvieron por medio del programa de ISOC.

Figura 42. Gráfico que muestra el corte del gradiente termobárico hidrostático (color azul) de 30°C/100 bares, y la isocora (color negro) de la Familia 2 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 de la Formación Lufitas de Macanal.

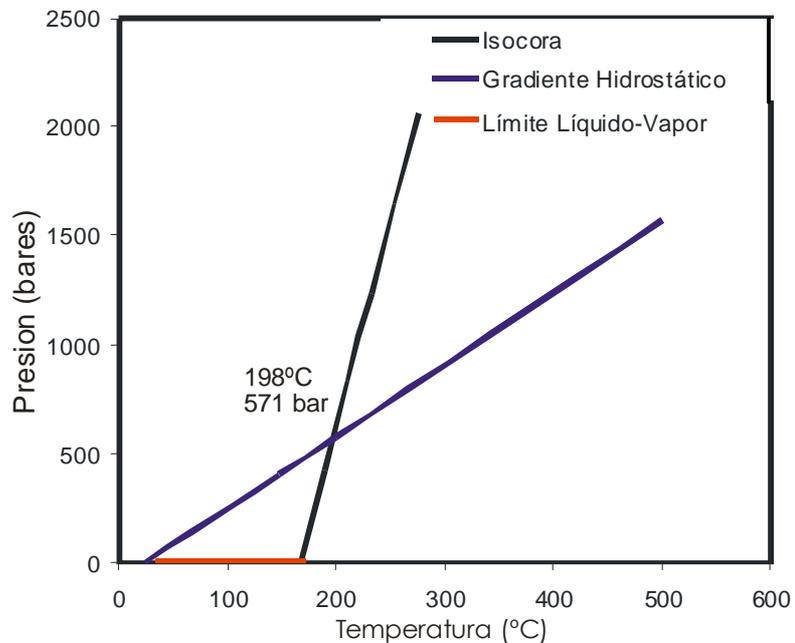


Tabla 28. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 2 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
198°C	571 bares	6,4 Km

Tabla 29. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia (Th, Tcfo yTffh) para el cálculo de la isocora de la Familia 2 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T1 de la Formación Lutitas de Macanal.

T(°C)	P(bar)
168	6,379837
189,6	417,942905
211,2	829,505973
232,8	1241,06904
254,4	1652,63211
276	2064,19518
297,6	2475,75825
319,2	2887,32131

*Condiciones físicas de atrapamiento del paleofluido de la familia 3 de IF.* Las propiedades físicas de los componentes de la fase acuosa fueron halladas mediante la utilización del programa BULK y se muestran a seguir.

Volumen molar: 19.4 cc/mol

Densidad: 1.042544 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia

H<sub>2</sub>O 0.893901

Na<sup>+</sup> 0.053049

Cl<sup>-</sup> 0.053049

Salinidad

% masa de NaCl: 16.2

Molalidad de NaCl: 3.29

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento de esta IF son 141°C, 382 bares y 3,9 Km. de profundidad (Tabla 30). Estas condiciones son deducidas de la Figura 43, a través del corte entre el gradiente termobárico hidrostático y la curva isocora de esta familia de IF. Los datos termobáricos de dicha isocora fueron hallados mediante el programa ISOC y se muestran en la Tabla 31.

Tabla 30. Condiciones máximas posibles de atrapamiento de la Familia 3 de IF de origen secundario, presente en una vena de calcita hallada en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
141°C	382 bares	3,9 Km

Figura 43. Gráfico que muestra el corte del gradiente termobárico hidrostático (color azul) de 30°C/100 bares, con la isocora (color negro) de la Familia 3 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T1, dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

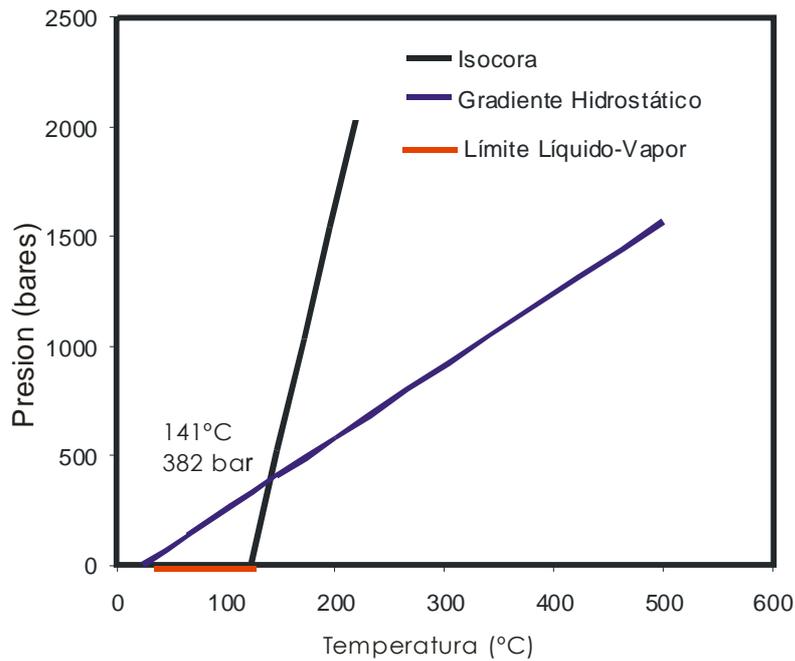


Tabla 31. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia ( $T_h$ ,  $T_{cfo}$  y  $T_{ffh}$ ) para el cálculo de la isocora de la Familia 3 de IF de origen secundario, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T1 dentro de la Formación Lutitas de Macanal.

T(°C)	P(bares)
123	4,548558
146,85	518,325273
170,7	1032,10199
194,55	1545,8787
218,4	2059,65542
242,25	2573,43214
266,1	3087,20885

**Formación Fómeque.** El análisis de IF de esta formación se realizó en las secciones FF-G2-Δ30-M50 y FF-G2-Δ28-M43, las cuales pertenecen a

venas de calcita correspondientes al relleno de la familia de fracturas T3 de la Provincia Tesalia (ver sección 3.1.3).

En estas venas se encontraron cuatro familias de IF de origen secundario, de las cuales una está constituida por solo líquido, dos por líquido+vapor, y la otra por sólido+líquido+vapor. El detalle de cada familia se desarrolla a continuación, el cual a manera de resumen se muestra en la Tabla 32 y 33.

Tabla 32. Características petrográficas de las familias de IF en venas de la Formación Fόμεque.

Familia de IF	Relación líquido:vapor	Tipo (según Nash)	Movilidad de la burbuja	Forma	Tamaño ( $\mu\text{m}$ )
Líquidas	-	-	-	Ovaladas	12
1 de origen Secundario	20:1	I	Nula	Ovalada	12
2 de origen secundario	4:1 a 5:1	I	Media a alta	Circulares y ovaladas	5 a 7

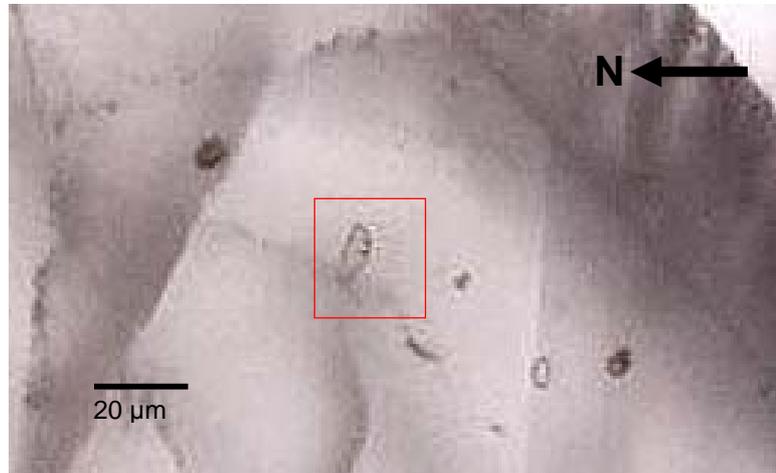
Tabla 33. Clasificación de las familias de IF secundarias, halladas en venas de calcita dispuestas que rellenan la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. S= sólido, L= líquido y V= vapor.

Formación	Familia de Fracturas	Tipo Genético IF	Fases	Familia	Thl ( $^{\circ}\text{C}$ )	Tcfo ( $^{\circ}\text{C}$ )	Tffh ( $^{\circ}\text{C}$ )	% peso sales	Sistema Químico
Fόμεque	T3 de la Provincia Tesalia	Secundaria	L+V	1	210	-23,5 a -24,5	-8,4 a -9,2	13,09 NaCl	$\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$
				2	110	-50	-6,2 a -8	6,53 NaCl 2,94 $\text{CaCl}_2$	$\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$
			L	-	-	-	-	$\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}(?)$	

### ***Familias de IF secundarias con líquido+vapor.***

Familia 1 de IF de origen secundario. En esta familia, las IF se caracterizan por mostrar una relación de fases de 20:1 (líquido:vapor), clasificada como tipo I. Presentan una nula movilidad de la burbuja y además son de color rosado con bordes de gran relieve, formas ovaladas y tamaños de 12  $\mu\text{m}$  (Figura 44).

Figura 44. Microfotografía especificando la familia 1 de IF, presente venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. Estas IF están caracterizadas por una relación de fases 20:1 (Líquido: Vapor). Presenta formas ovaladas y tamaños de 12  $\mu\text{m}$ .



Las mediciones realizadas fueron dos, cuya temperatura de homogenización a líquido promedio es de 210°C, mientras que el Tcfo y la Tffh son en promedio -24°C y -9°C respectivamente. (Tabla 34).

Tabla 34. Datos microtermométricos (Th, Tcfo y Tffh) para la familia 1 de IF, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque.

Thl	Tcfo	Tffh
210	-23,5	-8,4
212	-24,5	-9,2

El sistema químico que se obtuvo fue  $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ , teniendo en cuenta la Tcfo de -24°C y mediante las definiciones de dicho sistema químico presente en la sección 3.2.3.

*Condiciones físicas de atrapamiento del paleofluido.* Mediante el programa BULK se obtuvieron los datos concernientes a las salinidades, propiedades volumétricas (Volumen y densidad), y fracciones iónicas. Estos datos son presentados a continuación.

Volumen molar: 20.722639 cc/mol

Densidad: 0.955957 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia:

H<sub>2</sub>O 0.915029

Na<sup>+</sup> 0.042485

Cl- 0.042485  
 Salinidad de la fase acuosa  
 %masa de NaCl: 13.09  
 Molalidad NaCl: 2.58

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento esta familia de IF son 256°C, 762 bares y 7,8 Km de profundidad (Tabla 35). Estos datos fueron obtenidos a partir del corte de la isocora de la IF con el gradiente termobárico hidrostático (Figura 45), indicando que en estas condiciones, dicha familia acababa de ser formada por el fluido circundante. Los datos de la isocora son mostrados en la Tabla 36.

Tabla 35. Condición máximas posibles de atrapamiento de la familia 1 de IF secundarias, presente venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fómeque.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
256°C	762 bares	7,8 Km

Figura 45. Gráfico que muestra la curva isocora (color negro) de la familia 1 de IF, presente en venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fómeque; el gradiente termobárico hidrostático (color azul) y la curva de límite los campos líquido-vapor. Las condiciones de formación de dicha familia a partir del fluido circundante se representan por el corte de la isocora y el gradiente termobárico hidrostático.

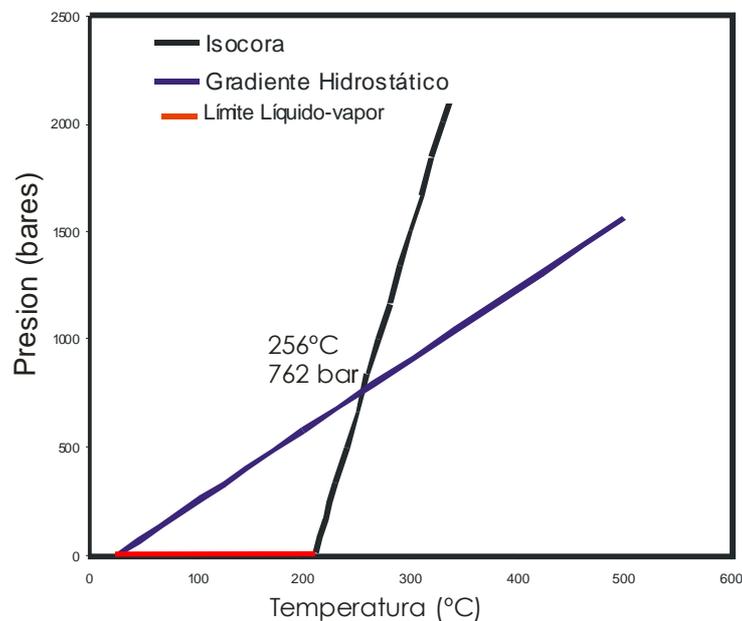


Tabla 36. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia ( $T_h$ ,  $T_{cfo}$  y  $T_{ffh}$ ) para el cálculo de la isocora de la familia 1 de IF secundarias, presente venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque.

T(°C)	P(bar)
211	16,11
220	166,576444
230	333,76212
240	500,947797
250	668,133474
260	835,319151
270	1002,50483
280	1169,6905
290	1336,87618
300	1504,06186
310	1671,24753
320	1838,43321
330	2005,61889
340	2172,80456
350	2339,99024

Familia 2 de IF de origen secundario. Las IF que conforman esta familia se caracterizan por una relación de fases (líquido: vapor) entre 4:1 y 5:1. Además presentan movilidad media a alta en la burbuja, formas circulares y ovaladas, y tamaños de 4 a 7  $\mu\text{m}$  (Figura 46).

Figura 46. Microfotografía indicando la Familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. Está compuesta de IF caracterizadas por exhibir una orientación E-W y una relación de fases 5:1 (Líquido: Vapor). Presenta formas circulares y tamaños de 4  $\mu\text{m}$ .



Algunas IF de esta familia (Observadas empleando la técnica de la microscopía electrónica de barrido (SEM)) presentan un sólido atrapado de aproximadamente 1  $\mu\text{m}$  (Figura 47). La composición de este sólido

está determinada por el espectro mostrado en la Figura 48, en la cual se observan picos muy pronunciados para los cationes de Ca y un poco menor para los de C, O, Mg y Fe. Lo anterior indica que los minerales hijos presentes en estas IF son compuestos de Carbonatos.

Figura 47. Microfotografía al SEM, mostrando una IF representativa de una familia de IF trifásica Tipo III de la familia 2 de IF, presente en venas de calcita, halladas en la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque, la cual presenta una fase solida de carbonatos, con características morfológicas irregulares suaves.

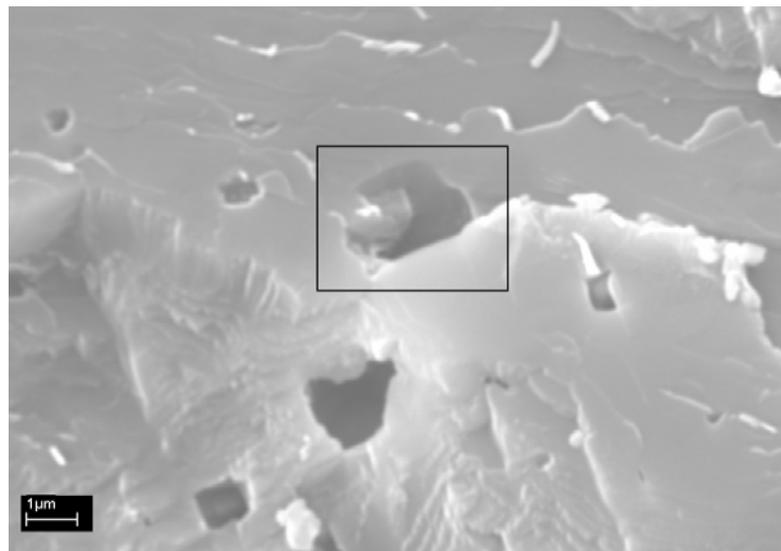
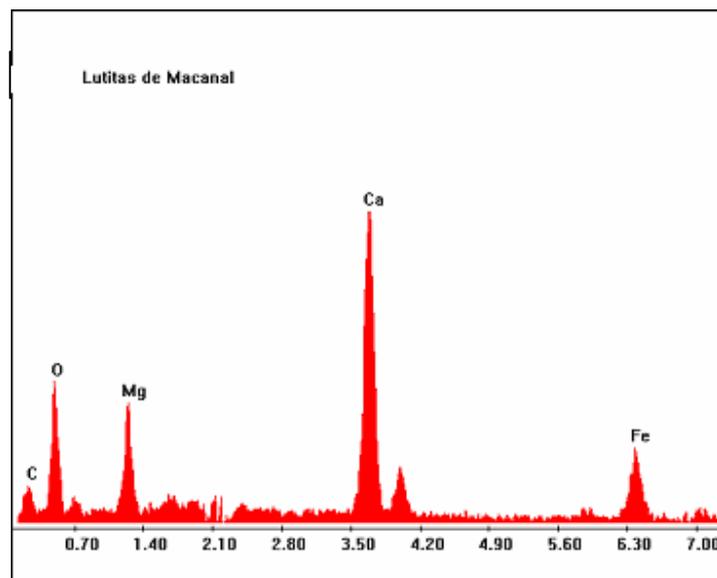


Figura 48. Espectro de composición para la fase sólida una IF trifásica de la familia 2 de IF, presente en venas de calcita, halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fόμεque. Se observan picos muy pronunciados de Ca y un poco menores de C, O, Mg y Fe; sugiriendo una composición de carbonatos de Ca y de Mg.



En esta familia se hicieron dos mediciones, en las cuales la temperatura de homogenización promedio (Thl) encontrada fue de 110 a 115°C, el punto de comienzo de fusión observada (Tcfo) se halló a una temperatura de -50°C y la última fusión (Tffh) quedó registrada de -6 a -8°C (Tabla 37).

Tabla 37. Datos microtermométricos (Th, Tcfo y Tffh) obtenidos para la familia 2 de IF, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fómeque.

Thl	Tcfo	Tffh
110	-50	-8
115	-50	-6,2

*Condiciones físicas de atrapamiento del paleofluido.* Con base en la temperatura de comienzo de fusión observada de -50°C, el sistema químico más apropiado es  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ , según los criterios para definir un sistema, dados en la sección 3.2.5. La información concerniente a las propiedades físicas, fracciones iónicas y proporciones de componentes en la fase acuosa, que fueron halladas mediante el programa BULK son:

Volumen molar: 19.122550 cc/mol

Densidad: 1.009750 g/cc

Fracciones de cantidad de sustancia:

H<sub>2</sub>O 0.945345

Na<sup>+</sup> 0.020368

Ca<sup>++</sup> 0.004640

Cl<sup>-</sup> 0.029647

Salinidad de la fase acuosa

%masa de NaCl: 6.53

Molalidad NaCl: 1.20

%masa de CaCl<sub>2</sub>: 2.94

Molalidad CaCl<sub>2</sub>: 0.27

Las condiciones máximas posibles de atrapamiento corregidas son 130°C, 350 bares y 3,6 Km de profundidad (Tabla 38), las cuales están determinadas por las condiciones presentes en el punto de intersección de las curvas isocora de la familia de IF y el gradiente termobárico hidrostático (Figura 49). La curva isocora esta definida por las

condiciones termobáricas mostradas en la Tabla 39, las cuales se obtuvieron por medio del programa de ISOC.

Tabla 38. Condiciones máximas posibles de atrapamiento para la familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fômeque.

Temperatura Atrapamiento	Presión de Atrapamiento	Profundidad
130 °C	350 bares	3,6 Km

Figura 49. Representación gráfica de la curva isocora (color negro) de la familia 2 de IF secundarias, presente en venas de calcita de la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fômeque; y el gradiente termobárico hidrostático (color azul) de 30°C/100 bares. Estas curvas se cortan en un punto donde las condiciones de presión y temperatura son las condiciones de atrapamiento de la familia de IF.

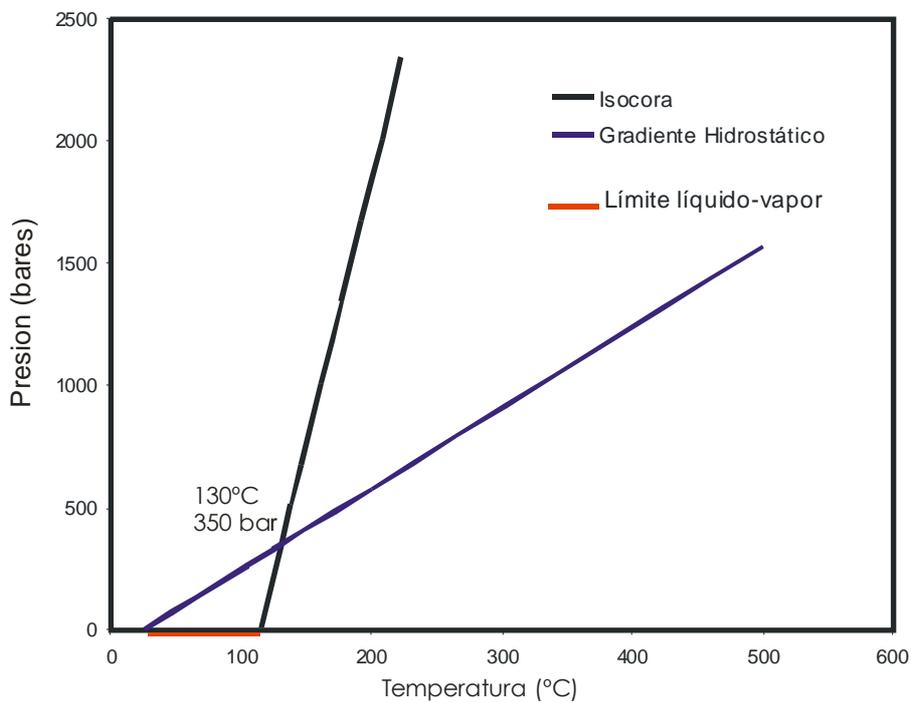
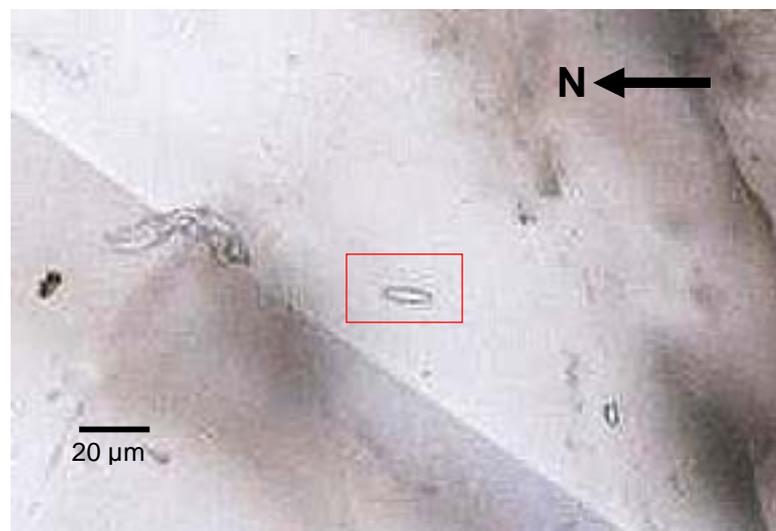


Tabla 39. Valores de presión y temperatura obtenidos a partir de las temperaturas de referencia (Th, Tcfo yTffh) para el cálculo de la isocora de la familia 2 de IF presentes en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3, dentro de la Formación Fômeque.

T(°C)	P(bar)
115	4,714637
130,4	338,745483
145,8	672,776329
161,2	1006,80718
176,6	1340,83802
192	1674,86887
207,4	2008,89971
222,8	2342,93056

**Familias de IF secundarias líquidas.** Esta familia de IF se presenta en formas ovaladas, tamaños de 12  $\mu\text{m}$ , relieve medio, constituida por una fase líquida incolora (Figura 50). A pesar de no obtenerse información de las Th, Tfh y otras, se sugiere una temperatura de atrapamiento cercana a las de superficie de 50°C (Goldstein Y Reynolds, 1994) y una composición de  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}(\text{?})$  ya que es el componente más común en los fluidos de la corteza terrestre.

Figura 50. Microfotografía indicando la familia de IF secundarias líquidas, presente en venas de calcita halladas en la familia de fracturas T3 dentro de la Formación Fόμεque. Presenta formas ovaladas y tamaños de 12  $\mu\text{m}$ .



**3.2.4 Resumen Del Estudio De IF.** El estudio de inclusiones fluidas realizado en el Grupo Farallones y las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque, arrojó una serie de familias de IF con sus correspondientes sistemas químicos junto con las temperaturas, presiones y profundidades máximas posibles de atrapamiento. Esta serie de familias de IF se encuentra distribuida de la siguiente manera (Tabla 40).

En el Grupo Farallones se encontraron cinco familias de IF de origen secundario (cuatro bifásicas y una monofásica líquida) y una de origen primario (bifásica). De estas familias de IF, una familia de IF secundaria bifásica y una de IF primaria? bifásica se encontraron en una vena de cuarzo dispuesta en la familia de fracturas MQ1 de la Provincia Quetame; mientras las otras cuatro secundarias (tres bifásicas y una monofásica) se encontraron en una vena de calcita dispuesta en la familia de fracturas MQ3 de dicha provincia.

Tabla 40. Cuadro que ilustra en cada formación las condiciones máximas posibles de atrapamiento (gradiente termobárico hidrostático) y salinidad de los fluidos que la atravesaron. Estos fueron hallados mediante datos como el sistema químico y las Th de las IF. Th= Temperatura mínima de atrapamiento de IF, Pmpa =profundidad máxima posible de atrapamiento.

Patrón de Fracturas	Formación	Tipo Genético de IF	Sistema Químico	% Sales	Th(°C)	Condiciones Máximas de Atrapamiento (Gradiente termobárico hidrostático 30°C/Km)		
						T (°C)	P(bares)	Pmpa (Km)
T3	Fómeque	Secundaria	H <sub>2</sub> O+NaCl	13	210	256	762	7,8(?)
			H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub>	9	110	130	350	3,6
T1	Macanal	Mezcla de Fluidos (secundarias y primarias(?))	H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub> y (CH <sub>4</sub> +CO <sub>2</sub> +N <sub>2</sub> )?	11	170-190	214	624	6,4
				16	110-140	140	382	3,9
MQ1	Grupo Farallones	Primaria(?)	H <sub>2</sub> O+NaCl	9,2	230	292	882	9
		Secundaria	H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub>	12	220-235	277	835	8,5
MQ3		Secundaria	H <sub>2</sub> O+NaCl+CaCl <sub>2</sub>	14	175-200	223	653	6,7

De las dos familias de IF bifásicas encontradas en la vena de las fracturas MQ1, la de origen primario (?) se caracteriza por un sistema químico NaCl+H<sub>2</sub>O y fue atrapada a condiciones máximas posibles de 292°C, 882 bares y 9 Km de profundidad; y la otra es de origen secundario con sistema químico NaCl+CaCl<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O, y fue atrapada a Th de 175 a 196°C y condiciones máximas posibles de 223°C, 653 bares y 6,7 Km de profundidad.

En cuanto a las cuatro familias de IF encontradas en la vena de calcita de las fracturas MQ3, las tres familias de IF bifásicas pertenecen al sistema químico NaCl+CaCl<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O, de las cuales una se atrapó a Th de 220 a 235°C y máximas condiciones de 278°C, 835 bares y 8,5 Km de profundidad, mientras que las otras dos familias de IF lo hicieron a Th de 175 a 200°C y condiciones máximas de 226°C, 663 bares y 6,7 Km de profundidad. La familia de IF líquidas es el producto de un fluido circulante a profundidades cercanas a superficie.

Es importante tener en cuenta que en el Grupo Farallones, las IF secundarias bifásicas realmente estarían conformando dos familias de IF con composición de NaCl+CaCl<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O, una representada por las IF secundarias presentes en venas de fracturas MQ1 (Thl de 175 a 196°C) y las IF secundarias bifásicas dispuestas en venas de las fracturas MQ3 (con Th de 175 a 200°C). La otra familia de IF, estaría representada por

las IF secundarias con ThI de 220 a 235°C, dispuestas en venas de las fracturas MQ3 (Tabla 40). Por otro parte, las IF primarias (?) en las venas dispuestas en las fracturas MQ1 conforman una tercera familia de IF.

En la Formación Lutitas de Macanal se estudiaron dos familias de IF de origen secundario bifásicas (familias 2 y 3); y una familia que representa una mezcla de fluidos, la cual está conformada por IF secundarias (monofásicas, bifásicas y trifásicas) y primarias (?) bifásicas (Familia 1). Estas familias de IF fueron encontradas en una vena de calcita dispuesta en la familia de fracturas T1 de la Provincia Tesalia. La Familia 1 de IF (fenómeno de mezcla de fluidos) está compuesta por el sistema químico  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}+(\text{CH}_4+\text{CO}_2+\text{N}_2)?$ , y se atrapó a condiciones máximas posibles de 214°C, 624 bares y 6,4 Km de profundidad.

Las dos familias (familias 2 y 3) de origen secundario pertenecen al sistema químico  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$  y se atraparon en condiciones máximas de 140°C, 382 bares y 3,9 Km de profundidad y 197 °C, 570 bares, y 5,8 Km de profundidad.

En la Formación Fómeque se encontraron tres familias de IF de origen secundario en dos venas de calcita dispuestas en la familia de fracturas T3 de la Provincia Tesalia, de las cuales dos se constituyen de líquido+vapor y una de solo líquido. De la familia de IF con líquido no se obtuvieron datos microtermométricos, sin embargo, en las familias con líquido+vapor se presentan los sistemas químicos  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$  y  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$  atrapadas a máximas condiciones de 256°C, 762 bares y 7,8 Km, y 130°C, 350 bares y 3,6 Km de profundidad, respectivamente.

**3.2.5 Diagramas de fases para sistemas químicos de referencia.** Existen algunos sistemas químicos muy comunes en la naturaleza y que han sido objeto de numerosas publicaciones. Dentro de estas publicaciones, las mas recientes son las de Davis et al., (1990) y la de Goldstein y Reynolds (1994). Se puede resumir las consideraciones postuladas por estos autores dentro de las Tabla 41.

Teniendo en cuenta los datos de la Tabla 41; los sistemas mas comunes son  $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{NaCl}+\text{MgCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ . Cuando se presentan puntos eutécticos entre -30 y -20°C, entonces el sistema más adecuado sería el de  $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ . Dentro de ese rango de temperaturas también cabría un sistema  $\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ , sin embargo, es más común la presencia del NaCl en la naturaleza (Goldstein y Reynolds, 1994). Si las

temperaturas para el punto eutéctico están entre  $-52$  y  $-40^{\circ}\text{C}$ , el sistema apropiado sería el de  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ ; en la mayoría de cuencas sedimentarias este es un sistema muy común. Si la temperatura del punto eutéctico se encuentra entre  $-40$  y  $-30^{\circ}\text{C}$  y además se observa un punto de fusión intermedio, el sistema puede ser definido como  $\text{NaCl}+\text{MgCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ .

Tabla 41. Cuadro que relaciona los sistemas químicos con las temperaturas eutécticas en condiciones estables y metaestables durante el calentamiento a bajas temperaturas. Tomado de Goldstein y Reynolds (1994).

SYSTEM	First Melting - $T_e$ T °C -----> lower
NaCl-H <sub>2</sub> O	stable -21.2 metastable -28 observed (-21.1 to -21.2) (-28 to -35)
NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O	stable -52 metastable -70 observed (-47 to -53) (-70 to -85) -90
NaCl-MgCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O	stable -35 metastable (-37 to -55) observed (-33 to -40) (-45 to -50) -80 (-70 to -80)
NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O	stable -22.9 metastable -28 observed (-23.0 to -23.4)
NaCl-CaCl <sub>2</sub> -MgCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O	stable -57 metastable observed

Para determinar las concentraciones de los componentes que integran el sistema químico, debe emplearse su correspondiente diagrama de fases y el registro de la temperatura a cual ocurre la última fusión.

Un diagrama de fases es una representación de alguna variable termodinámica, normalmente la temperatura, frente a la concentración. Su utilidad radica en que muestra las fases que presenta un sistema químico a diferentes temperaturas, presiones y composiciones Goldstein y Reynolds (1994).

Aparte de conocer las fases que pueden estar presentes a diferentes composiciones y temperaturas; un diagrama de fases permite averiguar la solubilidad, en el estado sólido y en el equilibrio, de un elemento (o compuesto) en otro y conocer la temperatura a la cual comienzan a fundirse las diferentes fases (punto eutéctico) Goldstein y Reynolds (1994).

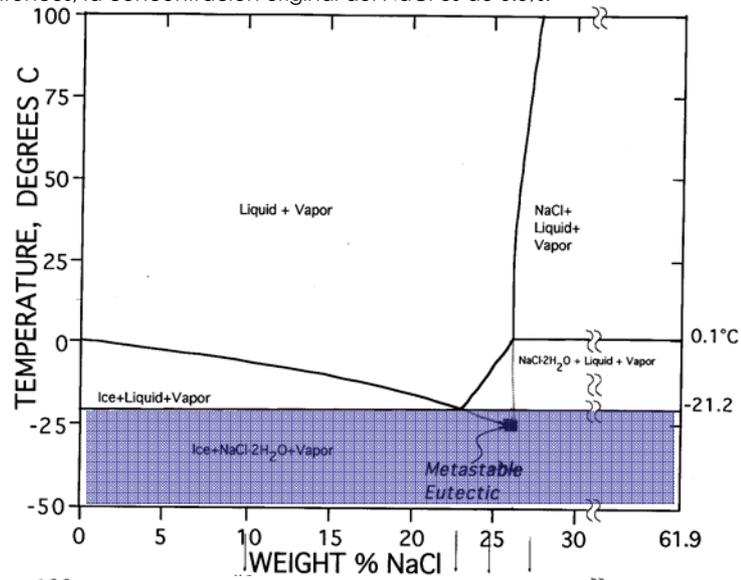
De manera que si se tiene la temperatura de última fusión para una IF, se podrá obtener la concentración de la solución a partir de la cual fue formada.

A continuación se hace referencia a algunos sistemas en los cuales se puede determinar dicha concentración de sales, a partir de sus correspondientes diagramas de fases.

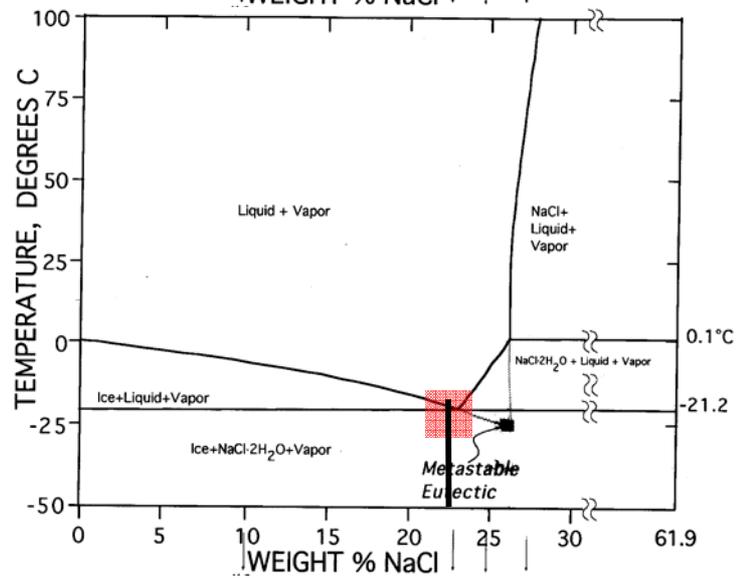
**Sistema H<sub>2</sub>O-NaCl.** Considérese una IF tipo I compuesta a temperatura ambiente (25°C) por una fase líquida, NaCl+H<sub>2</sub>O, por vapor de H<sub>2</sub>O y que el contenido de NaCl sea inferior a 23.2% en peso (su correspondiente diagrama de fases para temperaturas bajas se observa en la Figura 51), si la IF es enfriada hasta alcanzar su congelamiento, la fase líquida se convertirá en un sólido que estará compuesto por Hielo+Hidrohalita. La fase gaseosa seguirá estando presente (Figura 51a). Si gradualmente se comienza a subir la temperatura, la Hidrohalita se fundirá a una temperatura de -21.2°C (punto eutéctico), coexistiendo dentro de la IF tres fases: Vapor+Hielo+líquido. La fase líquida presente será producto de la fusión de la Hidrohalita y por ende será una solución de NaCl+H<sub>2</sub>O con un contenido de NaCl de 23,2% en peso (Figura 51b). A partir de la temperatura del punto eutéctico, el hielo comenzará a fundirse rebajando la concentración del NaCl progresivamente dentro de la fase líquida presente (Figura 51c). En el momento en que todo el hielo se funde, la fase líquida recobrará su composición original y es por eso que la temperatura registrada en la última fusión será la utilizada para determinar el porcentaje del NaCl presente en la solución Goldstein y Reynolds (1994).

**Sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>.** Como se mencionó anteriormente este sistema se determina a una temperatura eutéctica de -52 más o menos 5°C, en equilibrio estable. Pero un comportamiento metaestable puede ocurrir a -70°C, al presentarse alguna fusión del hielo y reaccionar con CaCl<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O para formar CaCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O (antartiticitá). Esta última fusionaría normalmente a -52°C. Además, si hay presencia de halita en la IF (a bajas temperaturas), durante el calentamiento, el sistema sigue siendo metaestable hasta el punto en que esta reaccione con líquido para formar hidrohalita y convertirse en un sistema estable Goldstein y Reynolds (1994).

Figura 51.(a) a temperaturas mayores al punto eutéctico la IF estará compuesta por dos fases: sólida (Hidrohhalita+Hielo) y gaseosa (Vapor). b) Cuando se alcanza el punto eutéctico, la IF estará compuesta por tres fases: sólida (Hielo), líquida (solución salina) y gaseosa (vapor). La temperatura a la cual se encuentra el punto eutéctico en este sistema es aproximadamente  $-21.2^{\circ}\text{C}$ , la cantidad de NaCl dentro de la solución, según el gráfico, será de 23,2%. c) A partir del punto eutéctico, el hielo comenzará a fundirse disminuyendo gradualmente la concentración de NaCl dentro la solución. Suponiendo que la fusión final del hielo se produjo a  $-4^{\circ}\text{C}$ , entonces, la concentración original del NaCl es de 5.5%.

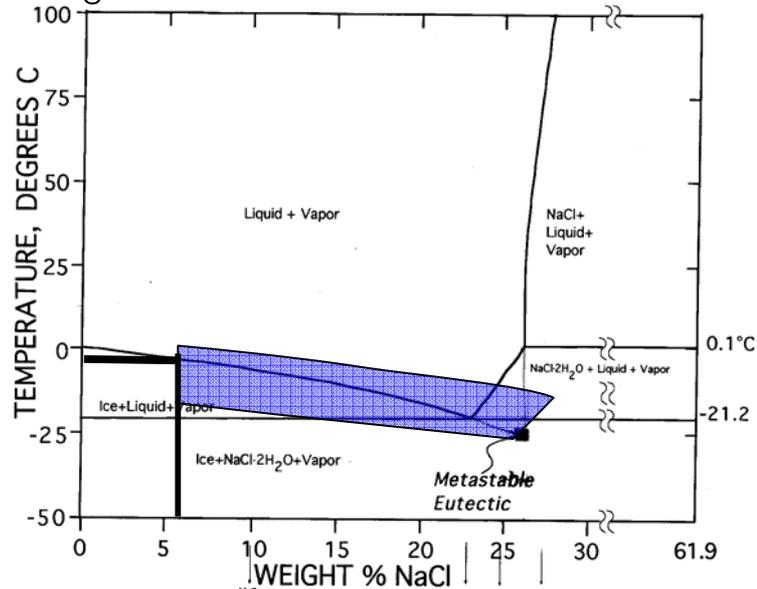


a.



b.

Continuación Figura  
51



Tomado de Goldstein Y Reynolds (1994)

**Cálculo de la relación de sales y su concentración.** Los datos más importantes en la determinación de la concentración de sales (%NaCl + CaCl<sub>2</sub>) y la relación NaCl/NaCl+CaCl<sub>2</sub>, son la temperatura de fusión de la hidrohálita (temperatura cotéctica) y la temperatura de fusión del hielo Goldstein y Reynolds (1994).

Como se conoce que el sistema en la IF es H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>, entonces se utiliza el diagrama de fases provisto por Goldstein y Reynolds (1994) para realizar dichos cálculos (Figura 52, a y b).

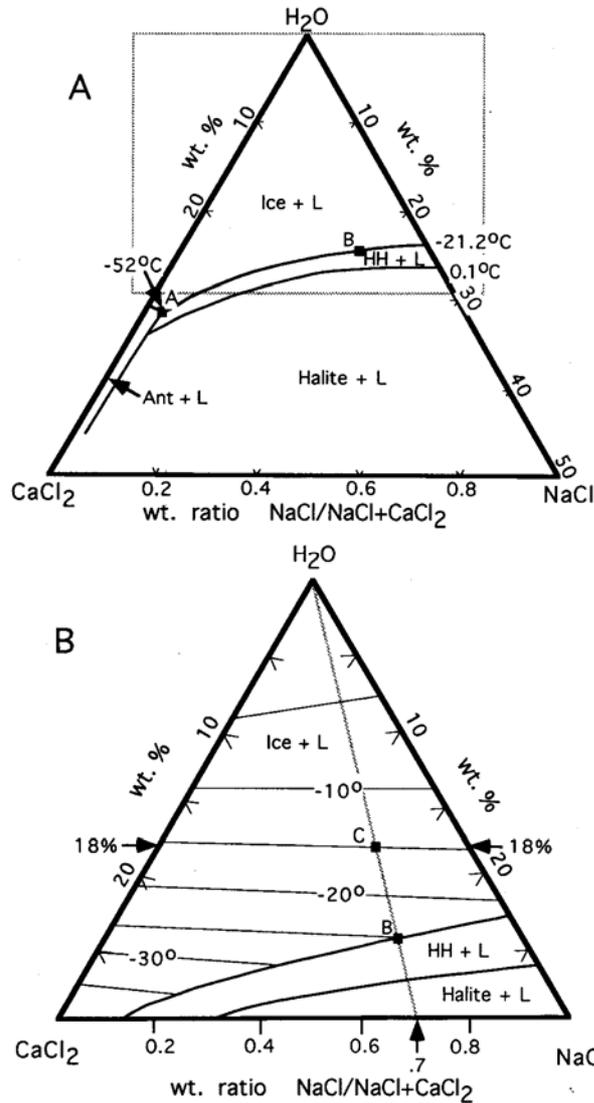
En este diagrama de fases se observan cuatro campos (hielo+líquido, hidrohálita + líquido, halita + líquido, y antárticita + líquido) y sus respectivos límites, a lo largo de los cuales la IF es descrita durante el calentamiento desde temperaturas bajas (Figura 52a).

En el congelamiento las fases que coexistirán son la antárticita, hidrohálita, hielo y vapor. Si el comportamiento del sistema es estable, en -52°C (punto A, Figura 52a) toda la antárticita funde (coexistiendo las fases líquido (H<sub>2</sub>O+CaCl<sub>2</sub>), vapor, hidrohálita y hielo) Goldstein y Reynolds (1994).

Con el aumento de la temperatura el sistema seguirá la curva A-B (Figura 52a), teniendo en cuenta que en el punto (B) se producirá la fusión de la hidrohálita (coexistiendo líquido (H<sub>2</sub>O+CaCl<sub>2</sub>+NaCl), hielo y

vapor). Si sigue aumentándose la temperatura, la relación NaCl/ (NaCl+CaCl<sub>2</sub>) se mantendrá constante. Por lo tanto, en la proyección de B en el eje de la relación NaCl/ (NaCl+CaCl<sub>2</sub>) se encontrará el porcentaje de cada sal en la IF Goldstein y Reynolds (1994) (Figura 52b).

Figura 52. Diagrama de fases en equilibrio para el sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>. L=líquido; An= antarctocita; HH=hidrohalita. A) Diagrama mostrando el comportamiento del cambio de fases de dicho sistema (desde punto A (T eutéctica) hasta B (T cotéctica o intermedia)). B) Detalle del diagrama de fases, mostrando las trayectorias AB y BC (intervalos de cambios de fases), cuyos puntos B y C corresponden a las Temperaturas de fusión de la hidrohalita (HH) y el hielo respectivamente (representadas por el corte con las isothermas).



Goldstein Y Reynolds (1994)

Con el calentamiento, luego de la fusión de la hidrohalita, el hielo seguirá fusionándose, disminuyendo así la concentración de la fase

líquida hasta llegar a la temperatura de fusión del hielo, donde en adelante será constante (coexistiendo líquido ( $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ ) y vapor)( Goldstein y Reynolds, 1994).

Finalmente, la concentración de las sales estará determinada por el punto C (corte de la isoterma de fusión del hielo con la línea de proyección de B con el eje  $\text{H}_2\text{O}$ ) en el diagrama de fases (Figura 51b).

#### 4. INTERPRETACION

La Historia del flujo de paleofluidos a través del fracturamiento a lo largo de la secuencia estratigráfica presente en la transecta San Luis de Gaceno – Santa María, puede describirse de una manera aproximada, si la información primaria derivada del estudio del fracturamiento y las IF, se enlaza con los factores físicos y geológico-evolutivos de dicha secuencia estratigráfica.

Los patrones de fracturamiento dentro de la transecta San Luis de Gaceno – Santa María se desarrollaron asociados a los principales eventos deformativos regionales, que han sucedido en intervalos definidos a lo largo del tiempo geológico (Tabla 42). Hoy en día las diaclasas asociadas a los eventos deformativos más tempranos no conservan algunas de sus características geométricas iniciales, debido a todos los procesos estructurales desarrollados durante las fases de deformación posteriores.

Tabla 42. Cuadro que ilustra la relación de los patrones de fracturamiento con su orientación, formación que afecta y el respectivo evento y edad donde se originó.

Patrón	Orientación Actual	Formación	Evento	Edad
T4	N60W/67SW	L. Macanal	Orogenia Andina último pulso	Mioceno-presente
		Fómeque		
T3	N25E/89SE	L. Macanal	Orogenia Andina último pulso	Mioceno-presente
		Fómeque		
T2	N8E/41SE	L. Macanal	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
		Fómeque		
T1	N87E/39SE	L. Macanal	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
		Fómeque		
MQ4	N40E/72SE	Farallones	Orogenia Andina último pulso	Mioceno-presente
MQ3	N4E/36NW	Farallones	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?
MQ2	N54W/80NE	Farallones	Orogenia Andina último pulso	Mioceno-presente
MQ1	N82E/45NW	Farallones	Orogenia Andina primer pulso	Eoceno sup.?

La presencia de IF tanto primarias (?) como secundarias dentro del relleno de algunos de estos patrones de fracturamiento es muy frecuente, su composición no es tan variable, sin embargo, las condiciones físicas de su atrapamiento difieren fuertemente (Tabla 40).

De acuerdo a las relaciones de campo entre las diferentes familias de fracturamiento y las propiedades fisicoquímicas de los diferentes fluidos identificados, se podría determinar una cronología en el tránsito de los fluidos a través del tiempo geológico; sin embargo, y como se mencionaba empezando este capítulo, es necesario amarrar los datos anteriores (Tablas 40 y 42) a los factores físicos y geológico-evolutivos del registro estratigráfico existente en el área. En este sentido, a continuación se presenta de manera muy sencilla una gráfica de soterramiento para las unidades de interés (Figura 53), la cual fue realizada con la colaboración del Geólogo Luis Miguel Bernardo del ICP.

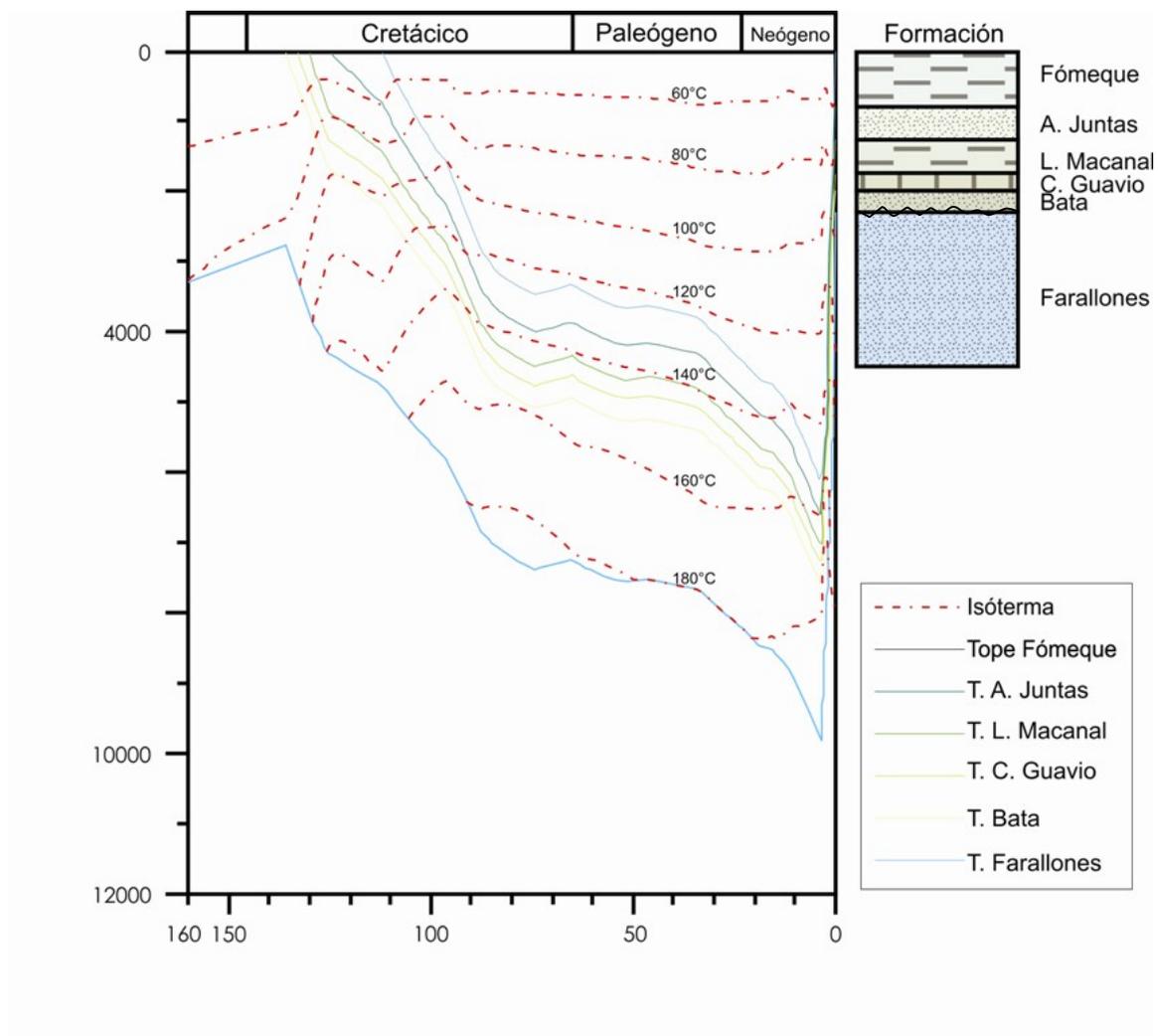
Para el caso de la secuencia estratigráfica presente en la transecta San Luis de Gaceno – Santa María, se realizó un procedimiento de ‘*Backstripping*’ a partir de un pseudopozo, mediante el programa Basinmod (Platte River Associates, Inc), utilizando información perteneciente al pozo petrolero más cercano (Medina-1) y los datos de la columna estratigráfica generalizada (suponiendo que los datos de esta son los pertenecientes a un punto para simular dicho pozo) empleada en la recolección de las muestras en campo (Anexo 5), obteniéndose curvas de soterramiento para el Grupo Farallones y las formaciones Batá, Calizas del Guavio, Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas y Fόμεque (Figura 53).

Según se observa en la Figura 53, en el período entre el fin de la depositación del Grupo Farallones (Carbonífero) hasta el comienzo de la depositación de la Formación Batá (Valanginiano) existió un evento tectónico que produjo exhumación y que ocasionó la pérdida de parte del registro estratigráfico, tal como se comprueba mediante la existencia de un hiato estratigráfico identificado entre estas dos unidades (Branquet *et al.*, 2002; Ulloa y Rodríguez, 1979). Con posterioridad a este evento, la cuenca experimentó una importante subsidencia hasta el Mioceno-Plioceno tal como lo evidencia el registro sedimentario, documentado en el sector por (Branquet *et al.*, 2002; Cooper *et al.*, 1995; Fabre, 1987). Sin embargo, en este intervalo de tiempo tuvieron lugar algunos eventos deformativos que debieron afectar la región, ocasionando periodos de oscilación cortical (leves levantamientos y leves subsidencias), tal como se documenta en Branquet *et al.* (2000), entre otros. Finalmente, existió una exhumación significativa hasta hoy en día.

Si se compara la interpretación de la gráfica con la historia tectónica regional, documentada por diversos autores (Branquet *et al.*, 2002; Cooper *et al.*, 1995; Fabre, 1987; Pilger, 1983; Cazier *et al.*, 1995; Pulham *et al.*, 1997; Schamel, 1991; Dengo y Covey, 1993), la exhumación del Grupo Farallones

corresponde al evento Varisco a Tardihercínico (primer evento) que ocurrió en el Carbonífero – Berriasiano. La subsidencia de la cuenca entre el Berrasiano y el Mioceno-Plioceno (segundo evento) corresponde a tres etapas de evolución tectono-termal: a comienzos del Cretáceo el desarrollo del Half-Graben del Cocuy, la posterior subsidencia termal en el Cretáceo superior y finalmente la creación de una cuenca de "foreland" como consecuencia de la acreción del arco de islas que conforman la actual Cordillera Central en el Eoceno-Oligoceno. La exhumación de la secuencia (tercer evento) en el periodo final: Mioceno-Presente, corresponde a los efectos del levantamiento de la Cordillera Oriental a consecuencia de la última fase de deformación de la Orogenia Andina (Branquet *et al.*, 2002).

Figura 53. Modelo de soterramiento que comprende al Grupo Farallones y las formaciones Batá, calizas del Guavio, Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas y Fómeque, las cuales afloran en el área de estudio.



Al observar el comportamiento termal (Figura 53) de la cuenca a lo largo de la historia, se puede considerar que durante el primer evento el gradiente térmico disminuyó fuertemente al igual que en el evento final. Durante el segundo evento el gradiente no se mantuvo estable, registrándose una disminución en el desarrollo de Half-Graben; posteriormente, un aumento progresivo desde el período de subsidencia térmica, alcanzándose un máximo durante el período en que la cuenca era de tipo 'Foreland' (final del Cretáceo Superior-Oligoceno).

El análisis del modelo de soterramiento, indica que las rocas del Grupo Farallones y las formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque, posiblemente debieron alcanzar durante su máximo enterramiento, temperaturas máximas entorno a 190, 170 y 160°C, así como presiones máximas de 2.9, 2 y 1.76 Kbares respectivamente.

Las máximas Th por IF son de 220 a 235°C en el Grupo Farallones, posiblemente 170 a 190°C en la Formación Lutitas de Macanal (incertidumbre debido al fenómeno de mezcla de este pulso de mayor temperatura registrada) y 210°C en la Formación Fόμεque.

Las mencionadas Th de las IF tan elevadas con respecto a las temperaturas máximas sufridas durante el enterramiento de las formaciones, sumado al hecho que las rocas encajantes no presentan evidencia de transformaciones mineralógicas significativas (se esperarían minerales indicadores de metamorfismo de bajo a muy bajo grado), indican que las rocas de dichas formaciones no alcanzaron a equilibrarse termalmente con el fluido percolante. Una razón por la que esto pudo suceder, fue la presencia de un sistema de fracturas denso y conectado, y el rápido ascenso desde profundidades de estos fluidos a través de ellas.

Aunque hace falta realizar estudios petrográficos más detallados en las venas de las fracturas MQ1, MQ3, T1 y T3, a primera instancia se puede decir que las familias de IF encontradas en este estudio (Tabla 40), son la evidencia de la historia de circulación de paleofluidos a través de la secuencia estratigráfica, durante la exhumación generada por la fases deformativas de la Orogenia Andina; ya que las IF que fueran la evidencia del flujo de paleofluidos en la fase de subsidencia durante Oligoceno Superior-Mioceno Superior, debieron haber decrepitado a consecuencia de la sobrepresión generada durante el máximo enterramiento de dichas rocas.

Esta sobrepresión está evidenciada por las presiones de 2.9, 2 y 1.76 Kilobares en el Grupo Farallones, y las Formaciones Lutitas de Macanal y Fόμεque respectivamente, las cuales son muy elevadas con respecto a las presiones máximas de atrapamiento de las IF de 0.9, 0.6 y 0.76 Kbares en dicho Grupo y formaciones (Figura 53, Tabla 40).

El Grupo Farallones ha sido afectado por tres pulsos de fluidos registrados en venas que rellenan la familia de fracturas MQ1 y MQ3 (Tabla 40). De estos pulsos, dos se atraparon simultáneamente, uno como IF primarias (?) compuesto de  $H_2O+NaCl$  a Pmpa (Profundidad máxima posible de atrapamiento) de 9 Km, Th de 230°C y otro en IF secundarias compuesto de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  a Pmpa 8,5 Km con Th de 220 a 235°C. El otro pulso de fluido es más joven, pues se atrapó como IF secundaria compuestas de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  en una etapa posterior durante la exhumación, a una Pmpa de 6,7 Km y Th de 175 a 200°C.

En la Formación Lutitas de Macanal se evidencia el tránsito de tres pulsos de paleofluidos en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T1. Dos de estos pulsos se atraparon simultáneamente, uno en un grupo de IF secundarias (bifásicas y trifásicas) y primarias(?) bifásicas como el resultado de una mezcla de fluidos de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  y  $(CH_4+CO_2+N_2)$ ? a Pmpa de 6,4 Km con Th de 170 a 190°C; y el otro como IF secundarias bifásicas compuestas de  $H_2O+NaCl$  atrapado a 5,8 Km de Pmpa y Th de 160 a 175°C. El tercer pulso de fluido es más reciente, y se atrapó como IF secundarias compuesta de  $H_2O+NaCl$  a Pmpa de 3,9 Km con Th de 110 a 140°C .

La presencia de las IF primarias(?) en las venas que rellenan las familias de fracturas MQ1, MQ3 y T1 en la Formación Lutitas de Macanal y el Grupo Farallones, sumado al hecho de que las IF aquí estudiadas solo sean la evidencia de pulsos atrapados durante la exhumación de dicho formación y grupo, permiten afirmar que estas IF primarias son evidencia de la recristalización de cuarzo y calcita en espacios dejados por disolución del material que relleno las fracturas antes del evento de exhumación, o por relajación de la roca durante la exhumación.

La Formación Fόμεque presenta evidencia de dos pulsos de fluidos que fueron atrapados como IF secundarias en venas de calcita que rellenan la familia de fracturas T3.

De estos dos fluidos el más antiguo se compone de  $H_2O+NaCl$  y se atrapó a 210°C de Th, mientras el pulso más joven se compone de

$H_2O+NaCl+CaCl_2$  y se atrapó a 110°C de Th. Las condiciones máximas posibles de atrapamiento obtenidas para estos dos pulsos, son de 7,8 Km de Pmpa en el más antiguo y 3,6 Km de Pmpa en el más joven.

El análisis de la Pmpa de 7.8 Km obtenida en el pulso más antiguo, deja ver una incoherencia de dicha profundidad comparada con la profundidad máxima de enterramiento de la Formación Fόμεque entorno a 6 Km (Figura 53). Lo anterior se debe al error generado por la consideración de solo algunos componentes ( $H_2O+NaCl$ ), ya que además de estos existen otros que son difíciles de identificar y que de algún modo afectan el resultado de las condiciones máximas posibles de atrapamiento de las correspondientes IF. Sin embargo, este dato de Pmpa (7.8 Km) podría ser reemplazado por el de máximo enterramiento de la Formación (6 Km), como una aproximación a las verdaderas condiciones de atrapamiento.

Los dos pulsos de fluidos simultáneos y más antiguos en el Grupo Farallones (uno de  $H_2O+NaCl$  con Pmpa de 9 Km y otro de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  con Pmpa de 8,5 Km) se correlacionan respectivamente con los dos pulsos de fluidos simultáneos y más antiguos de la Formación Lutitas de Macanal (uno de mezcla de fluidos con Pmpa de 6,4 Km y otro de  $H_2O+NaCl$  con Pmpa de 5,8 Km). Lo anterior significa que las IF atrapadas son la evidencia de un mismo sistema paleohidrogeológico.

La circulación de estos fluidos necesariamente debió ser durante el comienzo de las fases deformativas de la Orogenia Andina, cuando las provincias Quetame y Tesalia aún no se habían formado, de tal manera que el Grupo Farallones y la Formación Lutitas de Macanal estaban conectados paleohidrogeológicamente. Además, las familias de fracturas MQ1 y T1 en esta fase pertenecían a un mismo patrón de fracturamiento (ver sección 3.1.3).

De la correlación de los fluidos en la Formación Lutitas de Macanal y el Grupo Farallones, se obtiene que los pulsos de  $H_2O+NaCl$  corresponden a uno mismo, que se atrapó primeramente en la familia de fracturas MQ1 del Grupo Farallones como IF primarias (?) con una salinidad del 9,2% en peso de NaCl y que circuló luego en la Formación Lutitas de Macanal para atraparse como IF secundarias con salinidad entorno al 14% en peso de NaCl.

A su vez, en la familia de IF producto de un fenómeno de mezcla de fluidos ( $H_2O+NaCl+CaCl_2$  y  $(CH_4+CO_2+N_2)$ ?) que circularon en las fracturas T1 de la Formación Lutitas de Macanal, el pulso de fluido de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$

que participó en dicha mezcla, muy probablemente es el mismo que circuló a través del Grupo Farallones a 8,5 Km de Pmpa con salinidades entorno a 14% en peso de  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ .

Las cuatro restantes familias de IF comprenden, las dos familias de IF secundarias más jóvenes del Grupo Farallones y la Formación Lutitas de Macanal, y las dos familias de IF secundarias encontradas en las fracturas T3 de la Formación Fόμεque (Tabla 40). Estas familias de IF pertenecen a un grupo de pulso de fluidos más joven que los pulsos detallados anteriormente, ya que los dos atrapados en el Grupo Farallones y la Formación Lutitas de Macanal lo hicieron a profundidades más someras (Pmpa de 6,7 y 3,9 Km) y los dos encontrados en la Formación Fόμεque debieron atraparse después del fracturamiento (etapa más avanzada de la Orogenia Andina) que las contiene. De estas familias de IF, dos están compuestas de  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$  y las otras dos de  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ .

De las dos familias de IF con  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ , una se encuentra en venas de la Formación Fόμεque de las fracturas T3 atrapadas a 6 km de Pmpa y 210°C de Th, con 13% en peso de NaCl; mientras la otra se encuentra en la Formación Lutitas de Macanal atrapadas a 3,9 km de Pmpa, 110 a 140°C de Th, con 16% en peso de NaCl.

Una posible explicación a lo anterior, es que las dos familias de IF con  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$  hayan pertenecido a dos pulsos de fluidos que circularon en tiempos diferentes, de los cuales el primer pulso fue atrapado en la Formación Fόμεque cuando esta se encontraba a 6 Km de profundidad y posteriormente el segundo pulso lo hizo en la Formación Lutitas de Macanal a 3,9 Km.

La prueba de que estas dos familias de IF no pertenecen a un mismo pulso es que si el fluido se atrapó en la Formación Fόμεque a 6 Km, en la Formación Lutitas de Macanal debió ser atrapado a una profundidad mucho mayor que 3,9 Km, ya que la Formación Lutitas de Macanal esta estratigráficamente por debajo de la Formación Fόμεque (separadas por la Formación Areniscas de las Juntas).

La otra posibilidad es que estas dos familias de IF se hayan atrapado a partir de un mismo pulso de fluidos, cuando dichas formaciones ya habían sido afectadas en gran parte por la Orogenia Andina, y por lo tanto se encontraban tal como se encuentran actualmente, como estratos invertidos debido al efecto del frente de cabalgamiento de la falla de Tesalia. Por lo cual el flujo de dicho fluido pudo recorrer las dos formaciones

al mismo tiempo atrapándose a diferentes profundidades, explicando así el atrapamiento de fluidos a 6 Km en Fόμεque y 3,9 Km en las Lutitas de Macanal.

Las otras dos familias de IF de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  se encuentran en el Grupo Farallones y la Formación Fόμεque. La perteneciente al Grupo Farallones contiene el 14% en peso de  $NaCl+CaCl_2$  y se atrapó a 6,7 km de Pmpa y 175 a 200°C de Th; mientras la perteneciente a la Formación Fόμεque contiene el 9% en peso de  $NaCl+CaCl_2$ , y se atrapó a 3,6 km de Pmpa y 110°C (Tabla 40).

Estas dos familias de IF posiblemente pertenezcan a un mismo pulso de fluidos, partiendo de la idea que dicho Grupo y Formación no habían sido afectadas de su estado de horizontalidad. Esto, debido a que la diferencia de las Pmpa de las dos familias de IF, y la diferencia de las profundidades de las respectivas muestras es de 3 Km para ambos casos.

Lo más probable es que estas dos unidades hayan sido afectadas igualmente por la Orogenia Andina, como se ha dicho repetidas veces y por lo tanto los fluidos las hayan atravesado cuando se encontraban inclinadas, de tal manera que el pulso está registrado a lo largo del Grupo y la formación, siendo el fluido que circuló por el Grupo Farallones a 6,7 Km el mismo que se registra en la Formación Fόμεque a 3,6 Km.

Existe un pulso hidrotermal registrado por varios autores (Branquet *et al.*, 1999; Beus, 1979; Cheilletz *et al.*, 1996; Escovar, 1975; Giuliani *et al.*, 1990 y 1995; Koslowski *et al.*, 1988; Ottaway *et al.*, 1994) que afectó el borde oriental de la Cordillera Oriental aproximadamente hace 65 M.a. (Beus, 1979; Escovar, 1975; Giuliani *et al.*, 1995; Koslowski *et al.*, 1988) tal pulso fue el responsable de las mineralizaciones de esmeraldas, que actualmente son explotadas comercialmente, y tuvo lugar como consecuencia de la disolución de capas de evaporitas (Brechas de Buenavista, Formación Calizas del Guavio) durante un evento tectónico extensivo tipo '*thin skinned*' de finales del Cretáceo (Branquet *et al.*, 1999). Las salinidades del paleofluido son muy altas al igual que sus temperaturas (Beus, 1979; Giuliani *et al.*, 1995).

Teniendo en cuenta lo anterior, faltaría más evidencia (estudio de isótopos estables, dataciones etc.), pero se podría correlacionar los pulsos más calientes e interpretados como los más antiguos (Tabla 40) con el pulso descrito en Branquet *et al.*, (1999), no solo por las altas temperaturas, sino por la presencia de gran cantidad de fases sólidas dentro de las IF de las

venas de la Formación Lutitas de Macanal, que de acuerdo al estudio petrográfico microscópico apuntan a ser cristales de NaCl (Figura 36), a parte de los de calcita ya identificados mediante la microscopía electrónica (Figura 38 y Figura 39).

Finalmente, en cuanto al origen de los fluidos que generaron las IF, solo se puede decir con seguridad que proviene de una fuente más caliente que las rocas del entorno a las venas en que se atraparon. Lo anterior está apoyado en la evidencia del desequilibrio termal del encajante con dichos fluidos (Figura 53, Tabla 12).

El uso de la información que ofrece la petrografía y la microtermometría de las IF, no es suficiente para la determinación del origen de los fluidos que las generaron, sin embargo, se sugiere que la presencia de algunos componentes en estos fluidos, se debe al lavado de las rocas que percolaron, esta hipótesis justificaría la presencia de los solutos NaCl y CaCl<sub>2</sub> como resultado de la interacción de algunos compuestos clorurados con los minerales ricos en Ca y Na, tales como la calcita y la albita respectivamente. La presencia de dichos compuestos clorurados es muy común en fluidos intersticiales de rocas evaporíticas (Carpenter, 1979), las cuales son reportadas en la parte basal de la Formación Calizas del Guavio (Branquet *et al.*, 2002).

La presencia de gases como CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> en los fluidos, probablemente resulta del lavado de fluidos a través de la Formación Lutitas de Macanal, la cual es una formación que ha sobrepasado los límites de la ventana de generación de Hidrocarburos líquidos (Figura 53) y en algún momento debió ser la fuente de dichos gases.

Finalmente, la evidencia dada por las IF en cuanto a la circulación de fluidos a altas temperaturas (por encima de la ventana de generación de hidrocarburos) a través del sistema de fracturamiento de las formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque (y por ende la Formación Areniscas de las Juntas), genera indicios de que cualquier presencia de hidrocarburos en yacimientos naturalmente fracturados (generados en etapas pre-Andinas), fue víctima del sobrecalentamiento por dichos fluidos.

## 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Mediante los resultados obtenidos en este trabajo y la interpretación de los mismos, es posible concluir:

De acuerdo a las características geométricas de las estructuras presentes dentro de la transecta San Luis de Gaceno – Santa María, la misma puede ser dividida en tres provincias estructurales: Provincia Quetame, Provincia Tesalia y Provincia del Guavio.

La Provincia de Quetame incluye al Grupo Farallones y a las formaciones Batá y Calizas del Guavio. Esta provincia está afectada por cuatro patrones de fracturamiento principales: MQ1, MQ2, MQ3 Y MQ4; la orientación de los mismos es N82E/45NW, N54W/80NE, N4E/36NW y N40E/72SE respectivamente.

El origen de las familias MQ2 y MQ4 esta relacionado directamente con el desarrollo de la estructura tipo flor positiva que propone Branquet *et al.*, (2002), y que es consecuencia del efecto ocasionado en el sector por el levantamiento de la Cordillera Oriental durante el último pulso de la Orogenia Andina.

La Provincia de Tesalia incluye a las formaciones Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas, Fόμεque, Une, Chipaque, Grupo Guadalupe, formaciones Barco, Los Cuervos, Mirador y Carbonera. Dentro de esta provincia los principales patrones de diaclasamiento son cuatro: T1, T2, T3 Y T4 y sus orientaciones son: N87E/39SE, N8E/41SE, N25E/89SE y N60W/67SW respectivamente.

Al igual que las familias MQ2 y MQ4, las familias T3 y T4 tienen su origen relacionado con el desarrollo de la Orogenia Andina, sin embargo, en este caso, la reactivación e inversión de la Falla de Tesalia (Branquet *et al.*, 2002) es el evento específico que las genera.

Las familias MQ1, MQ3, T1 y T2 tienen un origen simultáneo, asociado al primer pulso de la Orogenia Andina, en el Eoceno superior. Se desarrollaron como consecuencia de estructuras que hoy en día se encuentran enmascaradas por las producidas en el último pulso de la misma orogenia.

A pesar que hoy representan patrones diferentes, las familias MQ y T1 algún día fueron el mismo, esto también es cierto para las familias MQ3 y T2.

La Provincia de Guavio incluye a las formaciones León y Guayabo. Se encuentran dos patrones de diaclasamiento a lo largo de esta provincia: G1 y G2, sus orientaciones son N63E/84NW y N20W/88SW respectivamente; su origen es simultáneo, de edad post-Miocénica, y asociado al desarrollo del Sinclinal de Nazareth.

El relleno de las diaclasas en la Provincia Macizo de Quetame y en el sector occidental de la provincia de Tesalia es muy común, siendo tal relleno, mineralizaciones, generalmente de cuarzo y calcita. En el sector oriental de la Provincia de Tesalia (Grupo Guadalupe – Formación Carbonera) también es frecuente encontrar diaclasas con relleno, sin embargo, tal relleno está compuesto por vestigios de un flujo de detritos. El origen propuesto para el desarrollo de dichas diaclasas rellenas, es el efecto de una zona de brecha de falla, sobre Cuarzoarenitas friables, junto con la presencia del tránsito de paleofluidos.

Dentro del Grupo Farallones es evidente el tránsito de tres pulsos de paleofluidos, de los cuales dos se componen de  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  y el otro se compone de  $H_2O+NaCl$ .

La Formación Lutitas de Macanal presenta la evidencia de la circulación de tres pulsos de paleofluidos a través de ella. El primer pulso es la respuesta a un fenómeno de mezcla desarrollado entre un fluido rico en  $H_2O+NaCl+CaCl_2$  y un fluido rico en  $CH_4+CO_2+N_2$ ? Los otros dos compuestos únicamente por  $H_2O+NaCl$ .

La Formación Fómeque tiene evidencia de la circulación de dos pulsos de paleofluido de diferente composición  $H_2O+NaCl$  y  $H_2O+NaCl+CaCl_2$ .

Los paleofluidos que han circulado por las diaclasas presentes en las formaciones que hacen parte de la transecta, lo han hecho con temperaturas más altas que las de las rocas encajantes (ver Tabla 40). De acuerdo a lo anterior, se deduce que el gradiente termobárico de la columna hidrostática es menor que el gradiente termobárico de la columna litostática; por ende los paleofluidos se encontraban en desequilibrio termal con la roca encajante. Inclusive hoy en día se reportan a lo largo de la transecta, un sinnúmero de rezumaderos de aguas termales con temperaturas mayores a 50°C.

El atrapamiento de los fluidos que atravesaron las formaciones estudiadas fue restringido a la etapa de exhumación durante las fases deformativas de la Orogenia Andina.

Los pulsos de mayor temperatura del Grupo Farallones y los de la Formación Lutitas de Macanal (ver Tabla 40) aparentemente pertenecen a un mismo evento de circulación de fluidos, que de acuerdo a las condiciones fisicoquímicas de su atrapamiento, reflejan los primeros eventos deformativos de la orogenia Andina.

Los pulsos de menor temperatura del Grupo Farallones y de la formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque (ver Tabla 40), representan etapas más tardías, que los pulsos anteriores (los de mayor temperatura), en las deformaciones provocadas por la orogenia andina. Sin embargo, es difícil interpretar que pertenezcan a un único evento de flujo de fluidos.

La presencia en la composición de los paleofluidos de cloruro de sodio y calcio, se debe al lavado que realizaron los fluidos percolantes de las rocas encajantes; principalmente aquellas con minerales como albita y calcita. La brechas de Buena Vista que es un miembro que hace parte de la Formación Calizas del Guavio (Branquet *et al.*, 2002), fueron una excelente fuente de cloruros, debido a que su litología se compone de niveles evaporíticos. Los fluidos de composición  $CH_4+CO_2+N_2$  y que participaron en la mezcla de paleofluidos dentro de las venas de la Formación Lutitas de Macanal tuvieron su origen en el proceso de maduración termal y consiguiente paso por la ventana de generación de hidrocarburos de esta formación, durante su máximo enterramiento a principios del Terciario.

No existen pruebas contundentes para correlacionar los pulsos tectonotermales interpretados en este trabajo, con el responsable de las mineralizaciones de esmeraldas en el sector y que ha sido datado con una edad aproximada de 65 M.a. Sin embargo, los pulsos de mayor temperatura interpretados dentro de esta investigación, mantienen algunas similitudes con tales paleofluidos hidrotermales, debido a la presencia de fases sólidas de halita dentro de algunas IF y a sus altas temperaturas.

La evidencia dada por las IF en cuanto a la circulación de fluidos a altas temperaturas (por encima de la ventana de generación de hidrocarburos) a través del sistema de fracturamiento de la formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque, genera indicios de que cualquier presencia de hidrocarburos en yacimientos naturalmente fracturados (generados en

etapas pre-Andinas), fue víctima del sobrecalentamiento por dichos fluidos.

Para complementar los resultados de esta investigación y resolver algunas de las inquietudes que generan, se recomienda:

Realizar un análisis detallado de la textura y mineralogía de las posibles fracturas por arrastre de flujo de detritos que se encuentran ubicadas dentro de niveles arenosos friables de las formaciones Une y Barco y del Grupo Guadalupe; con el fin de determinar un origen más preciso para estas estructuras.

Llevar a cabo estudios de microscopía Raman para determinar la composición exacta de las IF, para de esta manera disminuir el error en el cálculo de las condiciones físicas de atrapamiento.

Efectuar tanto análisis de isótopos estables como de geocronología para determinar con exactitud la procedencia de las aguas como la edad del atrapamiento.

Tratar de determinar mediante microscopía electrónica u otras técnicas más avanzadas, la presencia de halita en las fases sólidas de la IF de las venas de la Formación Lutitas de Macanal, con el fin de tener más argumentos para correlacionar los paleofluidos que circularon por la transecta con los causantes de las mineralizaciones de esmeraldas en las áreas cercanas.

Estudiar las IF dentro del cemento de las rocas para reconocer si el hidrocarburo producido por la Formación Lutitas de Macanal, también circuló a través de los poros y de esta manera pudo salvarse de las altas temperaturas reinantes en las diaclasas.

Realizar un estudio petrográfico avanzado en las venas que rellenan las fracturas de las familias MQ1, MQ3, T1 y T3 con el fin de determinar las distintas generaciones de fluidos mediante la identificación de etapas de disolución y relleno de dichas venas.

## BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, E. M. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. 2nd edn. Oliver and Boyd. London. 1951. 206 p.

AYDIN, A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. Pure and applied Geophysics. Vol. 116. 1978. Pag. 913-030

BADLEY, P. C. Structural and Tectonics Principals. Harper & Row. New York. 1965.

BAKKER, R. J. Optimal Interpretation of Microthermometrical Data from Fluid Inclusions: Thermodynamic Modelling and Computer Programming. Habilitation, Ruprecht-Karls-University Heidelberg (Germany). 1999. Pag. 1-50.

BARTELS, H. El Grupo Palmichal y su relación estratigráfica con el Grupo Guadalupe. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias. Bogotá. 1986. 148 p.

BEUS, A.A. Sodium: A Geochemical Indicator of Emerald Mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia. Journal of Geochemical Exploration. Vol. II. 1979. Pag. 195-208.

BLES, J. L., FEUGA, B. The fracture of rocks. Elsevier. New York. 1986. 131p.

BORG, I.Y. Y MAXWELL, J.C. Interpretations of fabrics of experimentally deformed sands. American Journal of Science. Vol. 254. 1956. Pag. 71-81.

BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., COBBOLD, P.R., BABY, P., LAUMONIER, B Y GIULIANI, G. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. Journal of South American earth sciences. Vol. 15. 2002. Pag. 391-407

BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., LAUMONIER, B Y GIULIANI, G. Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization The Geological Society of America, Bulletin. Vol. 27 Issue: 7. 1999. Pag. 597-600.

BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., LAUMONIER, B Y GIULIANI, G., BLANCO, O. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits. Geological society special publications. London. Vol. 155. 1999. Pag. 183-195.

BURGL, H. El Jurásico e infracrétáceo del Río Batá, Boyacá. Servicio geológico nacional de Colombia, boletín de geología. N° 6. 1960. Pag. 169-211.

CARPENTER, A. B. Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. Oklahoma geological survey circular 79. 1979

CAZIER, E.C., HAYWARD, A.B., ESPINOSA, G., VELANDIA, J., MUGNIOT, J., LEEL, W.G. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos foothills, Colombia. American association of petroleum geologists bulletin. N° 79(10). 1995. Pag. 1444-1463.

CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., BRANQUET, Y., LAUMONIER, B., SANCHEZ, A.J., FERAUD, G., ARHAN, T. Datation K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a  $65\pm 3$  Ma des gisements d'émeraude du district de Chivor-Macanal: argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie. Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris II. Vol. 324. 1997. Pag. 369-377.

CHEILLETZ, A. Y GIULIANI, G. The Genesis of Colombian Emeralds: a Restatement. Mineralium Deposita. Vol. 31. 1996. Pag. 359-364

COLLETTA, B. HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P., RUDKIEWICZ, J.L. Tectonic and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. Petroleum and tectonics in mobile belts. Editions Technip. Paris. 1990. Pag. 80-1000.

COOPER, M. The analysis of fracture systems in subsurface thrust structures from the Foothills of the Canadian Rockies, in McClay, K.R., ed., Thrust tectonics. Chapman en Hall. London. 1992. Pag. 391-405.

COOPER, M.A., ADDISO, F.T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R.H., HAYWARD, A.B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PENAS, R., PULHAM, A.J., TABORDA, A. basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, an middle Magdalena Valley, Colombia. American association of petroleum geologists bulletin. N° 79(10). 1995. Pag. 1421-1443

CORREDOR, F. Mesozoic-cenozoic tectonic evolution of northwestern southamerica, constraints from the northern culmination of the eastern cordillera fold belt, Colombia. Earth System Processes - Global Meeting. 2001.

DAVIS, D., LOWENSTEIN, T. AND SPENCER, R. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 54. 1990. Pag. 591-601.

DENGO, C. A., COVEY, M. C. Structure of Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. American association of petroleum geologists bulletin. N°77. 1993. Pag. 1315-1337.

DUQUE-CARO, H. The Chocó block in the northwestern corner of South America: structural tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. Journal of South American earth sciences. N°3. 1990. Pag. 71-84.

DUYSTER J. Stereonett. Institut für Geologie Ruhr Universität-Bochum. Versión shareware 2.46. 2002.

ECOPETROL. Bloque Tierra Negra. Informe técnico anual 1999. Bogotá D.C. 2000. 13 p.

\_\_\_\_\_. Programa sísmico Tierra Negra 95, cartografía geológica y análisis estructural líneas TN 95-1620, TN 92-02, TN 95 1200, TN 95-1350. Bogotá D.C. 1996. 35 p.

ENGELDER, T., FISCHER M. P., Y GROSS M. R. A short Course Manual on Geological aspects of fracture Mechanics. Annual Meeting of the Geological Society of America. 1993

ENGELDER, T., Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America?. Tectonics. Vol. 1. 1982. Pag. 161-177.

ESCOVAR, R. Geología y Geoquímica de las Minas de Esmeraldas de Gachalà, Cundinamarca. Boletín Geológico, Vol. 22(3). 1975. Pag. 116-153.

ETAYO-SERNA F., DE PORTA N., DE PORTA J., GAONA T. The Batá Formation of Colombia is truly Cretaceous, not Jurassic. Journal of South America earth sciences. Vol. 16. 2003. Pag 113-117.

ETAYO-SERNA, F. Paleontología estratigráfica del Sistema Cretáceo en la Sierra Nevada de Cocuy. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, Colombia. Publicaciones Especiales, No. 16. Proyecto Cretáceo. Cap. 24. 1985. Pag. 1-47.

FABRE, A. tectonique et generation d' hydrocarbures: un modele de l'evolution de la Cordillera Orientale et du bassin des Llanos pendant le Cretace et le Tertiaire. Archives des sciences. Geneve. 1987. Pag. 145-190.

FISCHER, M.P, WILKERSON, M.S. Predicting the orientation of joints from fold shape: Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis. Geology. Vol. 28, (1). 2000. Pag. 15-18.

FREYMUELLER, J. T., KELLOG, J.N., VEGA, V. Plate motions in the north Andean region. Journal of Geophysical research. N°98. 1993. Pag. 21853-21863.

GALLAGER, J.J., FRIEDMAN, M., HANDIN, J., SOWERS, G.M. Experimental studies relating to microfractures in sandstone. Tectonophysics. Vol. 21. 1974. Pag. 201-247.

GALVIS, J. Y DE LA ESPRIELLA, R. La gran falla del borde llanero. Geología Colombiana. N°16. 1987. Pag. 105-110.

GEOESTUDIOS. Proyecto Medina Geología. ECOPETROL. Bogotá D.C. 1995. 48 p.

\_\_\_\_\_. Sección estratigráfico-estructural Mambita-San Pedro de Jagua (Cundinamarca). ECOPETROL. Bogotá D.C. 1994. 16 p.

GEOTEC. Surface Geology of the Recetor Block Colombia. Bogotá D.C. 1990. 17 p.

GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., ARBOLEDA, C., CARRILLO, V., RUEDA, F. BAKER, J. An Evaporitic Origin or the Parent Brines of Colombian Emeralds: Fluid Inclusion and Sulfur Isotope Evidence. European Journal of Mineralogy. Vol. 7. 1995. Pag. 151-165.

GIULIANI, G., RODRIGUEZ, C.T., RUEDA, F. Les Gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie: Nouvelles Données Métallogéniques. Mineralium Deposita. Vol. 25. 1990. Pag. 105-111.

GOLDSTEIN, R. H., AND REYNOLDS, T. J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Short Course Notes. Vol. 31, 1994. 199 p.

GRAMBERG, J. Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology. Engineering Geology. Vol. 1. 1965. Pag. 31-72.

GRIEM-KLEE, S. Apuntes Geología General. [Http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro.htm](http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro.htm) 1998-2001.

GRISS, D.T. Y HANDIN, J. Observations on fracture and an hypothesis of earthquakes, en Griggs, D. T. and Handin, J., eds, Rock deformation: Geological Society of America Memoir. Vol. 79. 1960. Pag. 347-364

GROSS, M.R., BATHAT, D., BECKER, A. Relations between jointing and faulting based on fracture-spacing ratios and fault-slip profiles: A new method of estimate strain in layered rocks. Geology. Vol. 25 (10). 1997. Pag. 887-890.

GUERRERO, J. Y SARMIENTO, G. Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretáceo superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en la exploración petrolera. Geología Colombiana. N° 20. 1996. Pag. 3-66.

HANCOCK, P.L. Brittle microtectonics: principles and practice. Journal of Structural Geology. Vol. 7 (3/4). 1985. Pag. 437-457.

HANCOCK, P.L. Y ENGELDER, T. Neotectonics joints. Geological Society of American Bulletin. Vol. 103. 1989. Pag. 432-433.

HODGKINS, M.A., AND STEWART, K.G. The use of fluid inclusions to constrain fault zone temperature and kinematic history: An example from the Alpi Apuane, Italy. Journal of Structural Geology. Vol. 16. 1994. Pag. 85-96.

HOEK, E., BIENIAWSKI, Z.T. Brittle fracture propagation in rock under compression. International Journal of Fracture Mechanics. Vol. 1. 1965. Pag.137-155.

HUBACH, E. Contribución a las unidades estratigraficas de Colombia. Instituto Geológico nacional. Reporte 12-12. Bogotá D.C. 1957. 166p.

HUBBERT, M.K. Y RUBEY, W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geological Society of American Bulletin. Vol. 70. 1959. Pag. 115-166.

ENGLISH, C.E. Stresses in the plateau due to the presence of cracks and sharp corners. Royal Institute of naval Architects Transactions. Vol. 55. 1913. Pag. 219-230.

INSTITUTO GEOGRAFICO AGUSTIN CODAZZI. Plancha topográfica 229-II-C-1. Escala 1:10000. Bogotá D.C. 2000.

\_\_\_\_\_. Plancha topográfica 229-II-C-2. Escala 1:10000. Bogotá D.C. 2000.

\_\_\_\_\_. Plancha topográfica 229-II-C-3. Escala 1:10000. Bogotá D.C. 2000.

\_\_\_\_\_. Plancha topográfica 229-II-C-4. Escala 1:10000. Bogotá D.C. 2000.

INVESTIGACIONES GEOTECNICAS LTDA & GEOAMERICA LTDA. Interpretación de imágenes de radar, proyecto Tierra Negra. ECOPETROL. Bogotá D.C. 1994.

JAGER, J.C. Y COOK, N.G. Fundamental of rocks mechanics. Methuen and co. London. 1969. 513 p.

KELLOG, J.N y VEGA, V. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies in gravity. Geological society of America special paper. N°295. 1995. Pag. 75-90.

KOSLOWSKI, A., METZ, P. JARAMILLO, H.A.E. Emeralds from Somondoco, Colombia: Chemical Composition, Fluid Inclusion and Origin. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen. Vol. 159. 1988. Pag. 23-49

KULANDER, B. R., DEAN S.L. Y WARD, B.J. Fractured core analysis: interpretation, logging and use of natural and induced fractures in core. Am. Ass. Petrol. Geol. Meth. Explorer. 8. 1991.

LINARES, R. Structural styles and kinematics of the Medina area, Eastern Cordillera, Colombia. Tesis de Maestría. Universidad de Colorado. Boulder (Colorado). 1996. 140p.

LOPEZ, C., GARAVITO, F., HERNANDEZ, V. Cuenca Llanos Orientales proyecto Medina Occidental Prospecto Carmentea. ECOPETROL. Bogotá D.C. 1999

LUNAR, R. Y OYARZUN, R. Yacimientos Minerales (Técnicas de estudio), tipos. evolución metalogénica-exploración. 1990. 956 p.

MC GARR, A.M. Analysis of stress between provinces of constant stress. Journal of Geophysical Research. Vol. 87. 1982. Pag. 9279-9288

MC GARR, A.M. Y GAY, N.C. State of stress in the earth's crust. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Vol. 6. 1978. Pag. 401-436.

MILLER, T. Geology of the Llanos Basin and adjacent Eastern Cordillera. XII annual field conference. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists. Part 1. Field guidebook. Bogotá. 1972. 34 p.

NASH, TH. Fluid-inclusion petrology. Data from porphyry copper deposits and applications to exploration. - Geol. Surv. Prof. Pap. Washington. 907-D 1976

OTTAWAY, T.L., WICKS, F.J., BRYNDZIA, L.T., KYSER, T.K. SPOONER, E.T.C. Formation of the Muzo Hydrothermal Emerald Deposit in Colombia. Nature. Vol. 369. 1994. Pag. 552-554.

PANGAEA SCIENTIFIC. Spheristat. Versión demo 2,2. 2002.

PENG, S. Y JOHNSON, A.M. Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science. Vol. 9. 1972. Pag. 37-86.

PEREZ, V. E., ULLOA, C. E., SUAREZ, M. C. XXII Reconocimiento geológico área Guateque –Aguaclara Campo Apiay. Asociación colombiana de geólogos y geofísicos del petróleo. 1984 . 78 p.

PEREZ, V.E. El Bloque Apiay cuenca Llanos orientales. Exposición geológica presimposio. II Simposio bolivariano de cuencas subandinas. II parte (geología del subsuelo). Bogotá. 1985. Pag 1-45.

PILGER, R. kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions, in geodynamics of Eastern Pacific region. American Geophysical Union geodynamics. Series 9. 1983. Pag. 113-126.

POLLARD, D.D. Y AYDIN A. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin. Vol. 100. 1988. Pag. 1181-1204.

POLLARD, D.D., SEGALL, P., DELANEY, P. Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. Geological Society of America Bulletin. Vol. 93. 1982. Pag. 1291- 1303.

POTTER, R.W., CLYNE, M.A., Y BROWN, D.L. Freezing Point Depression of Aqueous Sodium Chloride Solutions. Economic Geology. Vol. 73. 1978. Pag. 284-285.

PULHAM, A.J., MITCHELL, A., MCDONALD, D., DALY, C. Reservoir modeling in the Cusiana field, Llanos foothills, Eastern Cordillera: characterization of a deeply-buried low porosity reservoir. VI simposio Bolivariano, exploracion petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia. Vol. 1. 1997. Pag. 198-216.

RAMSAY, J.G., HUBERT, M.I. The techniques of modern structural Geology. V.2: Folds and fractures. Academic Press, London. 1987. 381p.

RAWNSLEY, K.D., RIVES, T., PETTIT, J.P., HENCHER, S.R., LUMSDEN, A.C. Joint development in perturbed stress fields near faults. Journal of Structural Geology. 14 (8/9). 1992. Pag. 939-951.

RENZONI, G. Notas sobre la fotogeología plancha 193 Yopal. Memoria explicativa de INGEOMINAS. Bogotá. 1991. Pag. 1-19.

RINCON, G. Petrografía y paleambientes de las areniscas del Cretáceo Superior – Paleoceno en las areas de San Luis de Gaceno y Aguaclara. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá D.C. 1982.

RIOS, P. A. Proyecto Medina Occidental – Tierra Negra. Informe final fase I. ECOPETROL. 1996. 30p.

ROEDDER, E. Fluid Inclusions: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy. Vol. 12. 1984. 644 p.

ROWAN, M.G. Y LINARES, R. Fold-evolution matrices and axial surface analysis of fault-bend folds: application to the medina anticline, Eastern

Cordillera, Colombia. American association of petroleum geologists bulletin. N° 84(6). 2000. Pag. 741-764.

RUBEY, W.W. Y HUBBERT, M.K. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geological Society of American Bulletin, 70. 1959. Pag. 167-206.

SCHAMEL, S. middle and upper magdalena basin. American association of petroleum geologists memoir. N°52. 1991. Pag 283-313.

SECOR, D.T. Role of fluid pressure in jointing. American Journal of Sciences. Vol. 263. 1965. Pag. 633-646.

\_\_\_\_\_. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the earth's crust. Geological Survey of Canada. Paper 68-52. 1969. Pag. 3-48.

SEVILLANO, A. Diaclasas sistematicas en las rocas Mesozoicas del limite Cordillera Iberica-Sistema Central. Desarrollo temporal y su relación con el ciclo Alpino. Tesis de pregrado. Universidad de Salamanca. Departamento de Geología. Salamanca. 2000. 153p.

SIMÓN, J.L., ARLEGUI, L.E., LIESA, C.L., MAESTRO, A. Stress-perturbation registred by jointing near strike-slip, normal, and reverse faults: Examples from the Ebro basin, spain. Journal of geophysical Research. Vol. 104 (7). 1999. Pag. 141-153

STEARNS, D.W. Y FRIEDMAN, M., Reservoirs in fracture rock, in Stratigraphic oil and gas fields: Classification, exploration, methods, and case histories. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 16. 1972. Pag. 82-106.

SUAREZ, F. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: an allochthonous terrane in northwestern South America. Journal of South American earth sciences. N°3. 1990. Pag. 141-151.

SUPPE, J. Principles of structural geology. Prentice-Hall Inc. New Jersey. 1985. 537p.

TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J., RIVERA, C. Geodynamics of the northern Andes: subduction an intra-continental deformation (Colombia). Tectonics. N°19 (5). 2000. Pag. 787-813.

TAPPONNIER, P. Y BRACE, W.F. Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*. Vol. 13. 1976. Pag. 103-112.

TOURET, J. The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. *Thermodynamics in Geology* (ed. D. G. Fraser), 1977. Pag. 203–227.

ULLOA, C.E Y RODRIGUEZ, E. Geología del cuadrangulo K-12, Guateque. *Boletín de geología del INGEOMINAS*. Bogotá D.C. Vol. 22. 1979. Pag. 3-55.

ULLOA, C.E., CAMACHO, R., ESCOBAR, R. Mapa geológico del cuadrángulo K-12, Guateque, escala 1:1'000.000. INGEOMINAS. Bogotá D.C. 1975.

VAN DER HAMMEN, T. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos. *Boletín Geológico* (1958). VI (1-3). 1960. Pag. 67-128.

VERGARA, L.E. Y RODRIGUEZ, G. the upper Cretaceous and lower Paleocene of the eastern Bogotá plateau and llanos thrust belt, Colombia: alternative appraisal to the nomenclature and sequence stratigraphy. *Geología Colombia*. Nº 22. 1997. Pag. 51-79.

YOUNES, A. I., ENGELDER, T. Fringe cracks: key structures for the interpretation of the progressive Alleghanian deformation of the Appalachian plateu. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 111, 2. 1999. Pag. 219-239.

<http://cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf>

<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro.htm>

[www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)

**ANEXO 1. CATALOGO DE CAMPO**  
(ver carpeta de anexos)

**ANEXO 2. CATALOGO DE MUESTRAS**  
(ver carpeta de anexos)

**ANEXO 3. DIACLASAS QUE CONFORMAN CADA FAMILIA INTERPRETADA  
(ver carpeta de anexos)**

**ANEXO 4. RESUMEN DE ESTADISTICAS PARA CADA FAMILIA DE DIACLASAS  
INTERPRETADA  
(ver carpeta de anexos)**

**ANEXO 5. DATOS EMPLEDAOS EN LA CURVA DE SOTERRAMIENTO PARA LAS  
FORMACIONES DENTRO DE LA TRANSECTA SAN LUIS- SANTA MARIA  
(ver carpeta de anexos)**