

**ESTUDIO PETROGRÁFICO, GEOQUÍMICO Y DE INCLUSIONES FLUIDAS EN
VENAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA EN EL VALLE MEDIO DEL
MAGDALENA (POZOS: ALFA 1, ALFA 2 Y ALFA 3) Y LA CORDILLERA
ORIENTAL (SECTOR MESA DE LOS SANTOS): IMPLICACIONES GENÉTICAS**

JAIRO CONDE GÓMEZ

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
MAESTRÍA EN GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2010**

**ESTUDIO PETROGRÁFICO, GEOQUÍMICO Y DE INCLUSIONES FLUIDAS EN
VENAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA EN EL VALLE MEDIO DEL
MAGDALENA (POZOS: ALFA 1, ALFA 2 Y ALFA 3) Y LA CORDILLERA
ORIENTAL (SECTOR MESA DE LOS SANTOS): IMPLICACIONES GENÉTICAS**

JAIRO CONDE GÓMEZ

**Trabajo de grado realizado como requisito parcial para obtener el título de
Magister en Ciencias**

Director

PhD Luís Carlos Mantilla Figueroa

Codirector

MSc Julián Francisco Naranjo Vesga

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
MAESTRÍA EN GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2010

DEDICATORIA

- A mis padres quienes en medio de sus limitaciones económicas y enormes sacrificios fueron un apoyo constante en lograr mi sueño desde niño de ser un profesional admirador, amante y apasionado por las Ciencias de La Tierra.
- A mi amada esposa Magnolia por y para siempre especial, quien me ha dado color y alegría a mi vida desde aquel lejano día de 2003 en que nos conocimos en los comedores de la U.
- A mis compañeros de estudio, debate político, movilizaciones y tropes los cuales me han enseñado el verdadero sentido de ser profesional: ser un actor en la construcción de una sociedad verdaderamente justa, democrática y equitativa que sirva a los intereses de las mayorías obreras y campesinas que conforman este país.

AGRADECIMIENTOS

El autor de esta investigación expresa sus más sinceros y desinteresados agradecimientos a:

- Luis Carlos Mantilla Figueroa director de esta investigación por su incondicional apoyo, guía e interpretación de los datos en el desarrollo de este trabajo. Así mismo, por haberme dado la oportunidad de crecer a nivel profesional desde el pregrado.
- Julián Francisco Naranjo Vesga codirector de esta investigación por los constantes aportes y sugerencias metodológicos e interpretativos en el análisis de los datos y la historia de enterramiento de la Formación Rosablanca.
- Al grupo de Investigación MINPETGEO por la oportunidad brindada de crecer a nivel profesional y adquirir la base teórica y metodológica que sirvió de partida para el presente trabajo.
- A Ecopetrol - ICP y a la Universidad Industrial de Santander por el apoyo en laboratorios y equipos que permitieron llevar este trabajo a feliz término.
- A Andrés Mora director del proyecto de Cuencas Subandinas por el apoyo financiero suministrado para la ejecución de las respectivas pruebas de laboratorio que se hicieron durante la presente investigación.

CONTENIDO

	Página
1. ANTECEDENTES	24
1.1 LOCALIZACIÓN ÁREA DE ESTUDIO	24
1.2 MARCO GEOLÓGICO	24
1.2.1 ESTRATIGRAFÍA	24
1.2.1.1 Jurásico	26
1.2.1.2 Cretáceo	26
1.2.1.3 Paleógeno y Neógeno	28
1.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	29
1.2.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	31
1.2.3.1 Jurásico	32
1.2.3.2 Cretáceo	33
1.2.3.3 Paleógeno y Neógeno	34
1.2.4 LA FORMACIÓN ROSABLANCA	38
1.2.4.1 Características Litológicas y edad	39
1.2.4.2 Ambiente de depósito de la Formación Rosablanca	40
1.3 ESTUDIOS ANTERIORES	41
2. MARCO REFERENCIAL	51
2.1 TIPOLOGÍA DE VENAS	51
2.1.1 MECANISMOS Y PROCESOS ASOCIADOS A LA FORMACIÓN DE VENAS	51
2.1.2 CRISTALES EN VENAS	52
2.1.3 ESTRUCTURA INTERNA DE LAS VENAS	54
2.1.4 PRESENCIA DE INCLUSIONES EN VENAS	59
2.1.5 INTERACCIÓN DE LOS FLUIDOS CON LOS CRISTALES EN CRECIMIENTO AL INTERIOR DE LAS VENAS	60
2.2 ASPECTOS TEÓRICOS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS	61
2.2.1 DATOS OBTENIDOS A PARTIR DE SU ESTUDIO	62

2.2.1.1 Temperatura	62
2.2.1.2 Presión	63
2.2.1.3 Densidad	63
2.2.1.4 Composición	64
2.2.2 MORFOLOGÍA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS	64
2.2.2.1 Irregulares	65
2.2.2.2 Regulares	65
2.2.2.3 Ovoides	66
2.2.2.4 Tabulares / prismáticas	66
2.2.3 CONTENIDOS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS	66
2.2.3.1 Monofásicas	66
2.2.3.2 Bifásicas	67
2.2.3.3 Trifásicas	67
2.2.3.4 Polifásicas	67
2.2.4 CLASIFICACIÓN GENÉTICA	69
2.2.4.1 Criterios para un origen primario	71
2.2.4.2 Criterios para un origen secundario	71
2.2.4.3 Criterios para distinguir las pseudosecundarias	71
2.2.5 CAMBIOS POSTERIORES A LA FORMACIÓN DE UNA INCLUSIÓN FLUIDA	72
2.2.5.1 “Stretching” o cambios de volumen en las inclusiones	73
2.2.5.2 Pérdida de parte del fluido por difusión a través del mineral huésped (Leakage)	73
2.2.5.3 Estrangulamiento o “Necking Down”	74
2.2.5.4 Decrepitación total o parcial	75
2.3 ANÁLISIS POR SEM	76
2.3.1 ELECTRONES SECUNDARIOS	77
2.3.2 ELECTRONES RETRODISPERSADOS	78
2.3.3 RAYOS X	78
2.4 ANÁLISIS POR CATODOLUMINISCENCIA	80

2.4.1 USOS DE ESTA TÉCNICA	80
2.5 ANÁLISIS DE REE (RARE EARTH ELEMENTS)	82
2.5.1 PRESENTANDO DATOS DE REE	84
2.5.2 NORMALIZACIÓN NASC PARA SEDIMENTOS	86
2.5.3 INTERPRETANDO PATRONES DE REE	87
3. METODOLOGÍA	88
3.1 RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN	88
3.2 MUESTREO	88
3.3 ANÁLISIS DE LABORATORIO	89
3.3.1 PETROGRAFÍA	89
3.3.2 INCLUSIONES FLUIDAS	90
3.3.3 CÁTODOLUMINISCENCIA	90
3.3.4 SEM	90
3.3.5 ANÁLISIS DE REE	91
3.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS	91
3.5 REDACCIÓN Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	92
4. RESULTADOS	93
4.1 ANÁLISIS MACROSCÓPICO	93
4.1.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS	93
4.1.2 POZO ALFA 2	94
4.1.3 POZO ALFA 1	99
4.1.4 POZO ALFA 3	102
4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO EN SECCIÓN DELGADA	105
4.2.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS	105
4.2.1.1 Lámina LHR201	105
4.2.1.2 Lámina LHR202	107
4.2.1.3 Lámina LHR203	108
4.2.1.4 Lámina LHR204	109
4.2.2 POZO ALFA 2	111
4.2.2.1 Lámina 12319'3"	111

4.2.2.2 Lámina 12333´	112
4.2.2.3 Lámina 12335´	113
4.2.2.4 Lámina 12340´8”	114
4.2.2.5 Lámina 12349´5”	115
4.2.2.6 Lámina 12358´2”	117
4.2.3 POZO ALFA 1	118
4.2.3.1 Lámina 5960´	118
4.2.3.2 Lámina 5997´3”	119
4.2.3.3 Lámina 6003´8”	121
4.2.3.4 Lámina 6021´3”	122
4.2.4 POZO ALFA 3	123
4.2.4.1 Lámina 11453´	123
4.2.4.2 Lámina 11453´3”	124
4.2.4.3 Lámina 11453´7”	125
4.2.4.4 Lámina 11485´6”	126
4.2.4.5 Lámina 11503´7”	127
4.2.4.6 Lámina 11651´5”	128
4.2.4.7 Lámina 11653´9”	130
4.3 ANÁLISIS POR SEM Y CÁTODOLUMINISCENCIA	132
4.3.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS	132
4.3.2 POZO ALFA 2	135
4.3.3 POZO ALFA 1	139
4.3.4 POZO ALFA 3	142
4.4 PETROGRAFÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF)	142
4.4.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS	142
4.4.1.1 Agregados granulares	144
4.4.1.2 Agregados granulares elongados	145
4.4.1.3 Agregados Fibrosos	146
4.4.2 POZO ALFA 2	146
4.4.2.1 Agregados granulares	146

4.4.2.2 Agregados granulares elongados	147
4.4.2.3 Agregados fibrosos	147
4.4.3 POZO ALFA 1	149
4.4.3.1 Agregados granulares	149
4.4.3.2 Agregados granulares elongados y fibrosos	150
4.4.4 POZO ALFA 3	152
4.4.4.1 Agregados granulares	152
4.4.4.2 Agregados granulares elongados	153
4.4.4.3 Agregados fibrosos	153
4.5 MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF)	154
4.5.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS	154
4.5.2 POZO ALFA 2	154
4.5.3 POZO ALFA 1	155
4.5.4 POZO ALFA 3	156
4.6 CÁLCULO DE LA DENSIDAD Y LA PRESIÓN HIDROSTÁTICA DE ATRAPE	161
4.7 GEOQUÍMICA DE TIERRAS RARAS (REE)	163
4.7.1 NORMALIZACIÓN DE LAS REE	165
4.8 CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS DATABLES	167
5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	169
5.1 CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS DE LAS VENAS	169
5.2 PETROGRAFÍA	170
5.2.1 PROCESOS PREVIOS A LA FORMACIÓN, APERTURA Y RELLENO DE LAS FRACTURAS	170
5.2.2 RASGOS TEXTURALES DE LAS VENAS	173
5.2.2.1 Agregado granulares	173
5.2.2.2 Agregados granulares elongados	173
5.2.2.3 Agregados fibrosos	173
5.2.3 SECUENCIA TEMPORAL DE LOS EVENTOS DE APERTURA Y RELLENO DE LAS FRACTURAS	174

5.3 INCLUSIONES FLUIDAS	178
5.3.1 PRIMER PULSO DE MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS	181
5.3.2 SEGUNDO PULSO DE MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS	182
5.3.3 CONDICIONES DE DENSIDAD Y PRESIÓN DE ATRAPE DE LOS PALEOFLUIDOS DURANTE EL SEGUNDO EVENTO DE MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS	185
5.4 ANÁLISIS DE REE	187
6. CONCLUSIONES	189
7. RECOMENDACIONES	193
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	195

LISTADO DE FIGURAS

	Página
FIGURA 1. Área de estudio	24
FIGURA 2. Columna estratigráfica Cuenca Valle Medio del Magdalena	25
FIGURA 3. Mapa geológico del área de estudio	30
FIGURA 4. Corte geológico E – W del área de estudio	31
FIGURA 5. Evolución tectónica área de estudio	32
FIGURA 6. Paleogeografía área de estudio en el Terciario	37
FIGURA 7. Columna estratigráfica general Formación Rosablanca	39
FIGURA 8. Formas cristalinas comunes en venas	53
FIGURA 9. Tipos de crecimiento de fibras en la naturaleza	55
FIGURA 10. Vena antitaxial de calcita en una pizarra	57
FIGURA 11. Desarrollo de los tipos de venas con fibras	58
FIGURA 12. Tipos de inclusiones sólidas y fluidas en una vena	60
FIGURA 13. Asociación de inclusiones fluidas	62
FIGURA 14. Homogenización de fases en una inclusión fluida	63
FIGURA 15. Morfologías dominantes en las inclusiones fluidas	65
FIGURA 16. Clasificación de las inclusiones fluidas	68
FIGURA 17. Mecanismos de atrape de las inclusiones fluidas primarias	70
FIGURA 18. Distribución de inclusiones fluidas primarias, secundarias y pseudosecundarias en un cristal	72
FIGURA 19. Pérdida de estanqueidad de una inclusión fluida	73
FIGURA 20. Fenómeno de “Necking Down”	76
FIGURA 21. Tipos de señales producidas en un SEM	77
FIGURA 22. Espectro de energía de electrones	77
FIGURA 23. Espectro electromagnético	79

FIGURA 24. Espectro BSE – Rayos X	79
FIGURA 25. Cátodoluminiscencia en calcita, dolomita y piroxeno	81
FIGURA 26. Cátodoluminiscencia en cementos de carbonatos	82
FIGURA 27. Diagrama de normalización	86
FIGURA 28. Venas del sector de La Mesa de Los Santos	93
FIGURA 29. Venas de carbonatos	98
FIGURA 30. Venas de carbonatos	101
FIGURA 31. Venas de carbonatos	104
FIGURA 32. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	106
FIGURA 33. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados	108
FIGURA 34. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	109
FIGURA 35. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados	111
FIGURA 36. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados	112
FIGURA 37. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	113
FIGURA 38. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	114
FIGURA 39. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados	115
FIGURA 40. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	117
FIGURA 41. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	118
FIGURA 42. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	119
FIGURA 43. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados	121
FIGURA 44. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	122

FIGURA 45. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados	123
FIGURA 46. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	124
FIGURA 47. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	125
FIGURA 48. Microfotografías a 5x en nicoles paralelos	126
FIGURA 49. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	127
FIGURA 50. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	128
FIGURA 51. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados y paralelos	130
FIGURA 52. Microfotografías a 5x en nicoles paralelos	131
FIGURA 53. Especies minerales identificadas bajo SEM	133
FIGURA 54. Microfotografías a 5x bajo Cátodoluminiscencia	133
FIGURA 55. Microfotografías a 5x bajo luz transmitida y Cátodoluminiscencia	134
FIGURA 56. Especies minerales identificadas bajo SEM	136
FIGURA 57. Microfotografías a 5x bajo luz transmitida y Cátodoluminiscencia	136
FIGURA 58. Microfotografías a 5x bajo luz transmitida y Cátodoluminiscencia	137
FIGURA 59. Especies minerales identificadas bajo SEM	138
FIGURA 60. Microfotografías a 5x bajo luz transmitida y Cátodoluminiscencia	139
FIGURA 61. Especies minerales identificadas bajo SEM	141
FIGURA 62. Microfotografías a 5x bajo Cátodoluminiscencia	142
FIGURA 63. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 20x y 50x	144
FIGURA 64. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y	

objetivos de 20x y 50x	146
FIGURA 65. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 20x y 50x bajo luz visible y UV	148
FIGURA 66. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 50x, 20x, y 10x bajo luz visible y UV	151
FIGURA 67. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 10x bajo luz visible y UV	152
FIGURA 68. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 100x y 50x bajo luz visible y UV	153
FIGURA 69. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 50x	154
FIGURA 70. Aracnigramas de normalización de los REE en muestras de roca encajante y vena	165
FIGURA 71. Esquema regional en sentido N-S, en el cual se ilustran los intervalos en pozo y en superficie de la Formación Rosablanca, que contienen fracturas rellenas de carbonatos	170
FIGURA 72. Microfotografías a 5x bajo Cátodoluminiscencia	172
FIGURA 73. Secuencia de eventos de apertura y relleno de las venas en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos	176
FIGURA 74. Secuencia de eventos de apertura y relleno de las venas en el pozo Alfa 3	177
FIGURA 75. Histogramas de las temperaturas de homogenización de Inclusiones fluidas acuosas y de hidrocarburos	184
FIGURA 76. Curva de enterramiento del pozo Alfa 2, en la cual se expone las edades estimadas del primer y segundo evento de migración de hidrocarburos	186

FIGURA 77. Curva de enterramiento del pozo Alfa 3, en la cual se expone las edades estimadas del primer y segundo evento de migración de hidrocarburos

186

LISTA DE TABLAS

	Página
TABLA 1. Propiedades ópticas de las fases sólidas más frecuentes en inclusiones fluidas	64
TABLA 2. Elementos de Tierras Raras	84
TABLA 3. Muestras de núcleos seleccionadas para análisis macroscópicos, petrográficos, SEM, Cátodoluminiscencia, inclusiones fluidas y REE	89
TABLA 4. Descripción microscópica de las venas	94
TABLA 5. Descripción microscópica de las venas	96
TABLA 6. Descripción microscópica de las venas	97
TABLA 7. Descripción microscópica de las venas	100
TABLA 8. Descripción microscópica de las venas	103
TABLA 9. Elementos identificados mediante SEM en muestras de venas	132
TABLA 10. Elementos identificados mediante SEM en muestras de venas	135
TABLA 11. Elementos identificados mediante SEM en muestras de venas	137
TABLA 12. Elementos identificados mediante SEM en muestras de venas	140
TABLA 13. Datos de microtermometría de Inclusiones fluidas obtenidas a partir de agregados granulares contenidos en fracturas del sector de La Mesa de Los Santos	157
TABLA 14. Datos de microtermometría de Inclusiones fluidas obtenidas a partir de agregados granulares contenidos en fracturas del pozo Alfa 2	158
TABLA 15. Datos de microtermometría de Inclusiones fluidas obtenidas a partir de agregados granulares contenidos en fracturas del pozo Alfa 1	159

TABLA 16. Datos de microtermometría de Inclusiones fluidas obtenidas a partir de agregados granulares contenidos en fracturas del pozo Alfa 3	160
TABLA 17. Datos de densidad, Volumen Molar, Presión de homogenización y Presión máxima de atrape, calculados mediante los programas BULK e ISOC	162
TABLA 18. Concentraciones de REE en muestras de roca encajante y vena	163
TABLA 19. Valores de normalización de REE, fraccionamiento y anomalías del Cerio y Europio en muestras de roca caja y vena	166
TABLA 20. Concentración de elementos datables en muestras de roca caja y vena	168
TABLA 21. Eventos de diagénesis en la Formación Rosablanca	172

RESUMEN

TÍTULO: ESTUDIO PETROGRÁFICO, GEOQUÍMICO Y DE INCLUSIONES FLUIDAS EN VENAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA EN EL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (POZOS: ALFA 1, ALFA 2 Y ALFA 3) Y LA CORDILLERA ORIENTAL (SECTOR MESA DE LOS SANTOS): IMPLICACIONES GENÉTICAS*

AUTOR: Geólogo Jairo Conde Gómez**

PALABRAS CLAVE: Formación Rosablanca, Mesa de Los Santos, Valle Medio del Magdalena, petrografía, inclusiones fluidas, geoquímica de tierras raras.

Las venas identificadas en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3 (VMM) y en el sector de La Mesa de Los Santos (Cordillera Oriental), son estructuras de relleno de fracturas, las cuales presentan tres texturas diferentes en sus materiales de relleno: agregados granulares (AG), granulares elongados (AGE) y fibrosos (AF). La relación entre estas texturas, indican que los AG debieron formarse en un ambiente de extensión generalizada de la cuenca, mientras que los AGE y AF, debieron haberse formado en una ambiente compresivo de la cuenca.

Apoyados en el estudio de la geoquímica de los Elementos de Tierras Raras (REE), es posible sugerir que los rellenos dominantes de las vetillas, es decir, los AG, debieron formarse en un ambiente propios de un sistema cerrado (circulación intraformacional de fluidos) para el área del pozo Alfa 1, mientras que en las áreas de los pozos Alfa 2, Alfa 3, y el sector de La Mesa de Los Santos, éstos debieron formarse en un ambiente característico de sistema abierto (flujo transformacional de fluidos). Asimismo, los Aracnigramas de REE en las calizas de la Formación Rosablanca, corroboran el carácter marino de ésta unidad.

Dos pulsos de migración de hidrocarburos fueron identificados mediante el estudio de inclusiones fluidas, en el primero migraron a través de la porosidad primaria y fracturas hidrocarburos pesados asociados con fluidos acuosos ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) a temperaturas mínimas entre 60-85°C; en el segundo migraron a través de las fracturas hidrocarburos livianos asociados con fluidos acuoso ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) a temperaturas entre 55 – 215 °C.

* Proyecto de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Maestría en Geología. Director: PhD Luis Carlos Mantilla Figueroa. Codirector: MSc Julián Francisco Naranjo Vesga.

ABSTRACT

TITLE: PETROGRAPHIC, FLUID INCLUSIONS AND GEOCHEMICAL STUDY IN VEINS OF THE ROSABLANCA FORMATION IN THE MIDDLE MAGDALENA VALLEY (ALPHA 1, ALPHA 2 AND ALPHA 3 WELLS) AND THE EASTERN CORDILLERA (MESA DE LOS SANTOS SECTOR): GENETIC IMPLICATIONS*

AUTHOR: Geologist Jairo Conde Gómez**

KEYWORDS: Rosablanca Formation, Mesa de Los Santos, Middle Magdalena Valley, petrography, fluid inclusion, rare earth geochemistry.

The veins identified in the Alfa 1, Alfa 2 and Alfa 3 wells (VMM) and the Mesa de los Santos sector (Eastern Cordillera) are interpreted as fracture filling structures, which have three different textures in their filling materials: granular aggregates (AG), granular elongated aggregates (AGE) and fibrous aggregates (AF). The relationship between these textures, indicate that the AG had formed in a widespread extensional basin environment, while AGE and AF had been formed in a basin compressive environment.

Supported by Rare Earth Elements (REE) geochemistry study, it is possible to suggest that the vein dominant fillings materials, i.e. AG, had been formed in a closed system environment (intraformacional fluid flow) for the Alpha 1 well area, while in the Alpha 2, Alpha 3 areas, and the Mesa de Los Santos sector, they had formed in a characteristic open system (transformational fluid flow). On the other hand, the REE patterns from the Rosablanca limestones corroborate the marine nature of this unit.

Two pulses of hydrocarbons migration were identified through the study of fluid inclusions, in the first migrated through the primary porosity and fractures heavy hydrocarbons associated with aqueous fluids ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) at temperatures between 60 – 85 °C; in the second migrated through the fractures light hydrocarbons associated with aqueous fluids ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) at temperatures between 55 – 215 °C.

* Master's degree work

** Faculty of physical-chemistry Engineering, Masters degree in geology. Director: PhD Luis Carlos Mantilla Figueroa. Codirector: MSc Julian Francisco Naranjo Vesga.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de las características fisicoquímicas de los fluidos involucrados en los diferentes procesos que se presentan durante la evolución de una cuenca sedimentaria, es de gran importancia en la exploración petrolera porque permite reconocer, analizar e interpretar aspectos claves como la evolución diagenética, procesos de migración y entrapamiento de hidrocarburos, eventos de formación y relleno de fracturas, cambios en la porosidad y permeabilidad y origen de paleofluidos (Ramsey y Onash, 1999; Guilhaumou *et al.*, 2000; Suchy *et al.*, 2000; Rossi *et al.*, 2001; Martínez-Ibarra *et al.*, 2003; Parnell *et al.*, 2003; Caja *et al.*, 2006; Shubert *et al.*, 2007; Baron *et al.*, 2008).

La presente investigación desarrollada en el marco del convenio de cooperación tecnológica No. 002 de 2006 suscrito entre la Universidad Industrial de Santander (UIS) y el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP), realizó estudios de petrografía (apoyados en análisis mediante SEM y Cátodoluminiscencia), inclusiones fluidas y tierras raras (REE) en materiales de relleno presentes en fracturas de la Formación Rosablanca en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3 de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, y en el sector de la Mesa de Los Santos en el flanco oeste de la Cordillera Oriental, con los objetivos de determinar las características texturales y mineralógicas de los materiales de relleno presentes en las fracturas y establecer la secuencia temporal de los eventos de relleno. Así mismo, se buscó establecer las características fisicoquímicas y la procedencia de los paleofluidos que participaron en dichos eventos de relleno.

Por otro lado, este trabajo es un aporte al conocimiento de la historia de los eventos diagenéticos, de migración y entrapamiento de hidrocarburos que han afectado a los reservorios calcáreos de edad Cretáceo Inferior en la cuenca del Valle Medio del Magdalena.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

- Establecer la historia del flujo de fluidos en la formación Rosablanca, a partir del estudio petrográfico, geoquímico y de inclusiones fluidas en los materiales de relleno de las venas en aras de establecer sus condiciones de formación (fracturamiento, flujo, relleno), y su relación temporal con la historia de migración de hidrocarburos.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Establecer los rasgos texturales en materiales de relleno de venas, así como la secuencia temporal de los eventos de relleno con base en un estudio petrográfico en sección delgada, SEM y catodoluminiscencia.
- Determinar las diferentes asociaciones de inclusiones fluidas presentes en los materiales de relleno de venas, así como las condiciones fisicoquímicas de los fluidos a partir de los cuales precipitaron estos materiales de relleno.
- Determinar la tipología del paleosistema hidráulico (sistema cerrado o abierto), con base en análisis de química elemental (REE).
- Encontrar las concentraciones de elementos trazas (Rb, Sr, U, Pb, Sm, Nd, Re, Os, K, fundamentalmente) asociados a los minerales de relleno de venas de forma estructural o como impurezas, en aras de valorar la potencialidad del material para futuros usos geocronológicos.

1. ANTECEDENTES

1.1 LOCALIZACIÓN ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte central y norte del Valle Medio del Magdalena una depresión intermontana localizada entre las Cordilleras Central y Oriental, y en el piedemonte oeste de la Cordillera Oriental al suroeste del casco urbano del municipio de Piedecuesta (FIGURA 1)



FIGURA 1. Localización del área de estudio (tomado y modificado de <http://maps.google.es/>).

1.2 MARCO GEOLÓGICO

1.2.1 ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica del área de estudio corresponde a la secuencia de la cuenca del Valle Medio del Magdalena (FIGURA 2) cuya estratigrafía ha sido definida principalmente en los trabajos de Olsen (1954), Morales *et al* (1958), Shamel (1991) y Montgomery (1992). El basamento está formado por rocas ígneo – metamórficas cuya edad varía de Proterozoico a Jurásico (Royero & Clavijo,

2001), descansando en discordancia sobre este basamento, se encuentra una secuencia de rocas sedimentarias depositadas en ambientes continentales, transicionales y marinos someros de plataforma.

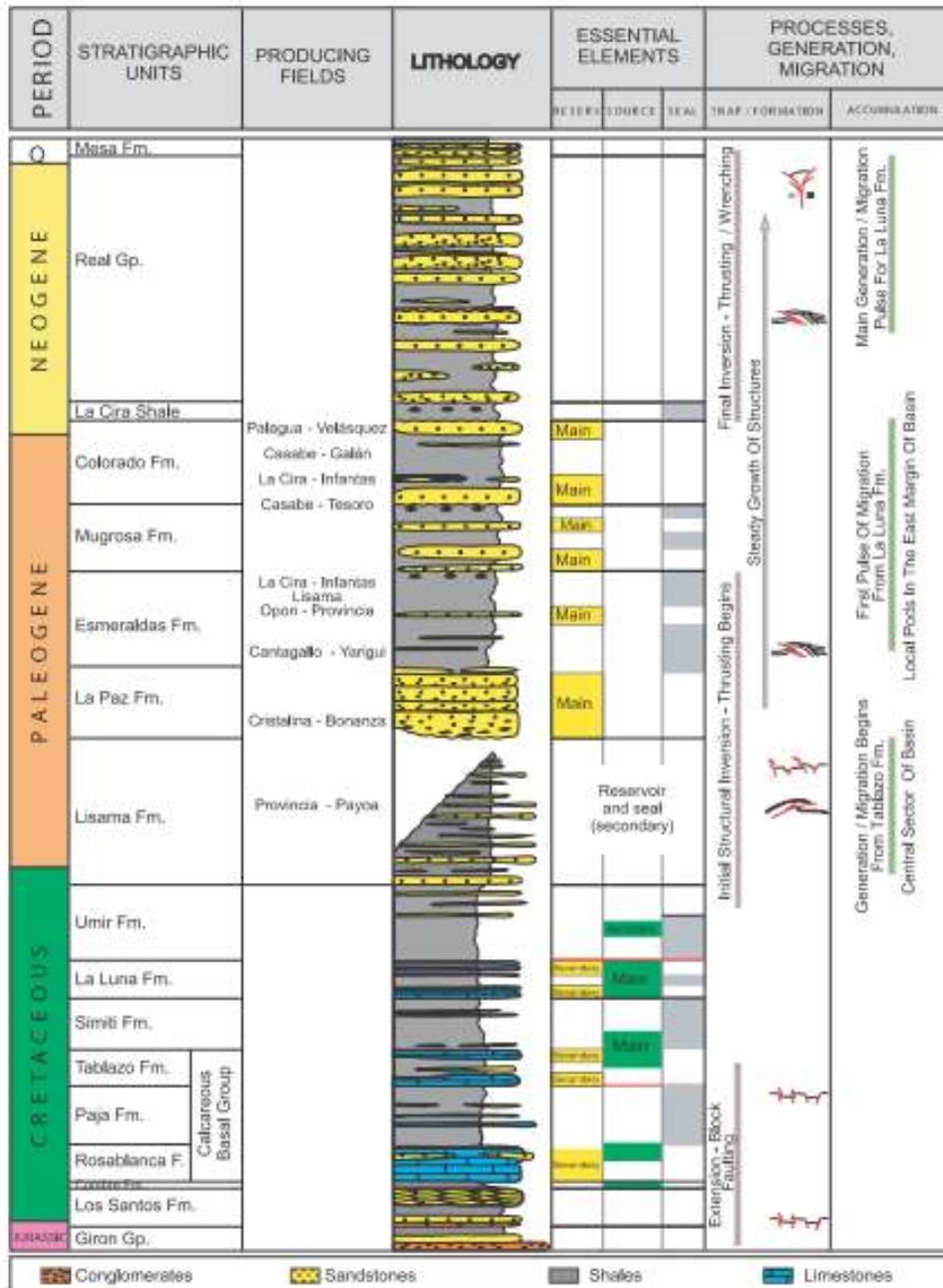


FIGURA 2. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca del Valle Medio del Magdalena (tomado de Barrero *et al.*, 2007).

1.2.1.1 Jurásico

En el área de estudio, las rocas sedimentarias más antiguas corresponden a las del Grupo Girón estudiado en detalle por Cediel (1968) y compuesto por las Formaciones Bocas, Jordán y Girón de acuerdo a Rabe (1977).

Esta unidad está compuesta por niveles de arcillolitas, limolitas, conglomerados, areniscas de color gris verdoso a rojizo de grano medio a grueso y tobos los cuales en su conjunto poseen un espesor mayor a 4500 m. El Grupo Girón se depositó en un ambiente continental correspondiente a zonas de pie de monte y cauces aluviales trenzados con llanura de inundación (Chacón, 1981 en Toussaint, 1999); para Ponds (1983) la edad del Grupo Girón oscila desde el Jurásico Medio hasta el Neocomiano.

1.2.1.2 Cretáceo

Descansando en forma discordante sobre el Grupo Girón la base del Cretáceo en la cuenca del Valle Medio del Magdalena está representada por la Formación Los Santos o Tambor de edad Valanginiano – Hauteriviano (Ramón & Dzou, 1999), el ambiente de depositación de esta unidad corresponde a ríos trenzados, lagos o lagunas y llanuras de marea (Toussaint, 1999); suprayaciendo a la Formación Los Santos se encuentran las areniscas cuarzosas, limolitas y arcillolitas claras y rojizas de la Formación Cumbre estudiada por Renzoni (1969) y redescrita por Mendoza (1985), los fósiles contenidos en esta unidad indican una edad Berriasiana – Valanginiana y un ambiente de depositación en una zona intermareal con una avance oscilante de la transgresión marina de principios del Cretáceo hacia el noreste de la cuenca (Mendoza, 1985; Renzoni, 1985).

Descansando en forma concordante y transicional sobre la Formación Cumbre se encuentra el Grupo calcáreo basal formado por las unidades Rosablanca, Paja y Tablazo; las calizas de la Formación Rosablanca descritas originalmente por Wheeler (1929) y estudiadas en detalle por Cardozo y Ramirez (1985) se extienden desde la zona norte del Valle Medio del Magdalena hasta la región de Villa de Leyva, fueron depositadas en un ambiente nerfítico superior cercano a la

costa (Morales *et al.*, 1958) o estuarino (Ortiz *et al.*, 1997). La Formación Paja está constituida por lutitas y shales grises oscuros con intercalaciones de areniscas grises amarillentas de grano fino y calizas grises arenosas (Royero y Clavijo, 2001) de edad Barremiano – Aptiano se depositó en un ambiente de cuenca marina cerrada con baja circulación de aguas y sedimentación tranquila (Toussaint, 1999). Descansando concordantemente sobre la Formación Paja y de edad Aptiano Tardío – Albiano Medio, la Formación Tablazo consta de bancos gruesos de calizas muy fosilíferas con intercalaciones de lutitas y margas; el ambiente de depositación de esta unidad varió de nerítico superior a nerítico medio (Morales *et al.*, 1958).

Suprayaciendo al grupo calcáreo basal la Formación Simití, de edad Albiana (Morales *et al.*, 1958) está compuesta por shales grises oscuros a negros, carbonosos con intercalaciones de areniscas y calizas sus condiciones de depositación se dieron en un entorno muy euxínico con abundante materia orgánica coloidal que le otorga un potencial generador de hidrocarburos (Gómez, 1984). Encima de esta unidad se encuentra la Formación El Salto conformada por niveles de calizas, arcillolitas grises oscuras, la edad de esta unidad es Albiano Superior – Cenomaniano.

En la cuenca del Valle Medio del Magdalena el Turoniano – Coniaciano esta representada por la Formación La Luna, y es dividida en tres miembros (Morales *et al.*, 1958): Salada, Pujamana y Galembó formados por lutitas oscuras, arcillolitas calcáreas negras calizas y chert; esta unidad fue depositada en un ambiente sedimentario de aguas moderadamente profundas con circulación restringida (Dickey, 1992).

Descansando concordantemente sobre la Formación La Luna, La Formación Umir está compuesta por lutitas silíceas oscuras, areniscas, lodolitas y capas de carbón; de edad Campaniano - Maastrichtiano fue depositada en un ambiente transicional marcando el de condiciones marinas a continentales que predominaran durante el Terciario.

1.2.1.3 Paleógeno y Neógeno

En el área de estudio y en general en la cuenca del Valle Medio del Magdalena, el Paleógeno inicia con la Formación Lisama compuesta por areniscas, lutitas alternadas con areniscas de grano fino y mantos de carbón (Toussaint, 1999), esta unidad se depositó en un ambiente de planicies deltáicas y aluviales (Ramírez, 1988; Gómez, 2001).

Suprayaciendo en forma discordante a la Formación Lisama, se encuentra la Formación La Paz la cual está formada por niveles de areniscas grises, conglomeráticas, conglomerados, limolitas y lutitas grises (Royero & Clavijo, 2001); esta unidad se depositó en un ambiente continental de Planicie aluvial (Gómez, 2005).

La formación Esmeraldas descansa en forma concordante sobre la Formación La Paz está compuesta por areniscas grises y verdosas de grano fino, con intercalaciones de limolitas y lutitas moteadas; al igual que la unidad suprayacente, esta unidad se depositó en un entorno fluvial bajo condiciones lagunares deltáicas (Royero & Clavijo, 2001) indicando la transformación de la cuenca del Valle Medio del Magdalena en una cuenca continental (Ramírez, 1988; Suárez, 1997). Separado por una discordancia la suprayacente Formación Mugrosa está compuesta por areniscas grises verdosas de grano fino a medio, lodolitas y areniscas conglomeráticas; es considerada de edad Eoceno Superior – Oligoceno Inferior (Royero & Clavijo, 2001).

La Formación Colorado descansa en forma concordante sobre la Formación Mugrosa y consiste predominantemente de arcillolitas rojizas, grises oscuras a negras, areniscas de grano medio a grueso y conglomeráticas, es considerada de edad Oligoceno Superior – Mioceno Inferior (Royero & Clavijo, 2001).

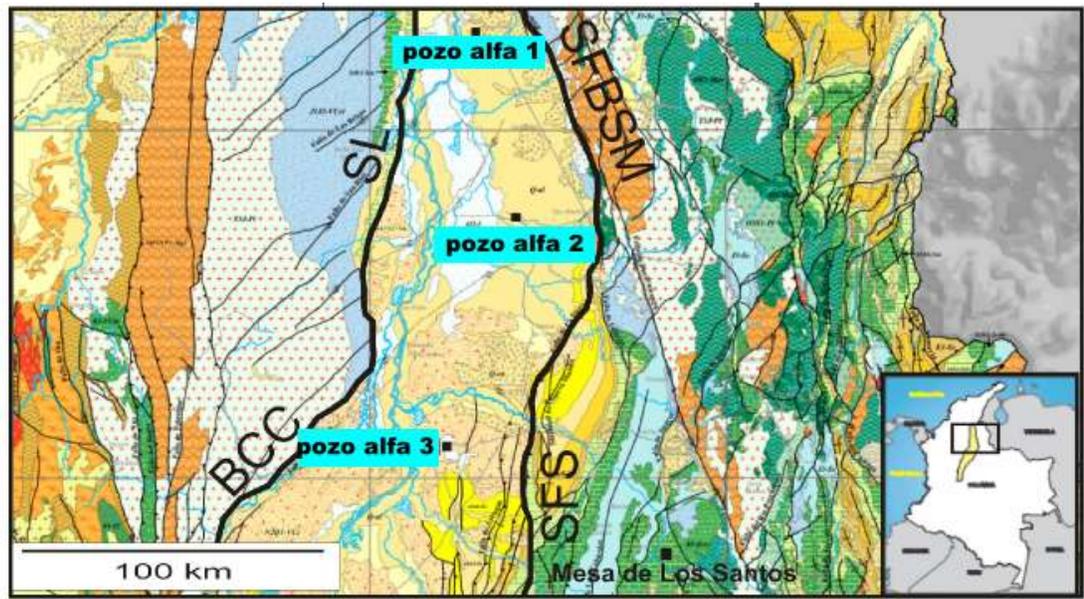
Suprayaciendo en forma discordante a la Formación Colorado se encuentra el Grupo Real conformado por las Formaciones Chontorales, Hiel, Enrejado y Bagre compuestas por arcillolitas, areniscas conglomeráticas, posee un espesor total de 3600 m y posee una edad Mioceno Medio – Plioceno (Royero & Clavijo, 2001).

Una discordancia separa el Grupo Real del Grupo Mesa, con un espesor aproximado de 450 m, está compuesta por niveles mal consolidados con cantos de material dacítico, andesítico y de piedra pómez con intercalaciones de arcillolitas posee una edad Plioceno Inferior en su parte basal (Dueñas & Castro, 1981 en Toussaint, 1999).

1.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de estudio, se encuentra ubicada en la parte central y norte de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y en el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental al suroeste del sistema de fallas de Bucaramanga – Santa Marta (FIGURA 3).

De acuerdo con Royero & Clavijo (2001) los pozos Alfa 1, Alfa 2, y Alfa 3 se ubican en la provincia del Valle Medio del Magdalena caracterizada tectónicamente por un estilo estructural de plegamiento donde las estructuras anticlinales y sinclinales son amplias y suaves, limitadas por fallas inversas escalonadas con inclinación preferencial hacia el este (FIGURA 4). Como se observa en la FIGURA 4, esta provincia está compuesta por un basamento de edad Paleozoico Inferior y una cobertera sedimentarias de rocas Jurásicas Cretáceas, Paleógenas, Neógena junto con sedimentos recientes. Los límites de esta provincia son el sistema de Fallas de La Salina y el sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta (FIGURAS 3 y 4) al oriente y el onlap se sedimentos Neógenos de la serranía de San Lucas junto con el basamento de la Cordillera Central al occidente.



——— Límites estructurales Cuenca Valle Medio del Magdalena
 SFBSM: SISTEMA DE FALLAS BUCARAMANGA - SANTA MARTA
 SFS: SISTEMA DE FALLAS DE LA SALINA Y BITUIMA
 BCC: BASAMENTO CORDILLERA CENTRAL
 SL: ONLAP DE SEDIMENTOS NEÓGENOS SOBRE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS

FIGURA 3. Mapa geológico en el cual se ilustra la localización de los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3 en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y el sector de la Mesa de Los Santos junto con los límites tectónicos de la cuenca (tomado y modificado de Barrero et al., 2007 e INGEOMINAS, 2007)

El sector de la Mesa de Los Santos se ubica en lo que Royero & Clavijo (2001), definen como la provincia Cordillera Oriental caracterizada por pliegues anticlinales y sinclinales amplios, limitados por fallas inversas y de cabalgamiento, de dirección noreste y noroeste, con inclinación predominante hacia el oriente. Esta provincia está conformada por rocas sedimentarias generalmente plegadas, de edades Jurásicas y Cretáceas; el sector de la Mesa de los Santos se encuentra en el bloque cuyos límites son al oriente las fallas Riachuelo y Bucaramanga – Santa Marta y al occidente el sistema de fallas de La Salina (FIGURA 4).

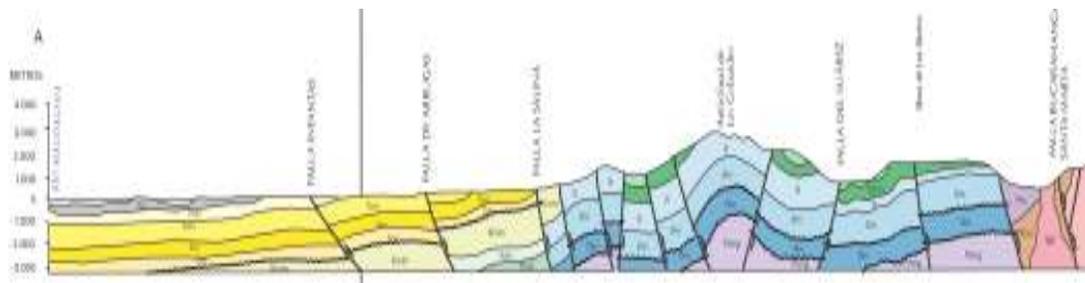


FIGURA 4. Corte Geológico E – W generalizado de el área de estudio en el cual se expone la cuenca del Valle Medio del Magdalena y el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental al oeste de la Falla Bucaramanga – Santa Marta, obsérvese la inclinación de las fallas hacia el oriente (tomado de INGEOMINAS, 1999).

1.2.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

La evolución geológica del área de estudio ha estado caracterizada fundamentalmente por la sucesión a partir del jurásico de dos estados tectónicos, cada uno de los cuales con características estratigráficas, estructurales y tectónicas bien definidas: una fase distensiva caracterizada por la formación de fallas normales y una posterior transgresión marina durante el Jurásico y el Cretáceo. A finales del Cretáceo, hasta el presente, ha predominado una fase tectónica compresiva caracterizada por la reactivación como fallas inversas de antiguas paleofallas normales en varias fases deformativas a lo largo del Paleógeno y Neógeno (FIGURA 5).

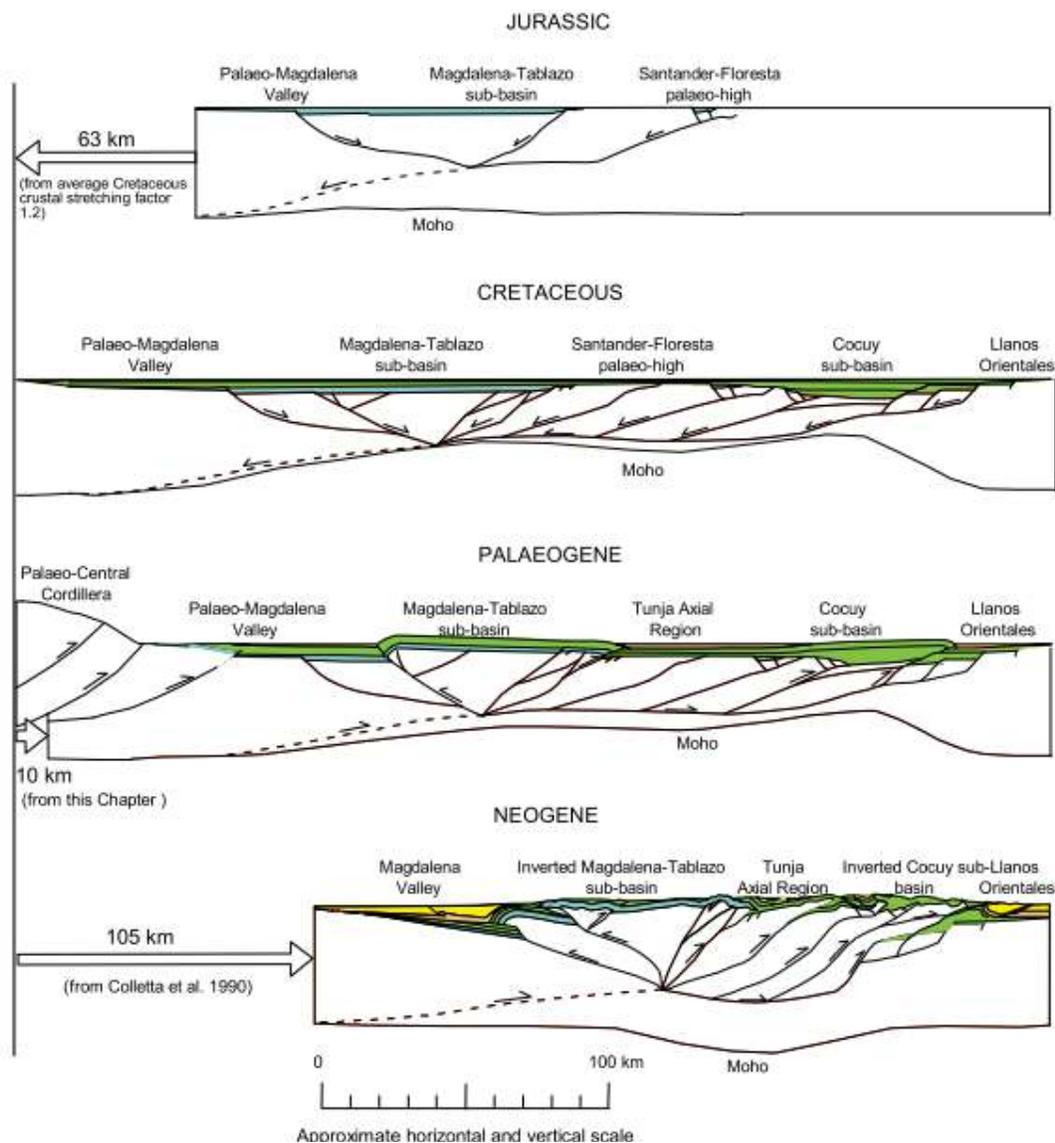


FIGURA 5. Evolución tectónica de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero (tomado de Sarmiento, 2001).

1.2.3.1 Jurásico

En este periodo, el área de estudio fue sometida a una distensión regional en respuesta al rompimiento del supercontinente Pangea, permitiendo la formación de paleofallas normales. En estas cuencas limitadas por las paleofallas normales se depositaron importantes secuencias clásticas, generalmente continentales, y

caracterizadas por capas rojas tal como es el caso del Grupo Girón; al finalizar este periodo se produjeron algunos movimientos tectónicos, los cuales están detectados por la presencia de una discordancia angular regional entre las capas jurásicas y los sedimentos marinos del techo del Titoniano o de la base del Cretáceo (Toussaint, 1999).

1.2.3.2 Cretáceo

Durante este periodo, el área de estudio fue afectada por fenómenos tectónicos distensionales y por una subsidencia que permitió la depositación, en un ambiente bastante tranquilo de una sedimentación marina epicontinental; prosiguió la formación de varias cuencas distensionales controladas por fallas normales, cuencas en las cuales se depositaron, secuencias de sedimentos marinos epicontinentales que alcanzaron un gran espesor en la región de Bogotá y en la cuenca del Valle Medio del Magdalena (Toussaint, 1999). A partir del trabajo de Fabré (1982) en Toussaint (1999), la evolución geodinámica del oriente colombiano (cuencas del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y piedemonte Llanero) es dividida en dos periodos: desde el Berriasiano hasta el Albiano, se produjo un periodo de distensión durante el cual se produjeron importantes movimientos de tipo normal de fallas que limitaban horts y grabenes y durante el cual la sedimentación estaba marcada por rápidos cambios longitudinales y transversales de facies y de espesor, y luego, a partir del Albiano, un periodo de enfriamiento lento de la litosfera sin movimiento de las fallas y lo cual permitió una subsidencia térmica regional que afecto al conjunto del Oriente Andino y parte más occidental de los Llanos Orientales (Toussaint, 1999).

La transgresión marina que se inicia a principios del Cretáceo en la cuenca del Valle Medio del Magdalena alcanza su máxima extensión durante el Santoniano y luego se inicia una regresión general y bastante rápida; la sedimentación siguió con predominio de lutitas marinas durante el Campaniano y el Maastrichtiano con la

Formación Umir seguida por los depósitos lagunares y deltáicos de la Formación Lisama de edad Paleocena.

La deformación del Cretáceo Tardío-Paleoceno Temprano resultó de la acreción final de la Cordillera Occidental (MacCourt, 1984 en Cooper et al., 1995); este evento de deformación marco un cambio significativo en los ambientes depositacionales a través de la Cordillera Oriental, las cuencas del Valle Medio y Superior del Magdalena, y la cuenca de los Llanos de una cuenca marina a una de tipo foreland (Van der Hammen, 1961). La deformación del Cretáceo Tardío-Paleoceno Temprano se restringió a las Cordilleras Central y Occidental excepto para alguna deformación y ascenso de la Sierra Nevada del Cocuy (Fabre, 1987). La cantidad de deformación compresional generada durante la acreción pudo haber estado limitada por la convergencia oblicua de las placas de Nazca y Suramérica hasta hace 49 m.a (Pardo - Casas & Molnar, 1987).

1.2.3.3 Paleógeno – Neógeno

A inicios del Terciario (FIGURA 6A), la cuenca del Valle Medio del Magdalena se transforma en una cuenca de tipo foreland debido al ascenso progresivo a escala kilométrica, y de dirección sur a norte de la Cordillera Central al oeste; este levantamiento durara hasta los tiempos del Eoceno Temprano (Campbell, 1968).

Durante el Eoceno Temprano a Medio (55 ma a 45 ma) la propagación hacia la cuenca del Valle medio del Magdalena (FIGURA 6B) de la deformación debido al ascenso de la Cordillera Central trunco la depositación y erodó parte de la secuencia sedimentaria Paleocena depositada hasta ese momento; este evento está registrado por la discordancia regional presente entre las Formaciones Lisama y La Paz.

Entre el Eoceno Medio y Oligoceno Temprano, el límite entre la Cordillera Central y el Valle Medio del Magdalena comenzó a moverse progresivamente en dirección oeste y norte debido a que hacia el Eoceno Medio la deformación asociada al

levantamiento de la Cordillera Central finalizó y la denudación se convierte en el proceso dominante local; y los sedimentos empiezan a recubrir la superficie erodada de la Cordillera (Gómez, 2001). Las areniscas amalgamadas de la Formación La Paz, marcan la posición de los principales canales fluviales dentro de áreas de máxima subsidencia de la planicie aluvial (Mackey y Bridge, 1995 en Gómez *et al.*, 2005). La Formación Esmeraldas representa un depósito de piedemonte de alto gradiente en el lado oeste de la cuenca (cerca a la Cordillera Central) y cual cambio en dirección este a depósitos de bajo gradiente de canal y de planicies de inundación en el sinclinal del Nuevo Mundo (Gómez *et al.*, 2005).

Entre el Oligoceno – Mioceno Temprano ocurre la deformación inicial de la Cordillera Oriental, La deformación inicial del piedemonte de la Cordillera Oriental, fue influenciada por una inversión tectónica incipiente de la falla de La Salina y parece correlacionarse con un cambio mayor en la dirección de paleoflujos en el área de la Cira-Infantas, en la cual el drenaje del Oligoceno Temprano permaneció orientado hacia el norte mientras la parte baja de la Formación Mugrosa se acumuló, pero cambio hacia el sureste durante la depositación de la parte superior de la Formación Mugrosa (Gómez *et al.*, 2005). La deformación del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano al noreste de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, puede haber estado relacionada con la actividad inicial de rumbo- deslizamiento del sistema de fallas de Bucaramanga-Santa Marta (FIGURA 6D), el cual a partir de ese momento ha sido reacomodado por fallamiento inverso e inversión de los grabenes mesozoicos en el Macizo de Santander y la Cordillera Oriental (Kovas *et al.*, 1982; Toro, 1991; Pindell *et al.*, 1998).

Este evento tectónico, cerró la conexión entre la cuenca del Valle Medio del Magdalena y la cuenca de Maracaibo y causó una mayor diversificación en el drenaje fluvial hacia el sureste en dirección a la cuenca de los Llanos a lo largo de valles ubicados entre los altos discontinuos de la Cordillera Oriental. El Mioceno Temprano es también un época de aumento eustático a nivel global del nivel del mar, el cual pudo haber contribuido a la acomodación tectónica de la cuenca; el

ajuste del perfil de gradientes de la cuenca del Valle Medio del Magdalena a este aumento global esta registrado por los depósitos del Mioceno Medio de el horizonte fosilífero de la Cira; los altos porcentajes de feldespatos en las areniscas de las Formaciones Mugrosa y Colorado reflejan profundos niveles de erosión y exposición de los plutones granodioríticos Mesozoicos en la Cordillera Central (Mesa, 1995).

En el Mioceno Tardío Medio – Mioceno Tardío ocurre otra época de ajuste mayor en la cuenca del Valle Medio del Magdalena. La dirección de paleodrenajes cambio hacia el norte como resultado del confinamiento progresivo de la cuenca entre las Cordilleras Central y Oriental (Hoorn *et al.*, 1995) y el traslape en dirección norte de el arco de CÁCHIRA. Los clastos ígneos y metamórficos probablemente se derivaron de la Cordillera Central, el largo porcentaje de clastos sedimentarios del Grupo Real probablemente se derivaron de la Cordillera Oriental, de áreas fuentes tales como la cresta del el anticlinal de Los Cobardes, el Macizo de Santander y la parte central de la Cordillera (FIGURA 6D). Los estratos de el Grupo Real fueron depositados en el área del piedemonte de la Cordillera Oriental, aunque la erosión posteriormente los removió de áreas al sur del sinclinal del Nuevo Mundo (Gómez *et al.*, 2005).

Entre el Plioceno – Reciente la sedimentación del Grupo Mesa fue contemporánea con la reactivación del sistema de Fallas de La Salina (Gómez *et al.*, 2005).

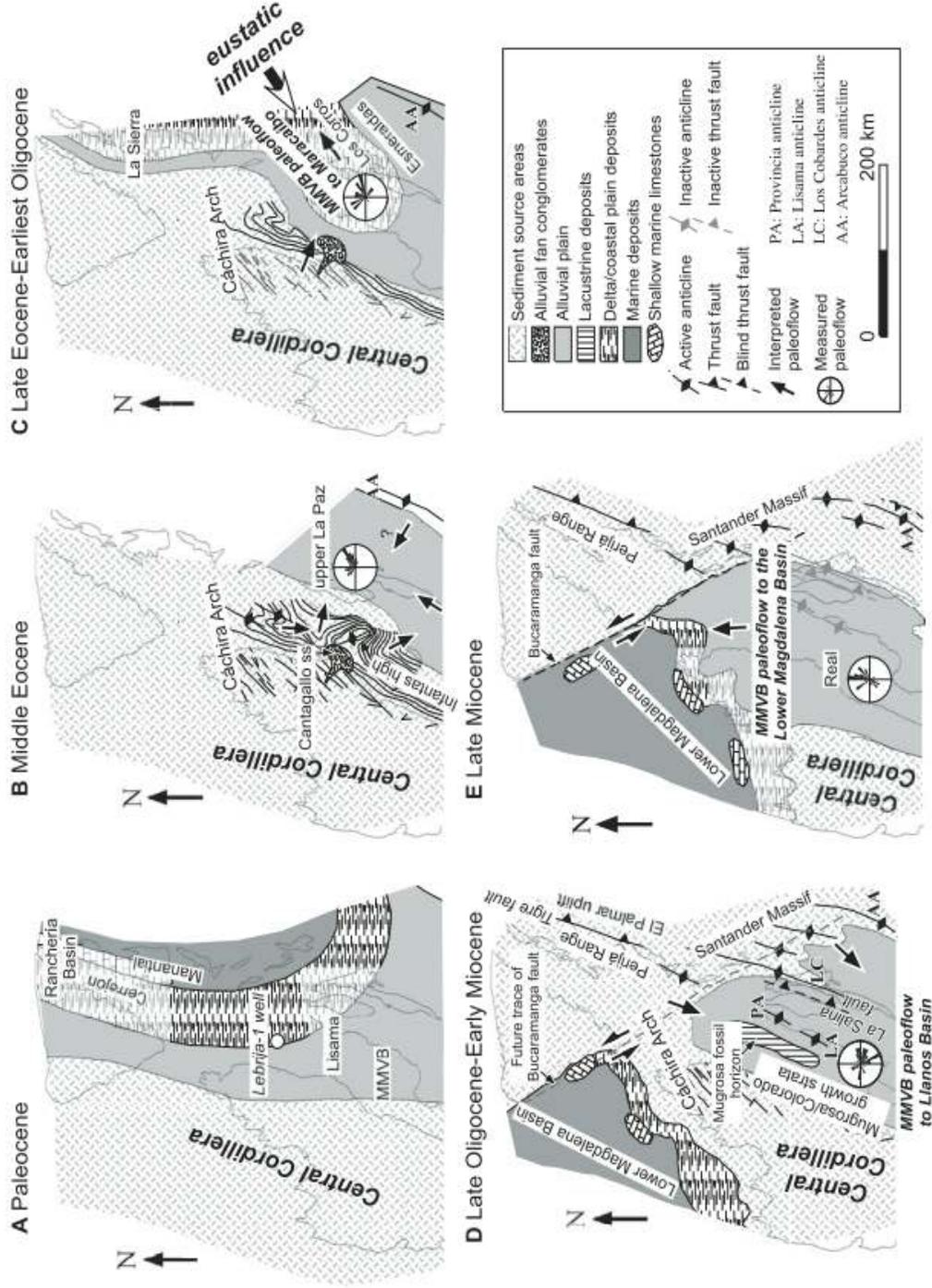


FIGURA 6. (A – E). Paleogeografía y evolución tectónica de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y parte de la Cordillera Oriental durante los periodos Paleógeno y Neógeno (tomado de Gómez et al., 2005).

1.2.4 LA FORMACIÓN ROSABLANCA

Descrita originalmente por Wheeler (1929) y estudiada en detalle por Cardozo & Ramírez (1985) en la región de Villa de Leyva (Boyacá) y Gámbita (Santander), se constituye en una de las principales unidades calcáreas del Cretáceo Inferior en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y en la Cordillera Oriental en los departamentos de Santander y Boyacá; se extiende desde la región norte de la cuenca del Valle Medio del Magdalena hasta la región de Villa de Leyva (Boyacá), encontrándose infrayacida en forma transicional por niveles de areniscas con estratificación cruzada que pertenecen a la Formación Tambor, y esta suprayacida en forma neta por las lutitas de la Formación Paja.

La sección tipo de esta unidad se encuentra ubicada cerca de la población de El Tablazo a una distancia de 1 a 1,5 km aguas arriba en el río Sogamoso, donde está formada por calizas duras masivas de color gris azulado, fosilíferas, con textura gruesa, la cual contiene muchos niveles de Margas, pasando hacia el tope a calizas negras de grano muy fino a arcillosa. En este sector la Formación Rosablanca posee un espesor de 425 m aunque este es variable en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y en la Cordillera Oriental.

A nivel general en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y en la Cordillera Oriental, la Formación Rosablanca se compone en su parte inferior de niveles de calizas y yeso con oolitos, ostrácodos y dolomías; hacia la parte superior consta de areniscas y lodolitas calcáreas. En la parte inferior presenta depósitos evaporíticos como yeso y polihalita que indican una hipersalinidad y tranquilidad en las condiciones de depositación; el resto de la secuencia se depositó en un medio marino somero en condiciones neríticas (Royero & Clavijo, 2001).

1.2.4.1 Características Litológicas y edad

El estudio de Julivert (1963) realizado en la Formación Rosablanca aflorante en el sector oeste de la Mesa de Los Santos (FIGURA 7) y con un espesor de 300 m, muestra que esta unidad está compuesta de base a techo:

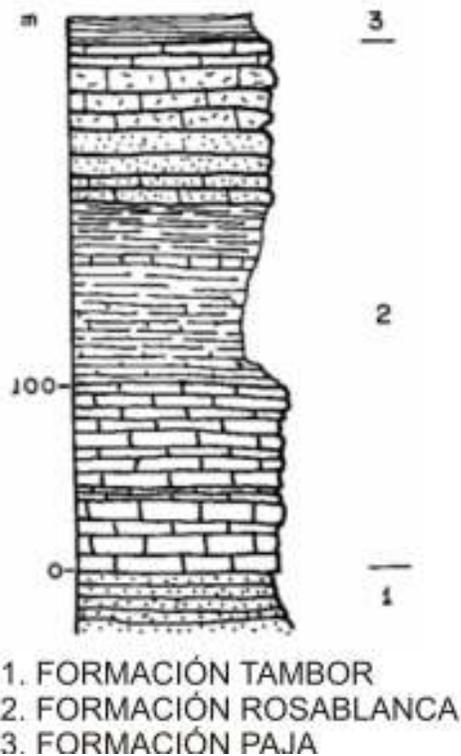


FIGURA 7. Columna estratigráfica simplificada de la Formación Rosablanca en la región de la Mesa de Los Santos (tomado y modificado de Toussaint, 1999).

- Nivel inferior de calizas y dolomías grises con un espesor de 92 metros por una sucesión de dolomías en la parte inferior y calizas en la parte alta del nivel, las dolomías se presentan intercaladas con niveles de yeso.
- Intercalaciones de caliza marrón con un espesor de 10 m, el cual consta de una serie de bancos de caliza de tonalidad negruzca con algunos niveles margosos.
- Nivel margoso inferior, de 34 m de espesor formado por la alternancia de margas y calizas.

- Nivel de shales con intercalaciones de calizas con un espesor de 57 m, con un predominio de las shales en todo el conjunto del nivel aunque en la parte superior se hacen más abundantes las calizas a la vez que son algo arenosas.
- Intercalación caliza, constituido por 8 a 9 m de calizas masivas que van haciendo margosas hacia el techo.
- Nivel margoso superior con un espesor de 52 m formado por calizas de tonalidad marrón, nodulosas, intercaladas con margas.
- Nivel arenoso, con un espesor de 19 m está compuesto por una sucesión de bancos de arenisca masiva que se van haciendo más finos hacia arriba, interestratificados con dichos bancos se presentan capas muy delgadas de lutitas y areniscas de grano muy fino.
- Nivel lumaquélico constituido por 44 m de calizas lumaquélicas en grandes bancos, con algunas intercalaciones muy finas de margas.

La edad de esta Formación es considerada como Hauteriviano en la parte sur a Barremiano en la parte norte (Ramón & Dzou, 1999).

1.2.4.2 Ambientes de depósito de la Formación Rosablanca

Según León (2002), los sedimentos de la Formación Rosablanca fueron depositados en una plataforma marina somera tipo rampa, en ambientes de llanuras mareales, desde la zona submareal superior donde se generaron condiciones de alta energía (transición entre la rampa profunda y rampa somera) depositándose rocas tipo grainstone, packstone (oolitos, intraclastos), pasando a la zona submareal (rampa somera) donde se crearon condiciones de baja energía en ambientes restringidos (laguna) en los cuales se depositaron rocas de tipo wackestone, mudstone y arcillolitas calcáreas (eventualmente las condiciones tranquilas fueron perturbadas por corrientes mareales o tormentas), y finalmente en la zona supramareal (rampa anterior), en condiciones hipersalinas, con alta

oxigenación, donde se depositaron los niveles de evaporizas evidenciando frecuentes episodios de exposición subaerea.

1.3 ESTUDIOS ANTERIORES

A nivel de cuencas sedimentarias, los estudios integrados mediante petrografía, geoquímica e inclusiones fluidas, han sido empleados para conocer las características físico – químicas (presión, temperatura, salinidad, tipo de fluido, fases en que migraron) de paleofluidos que han circulado por fracturas o espacios porosos, las etapas de depositación de minerales, el origen de los fluidos así como las secuencia de migración de estos (aspecto importante en procesos de migración y entrapamiento de hidrocarburos).

Entre los estudios realizados en otras cuencas del mundo podemos destacar:

- Muchez *et al.*, (1995) utilizaron análisis de isótopos de oxígeno, petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas para estudiar el origen y la migración de paleofluidos en el margen norte del Foreland Variscano (sur de Bélgica). Los resultados obtenidos mediante estos análisis, mostraron dos familias de venas de cemento: una familia de venas de calcita, conjugadas y sigmoidales en echelon formadas durante la compresión Variscana y precipitadas a partir de un fluido cuya composición fue extraída de las calizas de los alrededores; y otra familia compuesta por venas de calcita férrica y no férrica que precipitaron a una temperatura mínima de 50 °C a partir de un fluido salino (9,2 %-23,2 % wt eq. NaCl) con una composición isotópica entre -2,0‰ y -6,0‰ SMOW. Este fluido fué probablemente derivado de aguas meteóricas enriquecidas en solutos y ^{18}O mediante la interacción agua - roca.
- Ramsey y Onash (1999) hicieron un estudio combinado de petrografía, inclusiones fluidas e isotipos estables en las zonas de falla Bowling Green y Kentucky river en aras de determinar sus historias de migración de fluidos. Tres eventos de migración de fluidos fueron reconocidos en venas de calcita de la

zona de falla Kentucky river, estos fluidos fueron predominantemente de baja salinidad y meteóricos con temperaturas que oscilaban entre 75 °C – 110 °C a profundidades menores a 1 km. En la zona de la falla Bowling Green los fluidos que migraron estuvieron a una temperatura entre 60 °C y 115 °C y a una profundidad menor a 1,5 km, y provinieron de diversas fuentes. Durante los eventos de migración de fluidos estuvieron involucrados metano e hidrocarburos que formaban fases inmiscibles en los fluidos en movimiento.

- Guilhaumou *et al.*, (2000) emplearon petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas, cromatografía de gases y microanálisis sincrotón FTIR para investigar la génesis y evolución de los hidrocarburos entrampados en los depósitos de fluorita de Koh-i-Maran (parte N de la cadena Kirthar, Pakistan). Los datos obtenidos muestran que la composición y el origen de las inclusiones fluidas en estos depósitos esta relacionados a fluidos mineralizantes de salinidad media a alta en el sistema $\text{NaCl} \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{H}_2\text{O} + \text{Hidrocarburo}$, con temperaturas que oscilaban entre 100 °C y 150 °C y asociados a dos tipos de circulación el primer tipo está asociado con procesos de disolución recristalización que ocurrieron vía aguas connotas conducidas solo compactación y condiciones hidrodinámicas, el segundo tipo esta asociado a la profunda inyección de salmueras calientes como fluidos hidrotermales, con la fluorina originada a partir del basamento. Esta circulación de fluidos es coexistente con el principal evento compresional del Oligoceno donde las vías de migración fueron sistemas de fallas inversas y las salmueras pudieron tener origen en niveles de sal de edad Eocambriana ubicadas en el nivel de decollement. Los hidrocarburos atrapados en las inclusiones fluidas se originaron a partir de una roca fuente carbonatada de edad Eocena donde la materia orgánica es de tipo II.
- Middleton *et al.*, (2000) utilizaron petrografía de luz visible y UV, microtermometría de inclusiones fluidas, cromatografía de gases-espectrometría de masas para reconstruir la historia de migración en el NW de

Irlanda; los datos obtenidos indican que por la unidades Carboníferas del NW de Irlanda circularon paleofluidos anómalamente calientes con temperaturas mayores a 160 °C posiblemente influenciadas por la presencia de cuerpos igneos en el sector, las vías de circulación de estos paelofluidos fueron la porosidad primaria y las fracturas; esta circulación de paleofluidos se dio al menos durante dos eventos temporalmente distintivos en los cuales se dio una migración multifase de hidrocarburos.

- Suchy *et al.*, (2000) investigaron mediante inclusiones fluidas y análisis de isotopos estables en venas de calcita ubicadas en la unidades sedimentarias Silúricas y Devónicas de la cuenca Barrandiana (República Checa); los análisis realizados mostraron tres generaciones sucesivas de cemento de calcita rellenando venas. La primera generación de cementos de calcita es rica en hierro y exhibe un intenso clivaje, desarrollo de subgranos y otros rasgos de deformación tectónica, la segunda generación expone una menor deformación tectónica y tiene poco hierro; los datos de microtermometría sugieren que las calcitas precipitaron a partir de fluidos cuya composición química se ubica en el sistema $H_2O+NaCl$ y con salinidades comprendidas entre 0 y 8,9 %wt eq. NaCl , las temperaturas en el momento de la precipitación estaban alrededor de 70 °C. Se identificaron inclusiones fluidas de hidrocarburos con fluorescencia azul a amarillo verdoso con grado API medio a alto. Los datos de isotopos estables obtenidos indican que estos cementos precipitaron a partir de aguas meteóricas que se encontraban a profundidad.
- Rossi *et al.*, (2001) desarrollaron un estudio petrográfico, geoquímico y de inclusiones fluidas a las calizas de la Formación Ascla en la cuenca de Maestrat (España) para descifrar la historia diagenética y la evolución termal; distinguieron tres secuencias de cementos, la secuencia 1 compuesta por cristales de calcita lleno la porosidad primaria durante los procesos de diagénesis, la secuencia 2 compuesta por dolomita relleno las zonas de fractura de la secuencia 1, los datos de inclusiones fluidas sugieren que la precipitación

de esta secuencia ocurrió a 117 °C; la secuencia 3 esta dominada por calcita derivada de aguas meteóricas que rellenan fracturas y precipitaron a temperaturas de alrededor de 50 °C según los datos de se obtuvieron de inclusiones fluidas.

- Martinez-Ibarra *et al.*, (2003) utilizaron petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas, para estudiar la evolución de salmueras e hidrocarburos durante el llenado del campo petrolero Cantarell (Golfo de Mexico); en el principal reservorio del campo identificaron dos eventos diferentes de dolomitización, los estudios de inclusiones fluidas mostraron una evolución de la generación 1 a la 2 a altas temperaturas (de 80 °C - 120 °C a 100 °C - 120 °C) y salinidades (de 2 - 8 a 6 -8 %wt eq. NaCl). En la generación 1, las inclusiones fluidas contenedoras de hidrocarburos evolucionaron de aceites pesados a ligeros; mientras en la generación 2 las inclusiones de petróleo poseen un grado API similar al crudo contenido en el reservorio. Estos análisis sugirieron, que le final de los procesos de dolomitización estuvieron íntimamente relacionados con el comienzo de la principal acumulación de hidrocarburos en el reservorio, desplazando los fluidos acuosos y precluyendo la precipitación de carbonatos.
- Parnell *et al.*, (2003) analizaron venas de calcita contenidas en rocas hospedantes Jurásicas y Cretáceas localizadas en las cercanías del campo petrolero Soroa ubicado en el N de cuba; las observaciones petrográficas y los datos de inclusiones fluidas sugieren que la migración de hidrocarburos involucró tres fases: una primera fase en la cual migraron hidrocarburos frescos, seguidos por hidrocarburos termalmente alterados acompañados de inclusiones fluidas acuosas que homogenizaron hasta 221 °C, finalmente una tercera fase de hidrocarburos menos alterados; algunos de estos hidrocarburos estuvieron involucrados en un sistema hidrotermal donde las altas temperaturas podían haber causado alteración a altos niveles de maduración termal.

- Bons & Montenari (2005), estudiaron mediante trabajo de campo, petrografía y SEM materiales de relleno de fracturas en Oppaminda Creek en el sur de Australia, sus estudios determinaron que las fracturas corresponden a venas granulares y antitaxiales de calcita, con un buen desarrollo de las fibras; el relleno sucedió en varias etapas durante el cual hubo primero el fracturamiento y luego la formación de agregados granulares con un posterior desarrollo de las fibras. Los datos de SEM mostraron restos de estructuras creadas por microorganismos durante la formación de estas venas.
- Jonk *et al.*, (2005) realizaron un estudio petrográfico y de inclusiones fluidas en muestras de areniscas de la cuenca Cretácea-Paleógena Kangerlussuaq (E de Groenlandia), los datos sugieren que el hidrocarburo fue atrapado a temperaturas de alrededor de 108 °C, y migró a través de los cuerpos de arenisca a una profundidad de 3 km.
- Caja *et al.*, (2006) emplearon análisis de isótopos de Oxígeno $\delta^{18}\text{O}$, petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas para estudiar el flujo de fluidos en las calizas Eocenas (Formación Armàncies) de la cuenca Sur-Pirinea (España) y su relación con los los hidrocarburos. Los resultados de estos análisis, sugirieron que dos tipos de fluidos migraron a través de fracturas en la Formación Armàncies, el primer tipo de fluido precipitó cemento de calcita bajo condiciones reductoras; el segundo tipo de fluido precipitó calcita bajo condiciones de bajo contenido de Fe y Mg, y estuvo acompañado de hidrocarburos los cuales tenían una temperatura mayor a 120 °C. La remanente porosidad después de la precipitación de la segunda generación de calcita fue llenada con hidrocarburo líquido que tenía una temperatura de 115 °C. El comienzo de la migración de hidrocarburos fue coetánea con la precipitación del segundo tipo de calcita y continuó después de que la depositación de calcita fue completada.
- Fan *et al.*, (2006) emplearon geoquímica orgánica, petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas con el objetivo de determinar propiedades de paleofluidos implicados en la formación de depósitos de gas en

la cuenca de Ordos (China); los datos obtenidos, mostraron que las inclusiones fluidas están bien desarrolladas en los reservorios de Gas del sistema Pérmico de la cuenca de Ordos incluyendo salmueras, CO₂ e inclusiones orgánicas. Las temperaturas de homogenización están divididas en cuatro intervalos: 66 °C-83 °C, 86 °C-108 °C, 112 °C-138 °C, y 142 °C-153°C, siendo el tercero 112 °C-138 °C asociado a una segunda carga de hidrocarburos y el más importante en la formación de los depósitos de gas. Los fluidos salinos implícitos durante estos dos estados de acumulación de gas están compuesto predominantemente por el sistema NaCl-H₂O y en menor medida por el sistema CaCl₂-H₂O con salinidades que oscilan entre 8,55% wt NaCl y 35,01% wt NaCl.

- Shubert *et al.*, (2007) realizaron un estudio mediante microtermometría, microscopia de luz visible y UV, y espectroscopia Laser Raman y ¹H NMR a hidrocarburos atrapados como inclusiones fluidas en cristales de cuarzo que rellenan fracturas en el domo metamórfico enterrado de Szeghalom en la cuenca pannonica (Hungría); estos análisis determinaron dos tipos predominantes de petróleo distribuidos temporalmente en 5 generaciones: una temprana de hidrocarburo inmaduro no saturado con respecto al gas metano y que migró a través de la red de fracturas a temperaturas entre 130 °C-160 °C; y una posterior consistente de un condensado heterogéneo de gas compuesto por aceite volátil, gas rico en metano y agua pobremente salina, el cual migró a temperaturas entre 120 °C -135 °C. La evolución de las temperaturas, fue causada por el enfriamiento de las rocas metamórficas encajantes durante el ascenso del domo, culminando en la exhumación en el Mioceno Medio.
- Baron *et al.*, (2008) hacen un estudio petrográfico y de microtermometría de inclusiones fluidas acuosas y de hidrocarburos sobre areniscas de las rocas reservorio Devonico-Carboníferas localizadas en el campo Clair (Shetland, margen atlántico del Reino Unido). Las observaciones petrográficas y microtermométricas fueron colectadas a partir del cuarzo, feldespato potásico y calcita que están presentes en cementos y venas; los resultados obtenidos

sugieren que la migración de hidrocarburos ocurrió durante estados tempranos de la diagénesis vía poros intergranulares y fracturas, mientras que hacia los últimos estados de la diagénesis a medida que la porosidad intragranular disminuía la migración de hidrocarburos fue controlada principalmente por fracturas. Las características microtermométricas de las inclusiones acuosas primarias y secundarias en asociación con las inclusiones fluidas de hidrocarburos indicaron que la cementación y la carga de hidrocarburos ocurrieron a temperaturas de hasta 180 °C, los valores variables de salinidad (0-19 % wt eq. NaCl) indican que mezclas de fluidos ocurrieron durante la cementación y la formación de venas. Las altas temperaturas presentes durante los últimos estados de diagénesis, pudieron ser causadas por circulación de fluidos dentro de la roca reservorio Devónico-Carbonífera en asociación con el magmatismo de edad Cretáceo Tardío-Paleoceno.

- Wang *et al.*, (2008) emplearon petrografía, microtermometría de inclusiones fluidas, cromatografía de gases, y modelamiento numérico para descifrar la historia de llenado de hidrocarburos en la mayor parte del campo Tahe (cuenca Tarim, NW China); los datos obtenidos sugieren dos eventos de llenado de hidrocarburos, el primer evento ocurrió entre 429 ma y 415 ma equivalentes al Silúrico Medio a Tardío; el segundo evento sucedió entre 8 ma y 2 ma, correspondientes al Mioceno – Plioceno. Las temperaturas de los fluidos implícitos durante estos eventos de migración oscilaban entre 80 °C – 100 °C para el primer evento y 115 °C – 135 °C para el segundo evento de llenado. A nivel general el llenado del reservorio se hizo de S a N.
- Zhang *et al.*, (2008) utilizaron petrografía de luz visible y UV, microtermometría de inclusiones fluidas, espectroscopia Raman, SEM, y DRX para conocer la historia diagenética de areniscas y el atrapamiento de gas en el campo Yulim de el área central de la cuenca de Ordos (China); los datos obtenidos sugieren que la menos tres fases de diagénesis y carga de hidrocarburos ocurrieron respectivamente en el Triásico Tardío, Jurásico Tardío, y al final del Cretáceo

temprano. Durante las dos primeras fases hubo entrada de composición acida al reservorio y causó disolución y cementación, resultando en un incremento de la porosidad; sin embargo, una mayor subsidencia y diagénesis, redujo notablemente el espacio poroso. Hacia el final del Cretáceo temprano la totalidad del gas migró dentro del reservorio y a la vez se formó la trampa. Los sellos diagenéticos en la parte superior del cuerpo de arena se formaron después de la carga de gas.

En Colombia, existen pocos estudios que integren petrografía, geoquímica e inclusiones fluidas; los trabajos que se han realizado en esta área se han concentrado en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y en el piedemonte llanero y generalmente han abarcado un solo tópic; entre estos estudios podemos destacar:

- Ramón y Dzou (1999) analizaron geoquímicamente 25 muestras de crudos provenientes de la mayoría de campos explotados en la cuenca del Valle Medio del Magdalena, mediante cromatografía de gases, análisis por biomarcadores y madurez termal, proponen que los crudos probablemente se derivaron de facies calcáreas y siliciclásticas de la Formación La Luna; y una generación y migración de hidrocarburos a escala local, proponen también que las vías de migración fueron zonas de fallas.
- Ramón *et al.*, (2001) estudiaron a nivel geoquímico los crudos de las cuencas del Valle Medio del Magdalena, Valle Superior del Magdalena y Llanos; para la cuenca del Valle medio del Magdalena, mediante análisis por cromatografía de gases y biomarcadores, proponen que los crudos fueron derivados de la Formación La Luna de edad Cretáceo Superior la cual varió de facies ricas en carbonatos en la parte WNW de la cuenca a facies marinas ricas en clastos en la parte ESE; además sugieren una posible entrada de hidrocarburos de la suprayacente Formación Umir y una múltiple carga de los reservorios durante las cuales hubo mezcla de hidrocarburos degradados con hidrocarburos ligeros.

- Calderón y Franco (2004) realizaron un estudio estructural y de inclusiones fluidas en la secuencia sedimentaria del Cretáceo y Terciario aflorante en el sector de la vía Recetor - Aguazul (Departamento de Casanare, Colombia). Los datos obtenidos mediante estos análisis, sugieren que las rocas de las Formaciones Lutitas de Macanal, Une, Guadalupe, y el intrusivo de Pajarito fueron afectadas por pulsos de circulación de paleofluidos cuya composición química se enmarca dentro de los sistemas químicos $H_2O+NaCl$, $H_2O+NaCl+CaCl_2$, y temperatura en el momento de la circulación oscilo entre 147 °C y 231 °C. También, sugieren que estos paleofluidos se originaron a partir de procesos de expulsión de fluidos intersticiales de rocas evaporíticas, como resultado de la compactación que ocurrió en respuesta a la carga listostática, y como producto de la madurez termal de componentes orgánicos presentes en shales.
- Prada y Quintero (2004) realizaron un estudio estructural y análisis de inclusiones fluidas en materiales de relleno de venas, en las rocas aflorantes de la vía Santa María - San Luis de Gaceno (Cundinamarca, Colombia). los resultados de estos análisis proponen tres pulsos de paleofluidos por el Grupo Farallones, la Formación lutitas de Macanal y dos pulsos de paleofluidos para la Formación Fómeque; la composición química de estos paleofluidos se enmarca dentro de los sistemas $H_2O+NaCl$, $H_2O+NaCl+CaCl_2$, $CH_4+CO_2+N_2$? que circularon a una temperatura mayor que la de la roca encajante, y cuyo atrapamiento fue restringido a la etapa de exhumación durante las fases deformativas de la orogenia andina.
- Mantilla *et al.*, (2006) realizaron un estudio mediante tierras raras e isótopos estables de Carbono, Oxígeno y Estroncio en venas y roca encajante de las Formaciones Rosablanca y Paja aflorantes en la Cordillera Oriental en el departamento de Santander; los datos obtenidos mostraron la presencia de dos tipos de carbonatos: carbonatos de tipo I y tipo II; los datos de tierras raras corroboraron el carácter marino de la roca caja de acuerdo a las anomalías

negativas del Cerio y Europio. Además el análisis de los datos geoquímicos indicó que la fuente de los materiales de relleno de las venas es aloctona.

Los estudios anteriores exponen claramente que los análisis integrados de petrografía, geoquímica (sea SEM, isótopos estables, tierras raras, cromatografía de gases) e inclusiones fluidas son una poderosa herramienta en descifrar y responder múltiples interrogantes acerca de la génesis, migración, cronología e interacción fluido roca en las cuencas sedimentarias; estas herramientas permiten establecer condiciones fisicoquímicas de los fluidos, así como su génesis e interacción con la roca caja; a nivel de geología de hidrocarburos estos estudios son claves en conocer y descifrar aspectos como la historia de migración y entrapamiento de hidrocarburos, así como las condiciones fisicoquímicas en las cuales la migración sucedió y el tipo de hidrocarburo que migro ya sea través de fracturas o espacios porosos.

A nivel del valle medio del Magdalena y en el flanco oeste de la Cordillera Oriental, la investigación a desarrollar ayudará a conocer la historia de relleno de las fracturas que atraviesan la Formación Rosablanca en los sectores de los pozos Alfa 1 , Alfa 2 y Alfa 3 y en el sector de La Mesa de Los Santos; igualmente esta investigación permitirá establecer las condiciones fisicoquímicas de los fluidos acuosos e hidrocarburos que rellenaron las fracturas, y la relación temporal relativa de la migración de hidrocarburos con los eventos de relleno de las venas, así mismo se establecerá si el sistema vena roca caja fue cerrado (los fluidos que rellenaron las venas provinieron de la misma roca caja, implicando una deshidratación de la roca encajante) o abierto (los fluidos provinieron de una fuente aloctona. Los datos obtenidos, servirán para enriquecer el conocimiento sobre la historia de movimiento de fluidos en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y aportar a la construcción del modelo geoquímico de generación y migración de hidrocarburos del el área de estudio.

2. MARCO REFERENCIAL

2.1 TIPOLOGÍA DE VENAS

2.1.1 MECANISMOS Y PROCESOS ASOCIADOS A LA FORMACIÓN DE VENAS

Las venas son algunas de las más complejas microestructuras encontradas en las rocas y contienen mucha información acerca de su historia de formación y deformación (Taber, 1918; Durney & Ramsay, 1973; Bons, 2000; Köhn *et al.*, 2000; Hilgers & Urai, 2002). El desarrollo de estas microestructuras es asociada con la circulación de fluidos en las rocas tanto por transporte de material, como por propagación y abertura de la vena. La presión de un fluido en la roca usualmente está entre la presión hidrostática (la presión de una columna de agua a una profundidad dada) y el menor esfuerzo principal σ_3 . Debido a la deformación, reducción de volumen de poros o reacciones metamórficas de pérdida de agua, la conectividad de la roca puede ser parcialmente o completamente perdida, y la presión del fluido P_f en los poros de las rocas puede incrementarse y aproximarse a un valor crítico P_c , donde:

$$P_f = P_c = \sigma_3 - T_s$$

T_s es el esfuerzo tensional de la roca sobre planos preexistentes de debilidad. Si este valor es alcanzado, las fracturas o cracks llenadas con fluidos pueden abrirse a cualquier profundidad y los minerales pueden precipitarse en tales rompimientos o cracks. Como T_s es usualmente pequeño y cercano a σ_3 debido a la presión de enterramiento, excepto en una tectónica extensional; el valor crítico también puede ser expresado mediante el factor poro-fluido λ_v (Sibson, 1990), un cociente entre de la presión del fluido en el poro con respecto al esfuerzo vertical o litostático

$$\lambda_v = P_f / \sigma_v$$

Si $\lambda_v \sim 0.4$, la presión del fluido es hidrostática, si $\lambda_v \sim 1$, ella es cercanamente litostática. El llenado de fracturas por fluidos se forma cuando $\lambda_v > 1$ en un

régimen compresivo. Si el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) es pequeño en tales casos, las fracturas tensionales se abren, pero si el esfuerzo diferencial excede un cierto límite ($(\sigma_1 - \sigma_3) = 4T_s$; Jaeger, 1963; Secor, 1965) dependiendo de los parámetros reológicos de la roca, la abertura de las fracturas podría tener una componente de cizallamiento.

El rol de los fluidos en la formación y crecimiento de las venas es relativamente complejo. La presión del fluido puede fluctuar en ciclos de incremento de presión, conduciendo al fracturamiento y la abertura de venas; la subsecuente caída de la presión debido al drenaje durante el cual la depositación mineral usualmente ocurre (Vrolijk, 1987; Cosgrove, 1993; Ohlmacher & Aydin, 1997; Bons, 2000; Oliver & Bons, 2001). Algunas venas sin embargo, muestran evidencia de una persistente alta presión del fluido durante el crecimiento mineral (Henderson *et al.*, 1990).

El material depositado en las venas puede provenir de la roca hospedadora en un sistema cerrado, por ejemplo: por disolución y precipitación de cuarzo o calcita. En este caso, el material puede ser transportado en el fluido circulante, o en un fluido estacionario mediante difusión (Oliver & Bons, 2001).

En muchos casos, la abertura de una fractura y el llenado no es un evento único, pero ocurre repetidamente o continuamente durante una fase de deformación. En tales casos, la vena resultante contiene mucha y detallada información sobre las vías de deformación, convirtiéndose entonces en una de las estructuras más útiles para reconstruir eventos tectónicos en sección delgada (e.g Durney & Ramsay, 1973; Ramsay & Huber, 1983, Etchecopar & Malavieille, 1987; Hilgers & Urai, 2002).

2.1.2 CRISTALES EN VENAS

Muchas venas contienen cristales elongados orientados paralelamente (Williams, 1972; Durney & Ramsay, 1973; Ramsay, 1980; Machel, 1985; Passchier, 1982; Bons, 2000). Esto naturalmente implica cristales elongados como asbesto,

actinolita o mica; también minerales que no tienen una forma elongada comúnmente tales como cuarzo, calcita, dolomita, feldspatos, yeso y anhidrita (Williams, 1972; Durney & Ramsay, 1973; Ramsay, 1980, Machel, 1985; Passchier, 1982). El hábito elongado de los cristales para ser debido a mecanismos especiales de crecimiento (FIGURAS 8 y 9). En este proceso, durante la abertura de la vena, se forma un agregado cristalino; inmediatamente, al seguirse expandiendo la abertura, nuevo material cristalino puede ser depositado sobre los cristales existentes a partir de la solución en el fluido. Si los cristales de los alrededores crecen a ratas similares, el sobrecrecimiento obtiene una forma elongada; los cristales que crecen lentamente, lo hacen debido a que ellos tienen una orientación cristalográfica insustituible la cual hará que ellos sean delgados y extremos mientras los cristales vecinos estén en contacto. Un proceso de *growth competition* puede conducir a agregados de pocos granos equidimensionales, pero si el *growth competition* es suprimido, muchos cristales elongados pueden resultar. Un gradiente en forma puede ser previsto entre fibras, cristales elongados y granos equidimensionales (Fisher & Brantley, 1992; Bons & Jessell, 1997; Hilguers & Urai, 2002). Las fibras son extremadamente elongadas con cristales forma de varilla o manguera con límites paralelos, una anchura de 10 – 350 μm y relación longitud - anchura hasta 100. Los cristales elongados tienen una pequeña relación longitud - anchura y están disminuyendo (FIGURA 8).

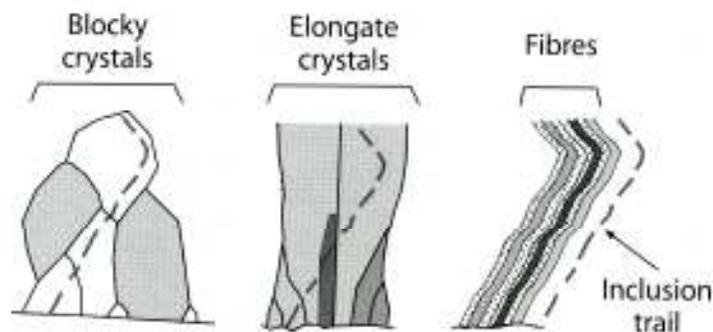


FIGURA 8. Tres tipos de formas cristalinicas comunes en venas. Solo las fibras siguen la trayectoria de abertura de una vena como se indica en los cristales como trails puntuados de inclusiones sólidas (Imagen tomada de Passhier & Trow, 2005).

2.1.3 ESTRUCTURA INTERNA DE LAS VENAS

En el caso de una abertura aislada, el crecimiento de las fibras puede ocurrir dentro del espacio abierto a ambos lados y a la misma tasa. Este proceso es referido como *crecimiento bitaxial* (Bons, 2000; Hilgers *et al.*, 2001). El resultado es una vena simétrica con un plano central donde la depositación de material nuevo toma sitio. En sección delgada, este plano aparece como una línea distintiva conocida como la línea media (FIGURA 10). La línea media está a menudo marcada por pequeños granos opacos y una discontinuidad en la fábrica de cristales elongados.

El crecimiento de los granos elongados es descrito de acuerdo a Passchier y Trouw (2005) de la pared de la roca encajante hacia el centro de la vena; este tipo de crecimiento es conocido como *crecimiento sintaxial*, y las venas como venas fibrosas sintaxiales (Ramsay & Hubert, 1983) o *venas sintaxiales*.

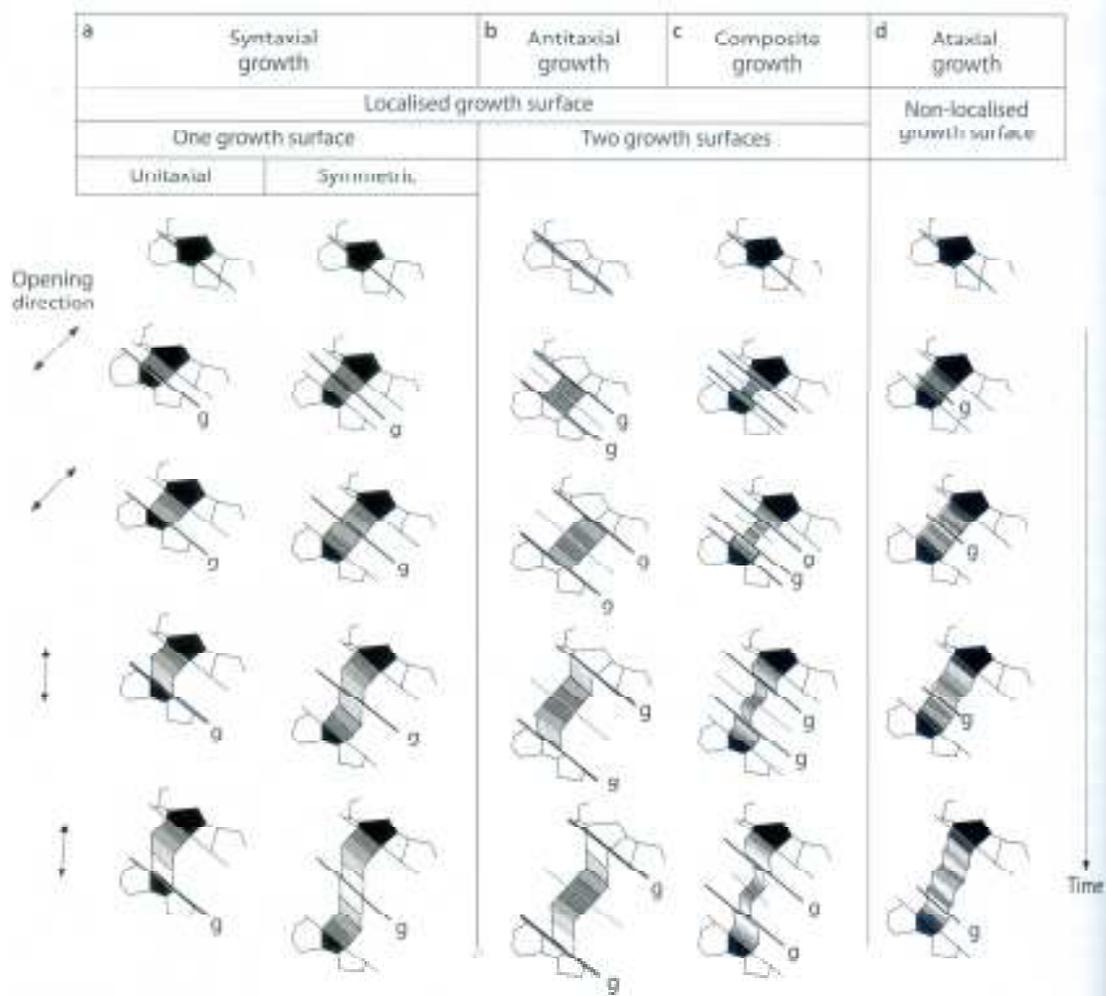


FIGURA 9. Cinco tipos de crecimiento de fibras en venas comunes en la naturaleza. Las partes más jóvenes de las fibras son mostradas en tonos más claros, la superficie de crecimiento es indicada mediante una línea oscura (g). **a)** Crecimiento sintaxial. Fibras están en continuidad con los cristales del contacto con la roca caja; la parte más antigua de las fibras se localizan a lo largo de los lados de la vena. Si el crecimiento es de un lado al otro de la vena solamente, el crecimiento es unitaxial **b)** Crecimiento antitaxial: las fibras crecen del centro hacia los bordes. **c)** Crecimiento compuesto, con una componente sintaxial y antitaxial. **d)** Crecimiento ataxial: las fibras están en continuidad con los cristales de la pared de la roca caja pero carecen de una superficie localizada de crecimiento; este es por fracturamiento repetitivo en diferentes sitios. Las partes jóvenes y antiguas de las fibras pueden estar presentes a través de la vena. (Imagen tomada de Passhier & Trouw, 2005).

Las venas sintaxiales son comúnmente asimétricas, y en algunos casos extremos el crecimiento se da de un extremo a otro de la vena, tales venas unitaxiales (Fisher & Brine, 1990; Könh & Passhier, 2000; Bons, 2000; Hilgers *et al.*, 2001; Oliver & Bons, 2001) carecen de una línea media.

Algunas venas son llenadas mediante el crecimiento de un mineral que no es el principal constituyente de la roca encajante, por ejemplo: una vena de calcita en cuarcita. En tales casos, el crecimiento usualmente ocurre a lo largo del contacto de granos elongados o fibrosos y la pared de la roca encajante (FIGURA 9b). Una débil línea media definida por pequeños granos equidimensionales o fragmentos de la roca encajante está normalmente presente en el centro de los agregados fibrosos, indicando el sitio de nucleación inicial durante el llenado de la vena. Este tipo de crecimiento en dirección hacia la roca caja es denominado crecimiento antitaxial, y las venas son llamadas *venas fibrosas antitaxiales* (Ramsay & Hubert, 1983) o *venas antitaxiales*. El material en este tipo de venas consiste predominantemente de fibras en vez de cristales elongados y las venas son comúnmente simétricas. Las fibras individuales en las venas antitaxiales pueden ser continuas sobre la línea media, al contrario de los granos elongados o fibras en venas sintaxiales. Las *venas compuestas* en la cual un segmento antitaxial está ubicado entre sectores sintaxiales también son posibles.

Las venas pueden ser llenadas durante un único evento de crecimiento gradual de cristales dentro de la cavidad llena de fluido (tanto en una vena abierta mediante un único evento, o uno en que la abertura es más rápida que la tasa de crecimiento de cristales) o mediante aberturas y rellenos periódicos de una cavidad estrecha, referidas como un crecimiento periódico.

Si el crecimiento periódico sucede mediante un fracturamiento y sello periódico es conocido como crecimiento del tipo *crack –seal* (Ramsay, 1980). Si el crecimiento tanto continuo o periódico, siempre ocurre en el mismo sitio de la vena, por ejemplo: en los límites de esta, esto conduce al desarrollo de venas sintéticas o antitéticas con líneas medias como se discutió anteriormente (FIGURA 9 a). De

modo alterno, las venas pueden formarse mediante un repetido fracturamiento y crecimiento alternado en diferentes sitios de la vena (FIGURA 9d). Tales no localizadas y *ataxiales* aberturas y crecimientos producen venas con “jogged” o saltos y raramente granos elongados suaves sin una línea media que está en continuidad con fragmentos de cristales únicos en ambos lados de la vena. Tales cristales elongados son conocidos como *stretched crystals* (FIGURAS 9 y 11) y son relativamente comunes en la naturaleza (Hilgers & Urai, 2002). Passhier y Trouw (2005) denominan *venas ataxiales* para tales tipos de venas. La ausencia de una línea media es característico de las venas ataxiales y unitaxiales.

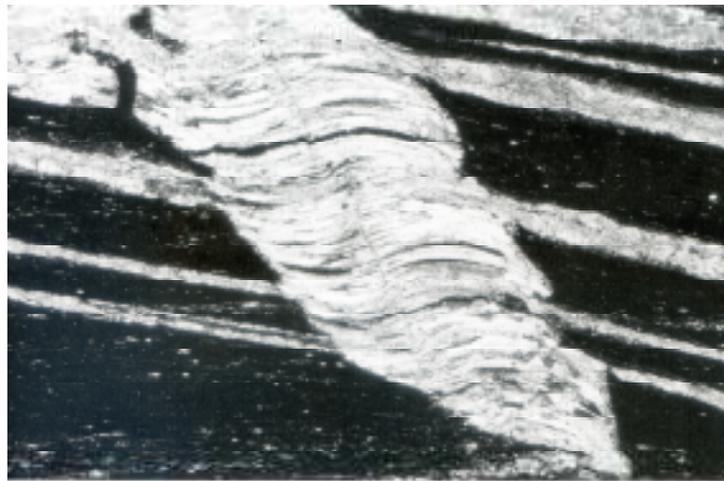


FIGURA 10. Vena antitaxial de fibras de calcita en una pizarra. Una línea media es visible (Imagen tomada de Passhier & Trouw, 2005).

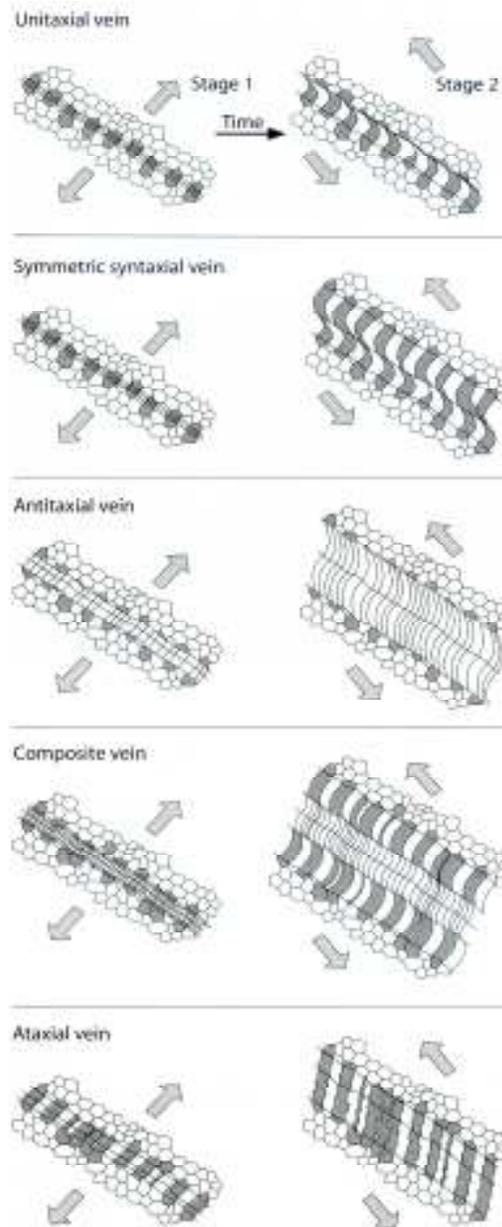


FIGURA 11. Desarrollo de los cinco tipos de venas con fibras trazantes descritas en el texto. Un cambio en el movimiento relativo de las rocas encajantes (flechas) puede causar una curvatura de las fibras en crecimiento en las venas. Note que el sentido de curvatura de las fibras depende del tipo de vena, y que la vena ataxial desarrolla fibras “dentadas” que indican una dirección promedio de desplazamiento de las paredes de la vena (Tomado de Passhier & Trouw, 2005).

2.1.4 PRESENCIA DE INCLUSIONES EN VENAS

Algunas venas consisten de paquetes de cristales elongados, o columnas de material cristalino con bandas de inclusiones de roca caja y secciones donde el material de la roca encajante colapsó dentro de las venas; tales estructuras pueden haberse formado donde sectores de agua fueron retenidos en las venas por la alta presión del fluido mientras la vena era parcialmente llena con material cristalino, seguido por el colapso de la vena cuando la presión del agua descendió (Fisher & Brine, 1990; Henderson *et al.*, 1990)

Las inclusiones fluidas y las inclusiones sólidas están comúnmente presentes en las fibras a intervalos regulares. Las inclusiones sólidas son usualmente fragmentos de la roca caja, o minerales equidimensionales pequeños de un tamaño mucho menor respecto a la fase mineral principal de la vena. Las inclusiones fluidas y sólidas, están generalmente concentradas en sitios específicos de la vena. Ellos comúnmente se manifiestan como bandas de inclusiones. El bandeamiento composicional en la vena el cual puede ser visible en secciones delgadas mediante cátodoluminiscencia es comúnmente paralelo a las bandas de inclusiones. Las bandas de inclusiones y el bandeamiento composicional, pueden representar súbitos cambios en la tasa de abertura o dirección de una vena en crecimiento continuo o intermitente, o en la composición del fluido del fluido involucrado en el crecimiento de la vena (Wiltschko & Morse, 2001; Means & Li, 2001; Hilgers & Urai, 2002). Alternativamente, este bandeamiento también puede resultar de procesos de crack – seal dentro o en los bordes de la vena (Ramsay, 1980) (FIGURA 12); la abertura puede temporalmente sellarse y luego reabrirse en aproximadamente el mismo sitio, incluyendo fragmentos de la roca encajante.

Los agregados de inclusiones sólidas y fluidas también pueden aparecer en superficies oblicuas al contacto vena – roca encajante, usualmente conectando “jogs” en las bandas de inclusiones, y correspondientes puntos en el contacto vena – encajante. Estas inclusiones definen *inclusions trails* (Ramsay & Hubert,

1983; de Roo & Weber, 1992; Könh & Passhier, 2000), mientras las bandas de inclusiones son paralelas a la pared de la vena, se cree que los trails de inclusiones trazan la trayectoria de apertura de la vena (Ramsay & Hubert, 1983; Könh & Passhier, 2000).

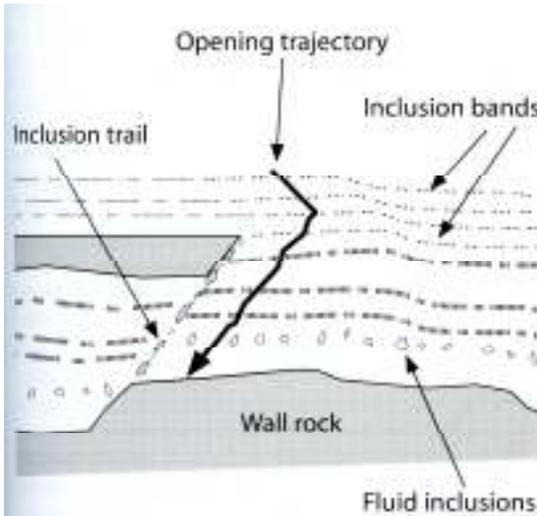


FIGURA 12. Varios tipos de inclusiones sólidas y fluidas en una vena fibrosa. Ninguna de las inclusiones es necesariamente paralela a los límites del cristal en la vena. La superficie de las inclusiones sólidas son usualmente paralelas a las paredes de la roca caja, pero las inclusiones sólidas también pueden estar paralelas a la dirección de apertura de la vena (trails de inclusiones) o en planos paralelos a la pared de la roca encajante (bandas de inclusiones) (Imagen tomada de Passhier & Trouw, 2005).

2.1.5 INTERACCIÓN DE LOS FLUIDOS CON LOS CRISTALES EN CRECIMIENTO AL INTERIOR DE LAS VENAS

La naturaleza de la interacción de los fluidos y las fibras o cristales elongados en crecimiento todavía no es clara (Bons, 2000; Oliver & Bons, 2001; Means & Li, 2001; Hilgers & Urai, 2002). En algunos casos, los cristales pueden crecer a partir de un fluido migrando a través de un canal central (venas sintaxiales) o a lo largo del contacto vena – roca caja (venas antitaxiales y unitaxiales), sin embargo la ausencia de gradientes composicionales en los cristales de la vena a lo largo de la longitud de esta, hacen esto poco probable en muchos casos, especialmente para fibras en venas antitaxiales. Las fibras en venas antitaxiales son usual y estrictamente simétricas alrededor de una línea media, algo que no se espera en el caso de una abertura y sello repetitivo de los contactos de la vena. Tales venas

carecen normalmente de bandas de inclusiones. El crecimiento a partir de un fluido introducido por la roca encajante porosa puede entonces ser responsable, aunque el mecanismo exacto de precipitación es desconocido (Means & Li, 2001). Tales venas pueden desarrollarse sin que se de un proceso de fracturamiento y abertura, es decir a partir de una fractura previamente formada, durante este proceso, las paredes pueden ser empujadas y separadas aparte por las fibras en crecimiento. Este proceso es conocido como *Taber grow* y las venas resultantes como *Taber veins* (Taber, 1916, 1918; Means y Li, 2001).

2.2 ASPECTOS TEÓRICOS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Según Roedder (1984), con la excepción de aquellos cristales en rocas metamórficas que han crecido en el estado sólido; todos los cristales en los materiales terrestres y extraterrestres han crecido a partir de algún tipo de fluido; los minerales de meteoritos, rocas lunares y rocas ígneas terrestres se formaron a partir de fluidos fundidos silicatados; algunos de los minerales de estos grupos se han formado en presencia de una fase adicional de vapor de baja densidad.

Los cristales neoformados en muchas rocas sedimentarias y algunas rocas metamórficas, y en casi todos los depósitos minerales, se originaron a partir de un fluido acuoso rico en diversos solutos. Después de la cristalización, prácticamente los minerales de todas las rocas ígneas sedimentarias y metamórficas pueden experimentar fracturamiento una o más veces, y las fracturas han sido selladas en presencia de fluidos líquidos a gaseosos; durante estos procesos de crecimiento cristalino y relleno de fracturas, pequeñas cantidades del medio fluido de los alrededores son comúnmente atrapadas como inclusiones fluidas en el cristal hospedante. Si materiales sólidos también están presentes en el fluido, ellos empiezan a ser encerrados por los cristales en crecimiento como inclusiones sólidas; a menudo algo del fluido también es atrapado a medida que el cristal hospedante rodea la inclusión sólida.

2.2.1 DATOS OBTENIDOS A PARTIR DE SU ESTUDIO

Las inclusiones fluidas, son cavidades rellenas de líquidos, gases y sólidos cristalinos formados a partir de los fluidos de los que se formaron y crecieron los minerales; en la FIGURA 13 se exponen varias inclusiones fluidas formadas por una fase líquida y una fase gaseosa. Debido a estas características, las inclusiones fluidas son útiles para conocer la temperatura, presión, densidad, y composición de los fluidos que formaron o atravesaron una roca.

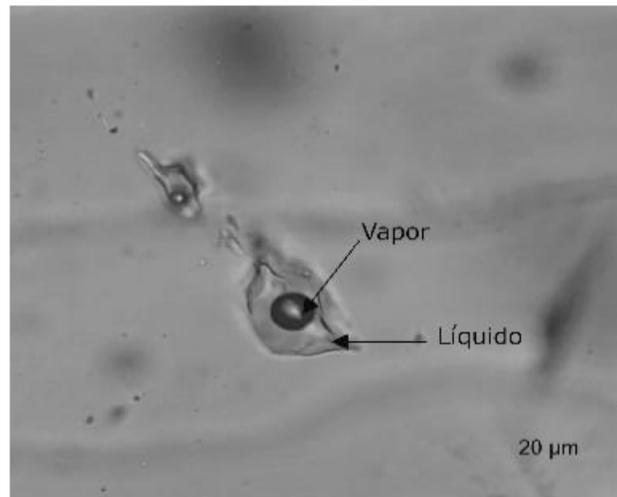


FIGURA 13. Asociación de Inclusiones fluidas formadas por una fase líquida y una fase gaseosa (tomado de Yparraguirre, 2005).

2.2.1.1 Temperatura

Al calentar una inclusión fluida, se puede observar que una determinada temperatura T (FIGURA 14), todas sus fases han homogenizado a una sola; esta temperatura de homogenización es la mínima temperatura de atrape que tenía el fluido cuando se formó la inclusión, por este motivo las inclusiones fluidas se convierten en geotermómetros apropiados para conocer la temperatura de muchos procesos en los cuales hay interacción de fluidos, por ejemplo: procesos de diagénesis y de migración de hidrocarburos.

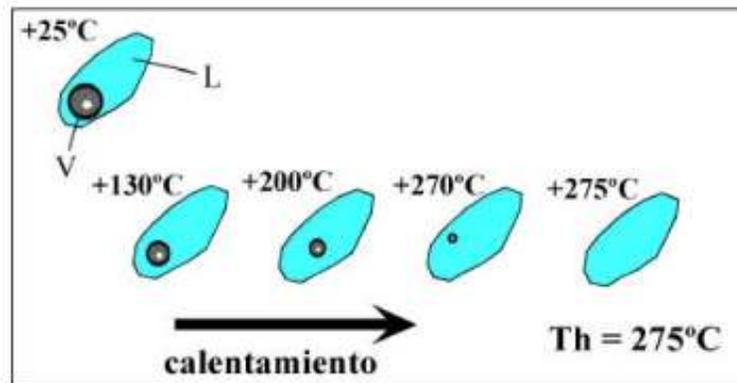


FIGURA 14. Homogenización de las fases presentes a una sola, cuando la inclusión fluida es calentada (imagen tomada de Velasco, 2004).

2.2.1.2 Presión

Los datos obtenidos a partir de las inclusiones fluidas pueden suministrar información sobre la presión del ambiente al momento del atrapamiento. Una variedad de procedimientos han sido usados para este propósito, todos ellos son basados en datos experimentales sobre las propiedades termodinámicas de fluidos similares, y muchas proveen información sobre la mínima o máxima presión de formación, aun cuando esto es limitado puede ser útil; las presiones medidas varían desde cerca a la atmosférica hasta del orden de varios kilobares.

2.2.1.3 Densidad

Si la composición y densidad de cada una de las fases presentes en una inclusión fluida (por ejemplo: líquidos, gases, cristales) puede ser determinada, junto con sus volúmenes individuales, la densidad promedio total del material en la inclusión puede ser determinado. Tales densidades son importantes en conocer la circulación en el pasado de fluidos en la corteza terrestre, a medida que esta circulación es frecuentemente conducida por diferencias de densidades. Las inclusiones fluidas suministran los únicos datos directos sobre la densidad de estos fluidos.

2.2.1.4 Composición

Excepto para rocas ígneas y metamórficas de alto grado, los tipos más abundantes de inclusiones fluidas consisten de un líquido de baja viscosidad y una burbuja de gas o vapor cuyo volumen generalmente es menor que el del líquido a temperatura ambiente.

El líquido consiste en una solución del agua con menos del 10% de porcentaje en peso en solutos, pero cuyas concentraciones oscilan entre el 0% y más del 50%; los solutos consisten en iones de Na, K, Ca, Mg, Cl, y SO₄; en algunos casos el CO₂ en forma líquida y gaseosa pueden estar presente.

La burbuja que se forma por el mecanismo de nucleación a medida que la inclusión una vez formada, experimenta un descenso de temperatura, consiste de vapor de agua y CO₂ los cuales estaban originalmente disueltos en el fluido atrapado.

Si el fluido atrapado estaba sobresaturado, durante el proceso de enfriamiento pueden precipitar diminutos cristales denominados “cristales hijos”, en la TABLA 1 se resumen las propiedades de los sólidos hijos más frecuentemente encontrados en inclusiones fluidas.

NOMBRE	COMPOSICIÓN	SISTEMA	HABITO
Halita	NaCl	Cúbico	Cubos
Silvita	KCl	Cúbico	Cubos
Anhidrita	CaSO ₄	Rómbico	Prismático
Nahcolita	NaHCO ₃	Rómbico	Tabular
Dolomita	(Ca,Mg)CO ₃	Trigonal	Rombos
Cloruros Fe	FeCl _n	Varios	Tabular
Dawsonita	NaAl(CO ₃)(OH) ₂	Rómbico	Fibras
hematites	Fe ₂ O ₃	Trigonal	Hexagonal
Sulfuros de Fe	Varios	Varios	Automorfos
Micas	Varios	Monoclínico	Planar

TABLA 1. Propiedades ópticas de las fases sólidas más frecuentes en las inclusiones fluidas (tomado de Sheperd *et al.*, 1985).

2.2.2 MORFOLOGÍA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Si observamos un conjunto de inclusiones y nos fijamos en su aspecto, notaremos la existencia de una gran variedad de formas, gradando desde las completamente irregulares, hasta las formas automorfas, controladas por la estructura cristalina del mineral. No obstante podemos ensayar una clasificación morfológica,

atendiendo exclusivamente a la regularidad de las paredes de las inclusiones (FIGURA 15).

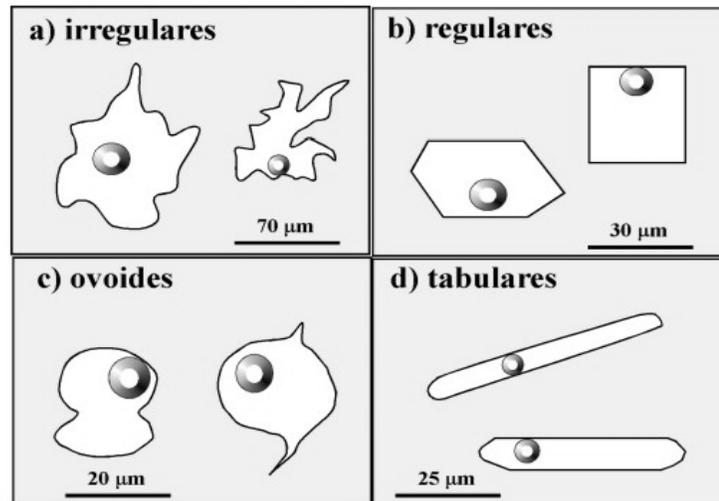


FIGURA 15. Morfologías dominantes en las inclusiones fluidas (tomado de Velasco, 2004).

2.2.2.1 Irregulares

Esta categoría recoge a todas las inclusiones fluidas de formas aplastadas con bordes lobulados, esqueléticos, etc., cuyos planos externos no parecen reflejar los rasgos estructurales del mineral encajante. Suelen encontrarse alojadas en las superficies de exfoliación y en las microfisuras que cruzan los cristales.

2.2.2.2 Regulares

Cuando los bordes de la inclusión muestran superficies planas que pueden estar relacionadas con la estructura del cristal o bien son paralelas a las caras cristalinas o direcciones de exfoliación. Este mimetismo puede llegar a copiar tan perfectamente la forma de encajante que la inclusión adopta la forma de un diminuto cristal negativo. Entre este extremo y las formas totalmente irregulares podemos encontrar todos los grados.

2.2.2.3 Ovoides

Presentan tendencia a las formas esferoidales u ovoides, con bordes siempre redondeados y en algunos casos extremos de ganchos o de huso.

2.2.2.4 Tabulares/Prismáticas

En ellas domina el carácter elongado de los extremos más o menos redondeados. Suelen encontrarse en los minerales de desarrollo prismático y pueden considerarse como una variante extrema del tipo ovoide, previamente considerado, o bien una morfología regular próxima a los cristales negativos.

2.2.3 CONTENIDOS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Si atendemos a la naturaleza de los contenidos de las inclusiones, encontraremos gases, líquidos, y sólidos en diferentes proporciones. Desde este punto de vista, las inclusiones fluidas pueden clasificarse en:

- Monofásicas.
- Bifásicas.
- Trifásicas.
- Polifásicas.

2.2.3.1 Monofásicas

Existen las formadas completamente por líquido (L), gas (V) o sólidos (S o inclusiones minerales). Entre las fluidas las más frecuentes son las rellenas de líquidos acuosos, en general formadas a muy baja temperatura. Las completamente rellenas de gas son mucho más raras (por ejemplo, las que aparecen en ambientes en los que se ha producido la ebullición de las soluciones acuosas), aunque pueden aparecer en ambientes volcánicos, sedimentarios y metamórficos en los que han circulado soluciones extremadamente ricas en CO_2 , CH_4 , etc. Los fluidos suelen contener como solutos otras sustancias entre las que encontramos Na^+ , SO_4^- , Cl^- , CO_3^- , PO_4^- , HCO_3^- , H_4SiO_4 , y otros cationes (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , etc).

2.2.3.2 Bifásicas

Presentan solo dos fases, siendo más frecuentes las que tienen vapor y líquido. No obstante, se consideran varios subtipos:

- Ricas en líquido (L+V), en estas podemos encontrar volúmenes variables de gas según la temperatura de formación. En ocasiones las diminutas esferas de gas, al ser activadas por el paso de la luz, se mueven en el interior del líquido de la inclusión, chocando con las paredes y rebotando en una agitación “browniana”.
- Ricas en gases (V+L), presentan un volumen de vapor superior al del líquido que queda restringido a menos de la mitad del volumen. Son frecuentes en ambientes de ebullición.

2.2.3.3 Trifásicas

Cuando aparecen más de dos fases el esquema de clasificación se complica, ya que unas veces son predominantemente líquidas, otras gaseosas con líquidos inmiscibles o baja proporción de sólidos (L+L'+V) o (L+V+S), mientras que en otras son muy abundantes los sólidos (S+L±V). Las más típicas son las carbónicas, con dos fases líquidas (L_{H_2O} y L_{CO_2}), y una de vapor (V_{CO_2}).

2.2.3.4 Polifásicas

Las inclusiones más complejas las tenemos cuando aparecen varios tipos de sólidos (“daughter minerals”) junto con el líquido o sólido inmiscibles y la burbuja de gas. Entre los sólidos más frecuentes tenemos halita, silvita, anhidrita, hematites, cuarzo, sulfuros de hierro, dawsonita, etc., mientras que los líquidos inmiscibles que aparecen con mayor frecuencia son: la fase acuosa junto con el líquido CO_2 con presencia de CH_4 , N_2 , y/o H_2S .

Según estos criterios que atienden a la composición se han propuesto varios tipos de clasificaciones, de todas ellas la más conocida es la de Nash (1976) que se muestra en la FIGURA 16 y que distingue cuatro tipos de inclusiones:

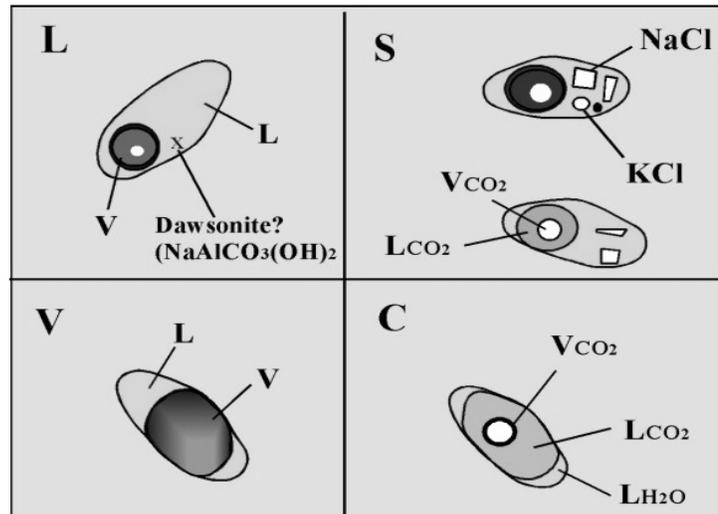


FIGURA 16. Clasificación de las inclusiones fluidas según Nash (1976) en Velasco (2004) (Tipo L de moderada salinidad, tipo S muy salinas, tipo V ricas en gas, tipo C ricas en CO_2).

- Tipo L, de moderada salinidad, con dos fases: una líquida (agua) y otra gaseosa (vapor de agua) con diferente volumen según la temperatura de atrape.
- Tipo V, ricas en gas (normalmente vapor de agua representando más del 60% de la inclusión); como se ha comentado previamente suelen interpretarse como buenos indicadores de la existencia de ebullición, especialmente cuando se encuentran coexistiendo con las de tipo L. Aunque sean predominantemente acuosas, pueden contener algo de CO_2 .
- Tipo S, muy salinas, conteniendo pequeños cristales de halita de hábito cúbico y en ocasiones de silvita, anhidrita, hematites, etc.
- Tipo C ricas en CO_2 , con una relación $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ variable pero casi siempre comprendida entre el 3% y el 30% del volumen, según se acerquen a los tipos anteriores.

2.2.4 CLASIFICACIÓN GENÉTICA

Todas las inclusiones fluidas formadas durante las etapas de crecimiento de un cristal deben ser consideradas como primarias. Estas contienen información relativa a los procesos genéticos formadores de minerales, y por tanto, son las que suscitan mayor interés en cualquier estudio metalogenético, ya que se trata de fracciones de solución hidrotermal incorporada o atrapada con el cristal. Por otro lado, todas aquellas inclusiones que se encuentran en el interior de los cristales, pero que se han formado, por mecanismos posteriores a la cristalización vamos a considerarlas como secundarias. Estas últimas se forman tras la apertura y circulación de soluciones por microfisuras desarrolladas por esfuerzo o térmicamente, y ocupadas por fluidos completamente distintos a los originales.

Los mecanismos de atrape de las inclusiones fluidas primarias pueden ser muy variados. Roedder (1984) distingue varios tipos de mecanismos que son representados en los esquemas de la FIGURA 17 y los cuales son:

- Crecimiento dendrítico rápido que permite la aparición de zonas del cristal en donde puede quedar atrapada la solución.
- Etapas de redisolución parcial de los cristales con desarrollo de “caries”, caras curvas y microhuecos y crecimiento rápido posterior que los recubre y permite el atrapamiento.
- Atrape de líquidos en las zonas del centro de una espiral de crecimiento.
- Caras cristalinas con crecimiento subparalelo pueden llegar a encerrar la solución generadora.
- Microfracturas desarrolladas en el cristal durante las etapas de crecimiento, originan un crecimiento imperfecto y favorecen que queden alojadas en su interior pequeñas porciones de la solución.
- Atrapamiento de sustancias ajenas al cristal (pequeñas inclusiones sólidas) pueden también favorecer el atrapamiento de fluidos.

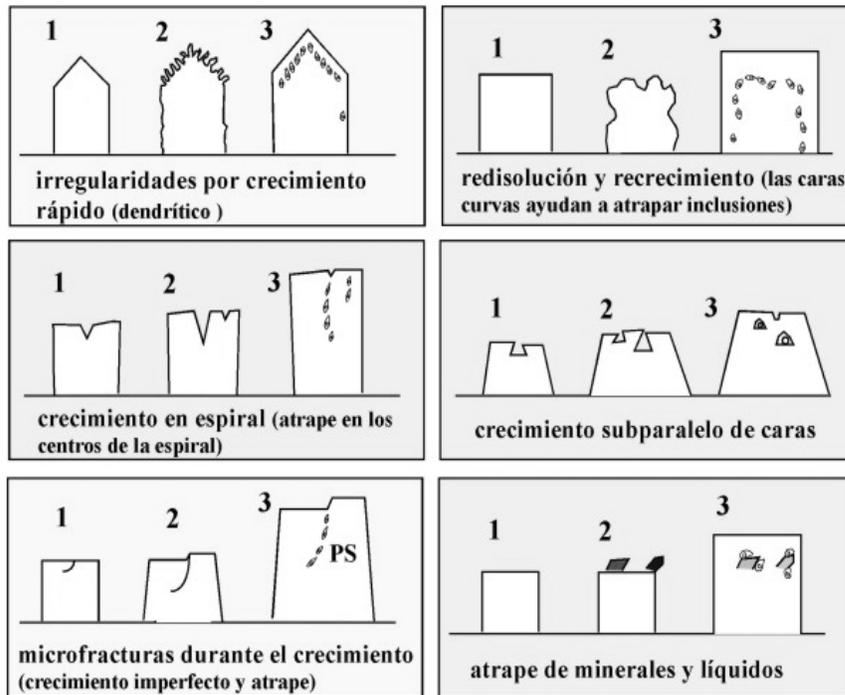


FIGURA 17. Diferentes mecanismos de atrape de las inclusiones primarias (según Roedder, 1984 en Velasco, 2004).

Algunos de estos mecanismos permiten que las inclusiones aparezcan alineadas en microfisuras que se extienden desde el núcleo de los cristales hacia los bordes, pero no llegan a cortar sus límites. Para ellas Roedder (1984) introdujo el nombre de inclusiones pseudosecundarias: una nueva categoría de inclusiones formadas durante las etapas de crecimiento del cristal. Estas pueden aparecer alineadas en microfisuras sin cortar los bordes de los cristales y/o ocupar huecos entre los cristales durante su crecimiento.

En cualquier caso, uno de los problemas más importantes durante el estudio de las inclusiones, es la distinción entre las que son contemporáneas con la formación del mineral encajante (primarias y pseudosecundarias), y las que se han formado con posterioridad (secundarias). La solución a esta cuestión no es fácil, habiéndose elaborado una serie de criterios (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985) que ayudan a resolver las ambigüedades para decidir su clasificación.

2.2.4.1 Criterios para un origen primario

Distribución de las inclusiones paralelamente a las zonas de crecimiento, siguiendo una distribución zonada o azonada típica (FIGURA 18): esta zonación puede ponerse de manifiesto, no solo contemplando las caras finales del cristal, sino por medio de la observación de variaciones composicionales del cristal, cambios de coloración o ayudándose por medio de la catodoluminiscencia (Velasco, 2004).

Pequeños grupos de inclusiones con distribución al azar en las tres direcciones espaciales. Este criterio no es del todo seguro cuando el cristal presenta abundantes inclusiones secundarias entrecruzadas.

Presencia de inclusiones aisladas, claramente separadas entre sí. Entre inclusión e inclusión debería de haber una distancia mayor de cinco veces el diámetro medio de las inclusiones.

Tamaño relativamente grande con respecto a los tamaños que exhiben las inclusiones de claro origen secundario.

2.2.4.2 Criterios para un origen secundario

- Grupos muy numerosos, con una disposición planar claramente referible a una microfisura que corta los bordes del cristal o superficies de exfoliación. Pueden encontrarse varias generaciones superpuestas en el tiempo.
- Morfologías irregulares con hábitos ovoides de tamaños muy variables, pero en general muy pequeñas. Morfologías y distribuciones claramente referibles a “necking-down” (grados de rellenos muy distintos en inclusiones adyacentes) (Velasco, 2004).

2.2.4.3 Criterios para distinguir las pseudosecundarias

- Formas irregulares alojadas en fracturas que se pierden antes de que termine el crecimiento zonado del cristal (antes de llegar al borde). Aparecen casi siempre como cristales negativos de tamaños similares.

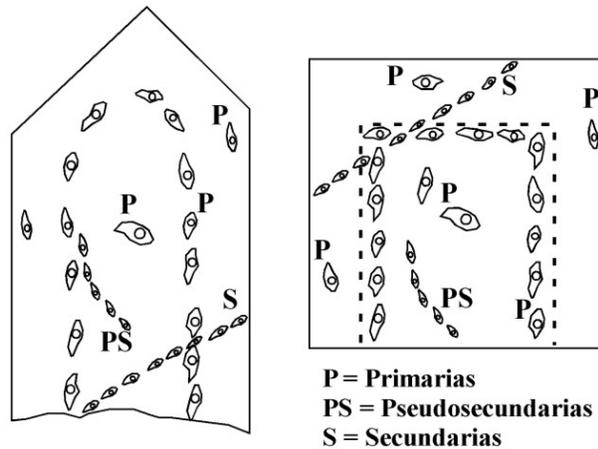


FIGURA 18. Distribución de las inclusiones: primarias (P) siguiendo zonas concéntricas paralelas a las caras de crecimiento; pseudosecundarias (PS) que se ordenan oblicuamente a las caras, siguiendo microfisuras que empiezan en el núcleo del cristal y terminan antes de que éste se acabe; y secundarias (S) que cruzan sin ninguna regla el cristal pasando por sus bordes. (Tomado de Velasco, 2004).

Además de estos criterios; en la práctica se suelen seguir otras guías, como son la presencia de composiciones características correspondientes a tipos concretos de inclusiones, aspectos de tipo morfológico (ovoides y xenomorfas suelen ser secundarias), etc. Una vez que se ha estudiado una extensa población de inclusiones, se pueden procesar los datos y deducir diferentes tipos a los que se les asigna un origen primario o secundario, después de una cuidadosa discusión que tenga en cuenta las temperaturas de homogenización, salinidad, morfología, distribución, etc.

2.2.5 CAMBIOS POSTERIORES A LA FORMACIÓN DE UNA INCLUSIÓN FLUIDA

Además de la aparición de la pequeña esfera de fase gaseosa, causada por la diferente contracción respecto al encajante, y la precipitación de pequeñas cantidades de productos normalmente salinos, las inclusiones pueden sufrir diferentes evoluciones que llevan cambios en su composición y, a veces, en su forma. Las más importantes son las siguientes:

2.2.5.1 “Stretching” o cambios de volumen en las inclusiones

Las inclusiones y su encajante, cuando se sobrecalientan rebasando ampliamente la temperatura de homogenización, tanto de modo natural durante el metamorfismo como en los sucesivos ensayos de laboratorio, sufren fenómenos de cambio de volumen propiciados por los diferentes coeficientes de dilatación del fluido y del sólido encajante sin que se llegue a fracturación. Estos cambios se traducen en dilataciones de las vacuolas rellenas de líquido (FIGURA 19) y encogimientos (*shrinkage*) que han sido estudiados por Bodnar y Bethke (1984). De esta manera se explica ciertos cambios de volumen de las inclusiones por la deformación permanente de algunos minerales encajantes tales como la fluorita, una vez que ha superado el límite de deformación elástica. Esta deformación conduce exclusivamente a un aumento de la temperatura de homogenización que

puede ser así
erróneamente
sobreestimada.

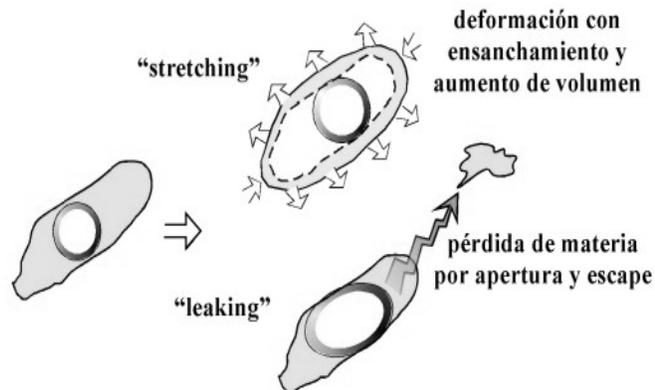


FIGURA 19. Esquema ilustrando los efectos de pérdida de estanqueidad por deformación o stretching y apertura con escape de parte del fluido atrapado (leakage) (tomado de Velasco, 2004).

2.2.5.2 Pérdida de parte del fluido por difusión a través del mineral huésped (leakage)

No todas las inclusiones fluidas han mantenido a lo largo de su historia geológica un completo hermetismo respecto al encajante. Dependiendo de la naturaleza del mineral la estanqueidad de las inclusiones se preservaría mejor o peor en el transcurso de la historia de las rocas. Por tanto, la naturaleza y el comportamiento del mineral huésped frente a la deformación, juega un papel decisivo respecto a la posible pérdida parcial o total de los fluidos contenidos en las inclusiones (FIGURA 19), favoreciendo el escape, las mezclas y los reequilibrios con otros fluidos secundarios. Los minerales fácilmente exfoliables y deformables serán susceptibles de perder con facilidad sus inclusiones fluidas cuando son sometidos a deformación. Desde el punto de vista práctico existe una forma de comprobar si han existido o no escapes (leakage) durante los ensayos microtermométricos. Consiste en repetir varias veces las medidas y si encontramos que estas no son reproducibles, es prácticamente seguro se ha producido la abertura de la inclusión y ha ocurrido la pérdida de estanqueidad (Velasco, 2004).

2.2.5.3 Estrangulamiento o “necking-down”

La evolución normal de una microfisura rellena de fluido que corta una serie de cristales es proporcionar una nube de diminutas inclusiones fluidas más o menos regulares según el plano de la fisura (Velasco, 2004). Este fenómeno descrito en todos los manuales dedicados al tema, viene causado por las redisoluciones y recristalizaciones que tienen lugar durante la confinación del fluido y su enfriamiento. A medida que se enfría la solución dispuesta en la fisura, se va fragmentando en inclusiones cada vez más pequeñas (FIGURA 20), primero xenomorfas, después redondeadas u ovoides y finalmente hasta cristales negativos, lográndose de esta manera una distribución planar de pequeñas inclusiones con una relación gas/líquido cada vez menor.

Todas las inclusiones así formadas son, de algún modo coetáneas, y representan un único evento hidrotermal. Sin embargo, sus temperaturas de homogenización y

en algunos casos sus salinidades, son diferentes. Estos comportamientos inducen a pensar en un caso de pérdida de estanqueidad, pero como acaba de observarse se trata de un fenómeno de estrangulamiento.

2.2.5.4 Decrepitación Total o Parcial

Debido a causas naturales, como la deformación y el metamorfismo (Touret 2001), algunas inclusiones con presión interna muy elevada pueden experimentar cambios muy severos de volumen/densidad que conducen al stretching y eventualmente pueden llegar a romperse (FIGURA 19) con el consistente escape y pérdida de la solución. Esto ocurre cuando la presión interna supera a la externa de confinamiento (Van den Kerkhof & Hein, 2001). Cuando la rotura y el escape es total el fenómeno se llama decrepitación. La decrepitación tiene lugar cuando la diferencia entre la presión interna de la inclusión fluida y la presión externa (impuesta por el medio) supera un valor crítico ΔP_{d_i} que depende del diámetro (i) de la inclusión de acuerdo con la expresión de Bodnar *et al.*, (1989):

$$\Delta P_{d_i} = 426i^{-0,423}$$

Donde i está dado en μm (micras) y ΔP_{d_i} en MPa.

El fenómeno de la decrepitación ha sido utilizado en la realización de estudios geotermométricos, sometiendo a calentamiento fragmentos de mineral que contengan inclusiones. El método consiste en escuchar y contar los “ruidos” (decrepítograma) que producen esas roturas o decrepitaciones, cuando se logra la temperatura en la que la presión interna del fluido atrapado, sobrepasa a la externa que ejerce el mineral encajante. La naturaleza de la decrepitación puede producir la pérdida total de la muestra que suele saltar hecha añicos (observable en algunas experiencias con la platina calentadora).

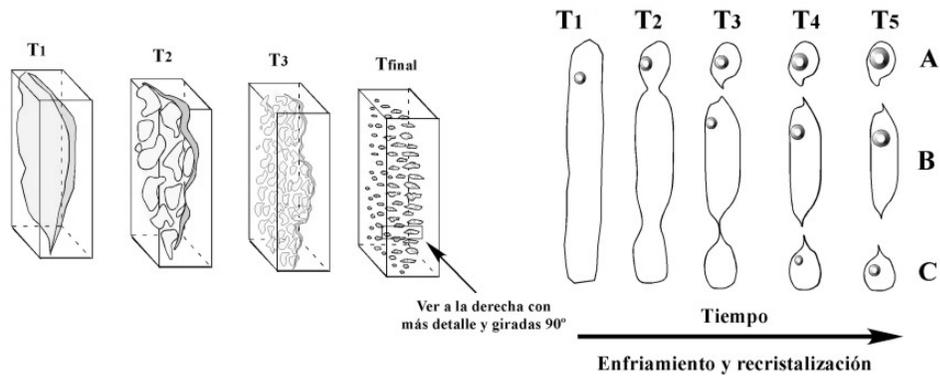


FIGURA 20. Fenómeno de “Necking – Down” a partir de un inclusión tabular. La inclusión original atrapada a la temperatura T1 y alojada en la microfisura se va escindiendo, a medida que se enfría lentamente (a T2, T3 y Tfinal), produciendo varias inclusiones separadas. Cuando se estudien en el laboratorio, las que se individualizaron en etapas tempranas tendrán una temperatura de homogenización mucho más elevada que las que se separaron en etapas más tardías: aproximadamente las (A) a T1, las (B) que a T2, y las (C) a T3. (Tomado de Roedder, 1984 en Velasco, 2004).

2.3 ANÁLISIS POR SEM

La microscopía electrónica de barrido o *scanning electron microscope* (SEM) es un tipo de microscopía de electrones en la cual las imágenes de la superficie de la muestra son producidas por un bombardeo de un rayo de electrones de alta energía sobre dicha superficie. Los electrones interactúan con los átomos de la superficie de la muestra produciendo señales que contienen información acerca de la topografía de la superficie, composición y otras propiedades tales como la conductividad eléctrica.

Los tipos de señales producidos por un SEM incluyen electrones secundarios, electrones retrodispersados, rayos X, luz (cátodoluminiscencia) y electrones transmitidos (FIGURA 21).

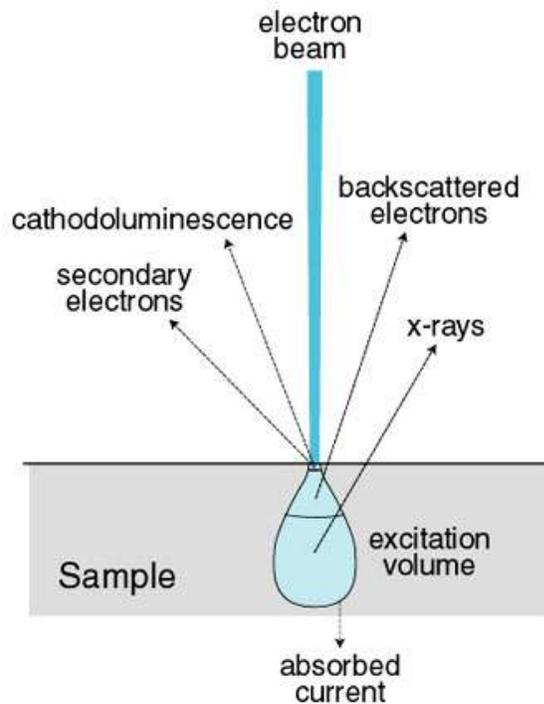


FIGURA 21. Tipo de señales producidas en un SEM (tomado de <http://www4.nau.edu/microanalysis/Microprobe-SEM/Signals.html>)

2.3.1 ELECTRONES SECUNDARIOS

La región más fuerte en el espectro de energía de electrones (FIGURA 22) es debido a los electrones secundarios (SE), los cuales son definidos como aquellos con energías menores a 50 eV.

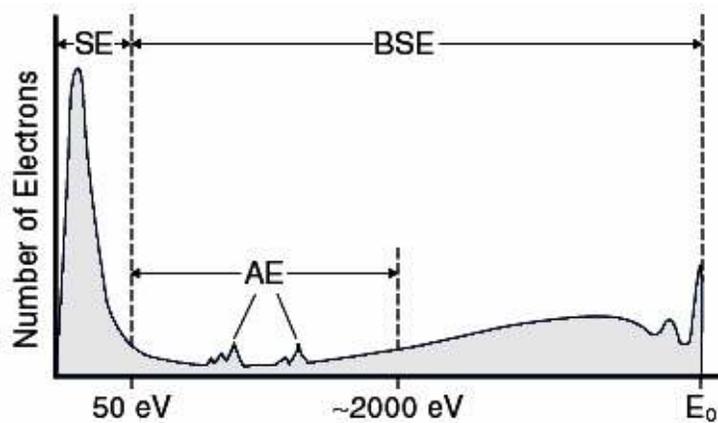


FIGURA 22. Espectro de energía de electrones. Los electrones secundarios (SE) forman un largo pico de baja energía (tomado de <http://www4.nau.edu/microanalysis/Microprobe-SEM/Signals.html>)

Los detectores de electrones secundarios son comunes en todos los SEM, sin embargo es raro que una única máquina pueda tener detectores para todas las posibles señales. Las señales resultan de las interacciones del el rayo de electrones con los átomos de o cerca de la superficie de la muestra, en el modo más común o modo de detección estándar (denominado SEI), el SEM puede producir imágenes de alta resolución de la superficie de la muestra, revelando detalles de tamaño entre 1 nm – 5 nm.

Debido a que el rayo de electrones es muy estrecho, las micrográficas del SEM tienen una larga profundidad de campo conduciendo a la apariencia característica tridimensional útil para conocer la estructura superficial de una muestra. En el SEM es posible un notable rango de magnificaciones desde 10 aumentos hasta más de 500000 aumentos (alrededor de 250 veces el límite de magnificación de los mejores microscopios de luz reflejada o transmitida).

2.3.2 ELECTRONES RETRODISPERSADOS

Los electrones retrodispersados (BSE) son electrones primarios de alta energía que experimentan dispersión a un ángulo grande ($>90^\circ$) y emergen a partir de la superficie entera de un espécimen. Muchos BSE tienen energías ligeramente más bajas que la del rayo primario de electrones E_0 , pero pueden tener energías tan bajas como ~ 50 eV. Los BSE son reflejados de la muestra por dispersión elástica y son a menudo usados en SEM analítico junto con el espectro hecho a partir de los característicos rayos X. Debido a que la intensidad de la señal BSE esta fuertemente relacionada con el número atómico (Z) del espécimen, las imágenes de BSE pueden suministrar información acerca de la distribución de los de diferentes elementos en la muestra.

2.3.3 RAYOS X

Los rayos X representan una porción energética del espectro electromagnético con λ variando de ~ 1 nm a 1000 nm (FIGURA 23).

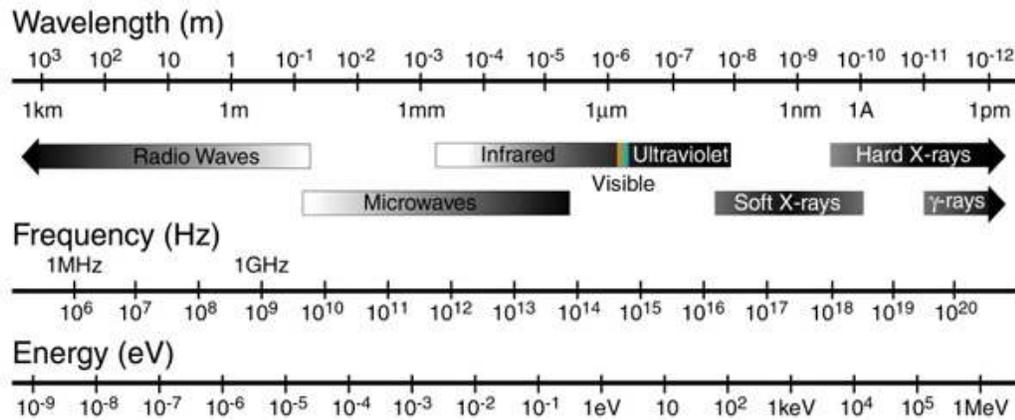


FIGURA 23. Espectro electromagnético (tomado de <http://www4.nau.edu/microanalysis/Microprobe-SEM/Signals.html>)

Los rayos X son emitidos cuando el rayo de electrones remueve un electrón de una capa interna de la muestra, causando un electrón de alta energía para llenar la capa y relanzar la energía. Estos característicos rayos X son usados para identificar la composición y medir la abundancia de elementos en la muestra (FIGURA 24).

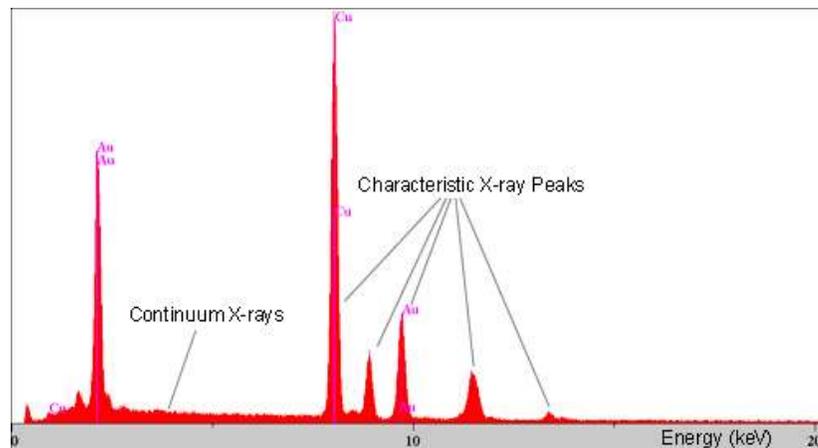


FIGURA 24. Espectro BSE- rayos X (tomado de http://www.trincoll.edu/~alehman/_images/Engr232_02/Au_latex_042302.gif).

2.4 ANÁLISIS POR CATODOLUMINISCENCIA

Muchos minerales exponen una luminiscencia cuando son excitados por un rayo de electrones. El impacto de un rayo primario sobre una muestra causa procesos de retrodispersión de electrones, transferencia de energía a la red cristalina traduciéndose en un calentamiento local y en la generación de rayos X y electrones secundarios. En este estado, la red cristalina no posee suficiente energía para transferir electrones de los iones en la red a un estado energético excitado. El retorno de los iones del estado excitado al estado básico puede causar que una porción de la energía inicial, sea emitida como fotones de luz en el rango visible del espectro electromagnético. Debido a que los rayos de electrones son normalmente producidos en cátodos, este tipo de luminiscencia inducida por un rayo de electrones es conocida como **cátodoluminiscencia**.

La señal de catodoluminiscencia emitida por un mineral excitado es compleja en naturaleza. La emisión puede estar relacionada a la estructura de mineral en sí y este tipo de catodoluminiscencia es común en la parte ultravioleta del espectro; sin embargo, la catodoluminiscencia de muchos minerales formadores de rocas es principalmente controlada por la presencia de puntos defectos. Estos pueden incluir iones de elementos *3d* (metales del grupo de transición tales como Mn^{2+} , Cr^{3+} , y Fe^{3+}), iones de elementos *4f* (elementos de tierras raras tales como Dy^{3+}), otros iones (por ejemplo $(S_2)^-$ en la sodalita y haüina) y vacancias y defectos relacionados en la red cristalina (Ritchter & Zinkernagel, 1981; ten Have y Heinen, 1985; Solomon, 1989; Barbin & Schvoerer, 1997; Götze, 2000; Pagel *et al.*, 2000; Nasdala *et al.*, 2004).

2.4.1 USOS DE ESTA TÉCNICA

Un gran número de especies minerales ha sido estudiado mediante el uso de la catodoluminiscencia, incluyendo carbonatos (Spötl, 1991; El Ali *et al.*, 1993; Yang *et al.*, 1995; Habermann *et al.*, 1996, 1998; Barbin & Schvoerer, 1997; Gillhaus *et al.*, 2000) (FIGURA 25). El empleo de esta técnica es útil en sedimentología para estudiar procesos de crecimiento mineral (FIGURA 26) y proveniencia de

sedimentos (Marshall, 1988; Augustson & Bahlburg, 2003), pero es también útil en estudios microtectónicos. Los patrones de distribución de intensidad y colores de catodoluminiscencia pueden ser independientes de microestructuras ópticamente visibles y pueden revelar crecimiento mineral a partir de soluciones, por ejemplo en microfracturas (Narahara & Wiltschko, 1986; Laubach *et al.*, 2004), en venas y a lo largo de bordes de grano y detalles de la microestructura de cataclasitas (Stel, 1981; Blenkinsop & Rutter, 1986). En las venas la catodoluminiscencia revela superficies de crecimiento que son invisibles en luz ordinaria (Dietrich & Grant, 1985; Urai *et al.*, 1991). Patrones de fracturas pueden ser fácilmente distinguidos (Kanaori, 1986). Las estructuras de sobrecrecimiento a lo largo de límites de grano, las cuales son invisibles en luz transmitida normal, pueden ser usadas para análisis de esfuerzos (Onash & Davis, 1988). Las redes de dislocación pueden hacerse visibles en algunos casos (Grant y White, 1978).

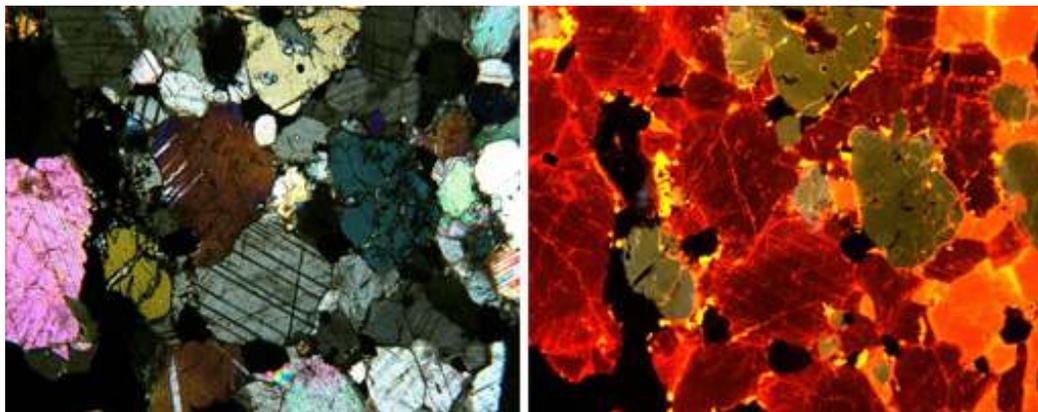


FIGURA 25. Catodoluminiscencia en calcita, dolomita y piroxeno; izquierda, imagen en nicoles cruzados, derecha, imagen de catodoluminiscencia. Nótese la diferencia de color en catodoluminiscencia entre dolomita (rojo oscuro) y calcita (naranja – amarillo) (tomado de <http://www.lumic.de/gallery/index.html>).

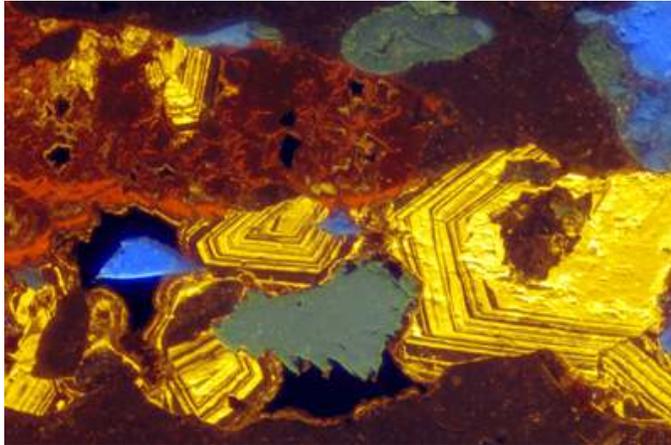


FIGURA 26. Cátodoluminiscencia en un cemento de carbonatos. Nótese las múltiples generaciones de cementos (tomado de http://www.univ-lille1.fr/geosciences/umr_pbds/techniques/cathodo.html#exemples)

Los análisis de catodoluminiscencia pueden ser realizados mediante el uso de sistemas “*hot catode*” o “*cold catode*” acoplados a un microscopio óptico (llamado OM-CL); y en un SEM o electron microprobe (llamado SEM-CL) en ambos casos las secciones pulidas deben ser recubiertas con una delgada capa conductiva (carbón u oro). La técnica de la catodoluminiscencia involucra el análisis de espectros o la generación de imágenes. La espectroscopia por catodoluminiscencia provee información acerca de la composición espectral de la luz emitida, la cual es necesaria para la interpretación de ruidos o interferencias. La imágenes al contrario, son usadas predominantemente para revelar la estructura interna de minerales, para los cuales puede no ser absolutamente necesario conocer las variaciones locales de la catodoluminiscencia. Una combinación de ambos tipos es una imagen monocromática. Muchos estudios aplican imágenes pancromáticas (o integrales), las cuales usan la señal completa Detectada independiente de su composición de longitud de onda.

2.5 ANÁLISIS DE REE

Los elementos de tierras raras (REE) son los más útiles de todos los elementos trazas y los estudios de REE tienen importantes aplicaciones en petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica. Los REE comprende la serie de metales cuyo número atómico abarcara desde el 57 (Lantano) al 71 (Lutecio) (TABLA 2). Además el elemento Ytrio (Y) con un radio iónico similar al del elemento Holmio (Ho).

Normalmente los miembros de la serie con bajo número atómico son denominados Tierras Raras Ligeras (LREE), mientras que aquellos con valor de número atómico alto son mencionados como Tierras Raras Pesadas (HREE) y de forma menos común los miembros medios del grupo (Samario al Holmio) son conocidos como Tierras Raras Medias (MREE).

Los REE tienen propiedades físicas y químicas muy similares debido a que todos forman iones estables en la forma +3; las que existen entre estos elementos son consecuencia de un pequeño pero estacionario descenso en el tamaño iónico con el aumento en el número atómico. Estas pequeñas diferencias en tamaño y comportamiento son utilizadas por un número de procesos petrológicos que causan que las series de REE empiecen a ser fraccionadas en forma relativa una con respecto a otra. Este fenómeno es usado en geoquímica para determinar la génesis de rocas y descifrar procesos petrológicos.

Un pequeño número de REE también existen en otros estados de oxidación además del +3, sin embargo los únicos iones de importancia geológica son Ce^{+4} y Eu^{+2} los cuales forman estados iónicos mas pequeños y largos respectivamente, relativo con el estado de oxidación +3.

NÚMERO ATÓMICO	NOMBRE	SIMBOLO
57	Lantano	La
58	Cerio	Ce
59	Praseodiminio	Pr
60	Neodimio	Nd
61	Prometio	Pm
62	Samario	Sm
63	Europio	Eu
63	Gadolinio	Gd
65	Terbio	Tb
66	Disproσιο	Dy
67	Holmio	Ho
68	Erbio	Er
69	Tulio	Tm
70	Yterbio	Yb
71	Lutecio	Lu
39	Ytrio	Y

TABLA 2. Elementos de Tierras Raras (tomado de Rollinson, 1993).

2.5.1 PRESENTANDO DATOS DE REE

Las concentraciones de elementos de tierras raras (denominados de aquí en adelante REE) son usualmente normalizadas a estándares de referencia comunes, muchos de los cuales comúnmente comprenden los valores de meteoritos condriticos. Éstos son seleccionados debido a que se consideran como muestras relativamente no fraccionadas del sistema solar durante la nucleosíntesis original. Sin embargo las concentraciones de REE en el sistema solar son muy variables a causa de las diferentes estabilidades de los núcleos atómicos, los REE con número atómico par son más estables (y más abundantes) que los REE con número atómico impar, produciendo un patrón en zigzag sobre un diagrama de Composición vs. Abundancia, este patrón de abundancias también es encontrado en muestras naturales (Rollinson, 1993).

La normalización a los condritos tiene dos funciones importantes: primero elimina la variación en abundancia entre elementos de números atómicos pares e impares y segundo permite cualquier fraccionamiento del grupo de REE relativo a meteoritos condriticos a ser identificados. Valores normalizados y los cocientes de valores normalizados son denotados con el sufijo N por ejemplo Ce_N , $(La/Ce)_N$.

La normalización se realiza dividiendo el valor de la concentración de REE detectados en la muestra entre el valor de la concentración de REE encontrados en los condritos u otro patrón (ejemplo el NASC) y graficándolos en un diagrama de logaritmo de base 10 en el cual se grafican la normalización vs. número atómico de REE (FIGURA 27) .

Existen múltiples valores de normalización de condritos obtenidos a través de diversos estudios (Wakita *et al.*, 1971; Haskin *et al.*, 1968; Masuda *et al.*, 1973; Nakamura, 1974; Evensen *et al.*, 1978; Boynton, 1984; Taylor & McLennan, 1985, McDonough *et al.*, 1991), para la presente investigación fueron escogidos los de Taylor & McLennan (1985) los cuales son los siguientes en ppm: La = 0,3670; Ce = 0,9570; Pr = 0,1370; Nd = 0,7110; Sm = 0,2310; Eu = 0,0870; Gd = 0,3060; Tb = 0,0580; Dy = 0,3810; Ho = 0,0851; Er = 0,2490; Tm = 0,0356; Yb = 0,2480; Lu = 0,0381; Y = 2,1000.

Como se observa en la FIGURA 27, la posición graficada del Europio (Eu) se ubica fuera de la tendencia general definida por los demás elementos en el diagrama de REE; esta tendencia es frecuente y es conocida como la **anomalía del Eu**, si la posición ploteada del Eu se encuentra por encima de la tendencia entonces es descrita como positiva y si se encuentra por debajo de la tendencia es descrita como negativa.

Las anomalías del Eu pueden ser cuantificadas comparando la concentración medida (Eu) con una concentración esperada obtenida de la interpolación entre los valores normalizados del Sm y Gd. Así el cociente Eu/Eu^* es una medida de la anomalía y un valor mayor a 1 indica una anomalía positiva mientras un valor menor a 1 indica una anomalía negativa. Taylor & McLennan (1985) recomendó la siguiente formula $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N * Gd_N)}$.

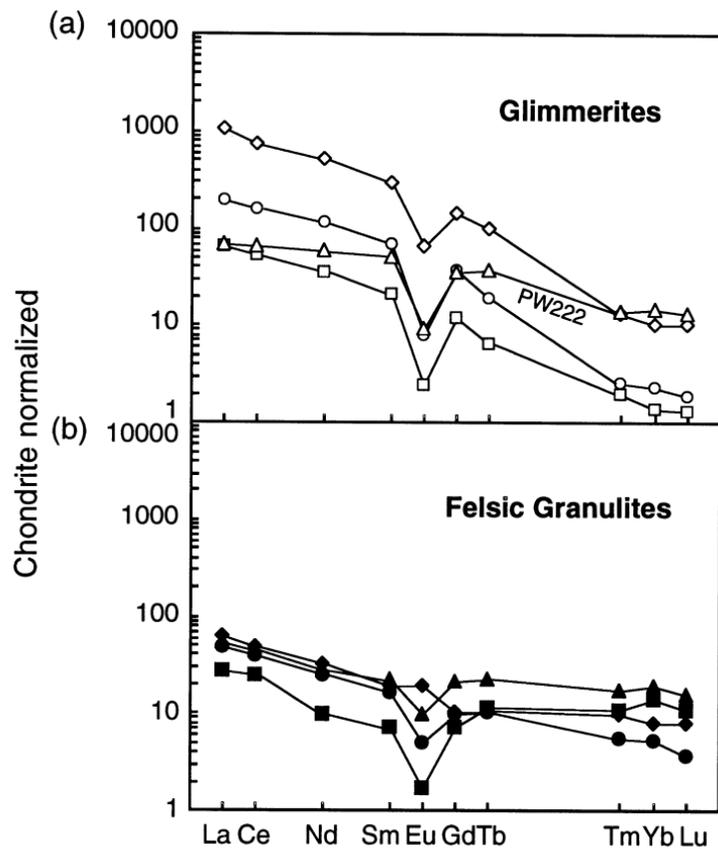


FIGURA 27. Diagrama de normalización en el cual se grafican la normalización (concentración muestra/concentración condrito) en el eje de las Y vs el número atómico de los REE. Tomado de http://www.oxfordjournals.org/our_journals/petroj/online/Volume_40/Issue_02/graphics/egc014f3.gif

2.5.2 NORMALIZACIÓN NASC PARA SEDIMENTOS

Se ha observado que la concentración de muchos elementos en rocas sedimentarias de grano fino en plataformas continentales alrededor del mundo es similar debido a la mezcla a través de repetidos ciclos de erosión. Este “sedimento promedio” es usado a menudo para normalizar concentraciones de REE en rocas sedimentarias (Rollinson, 1993).

Una composición frecuentemente usada es la del *North American Shale Composite* (NASC); diversos estudios han dado diversas concentraciones de REE para el NASC (Haskin & Frey, 1966; Haskin & Haskin, 1966; Haskin et al., 1968; Gromet et al., 1984); en este estudio serán empleados los valores de Haskin & Haskin (1966) los cuales son: La = 32,000; Ce = 70,000; Pr = 7,900; Nd = 31,000;

Sm = 5,700; Eu = 1,240; Gd = 5,210; Tb = 0,850; Ho = 1,040; Er = 3,400; Tm = 0,500; Yb = 3,100; Lu = 0,480; Y = 27,000.

Con respecto a los meteoritos condriticos, el NASC tiene alrededor de 100 veces la concentración de REE ligeros y alrededor de 10 veces la concentración de REE pesados.

2.5.3 INTERPRETANDO PATRONES DE REE

Los REE son considerados como los elementos traza menos solubles y son relativamente inmóviles durante el metamorfismo de bajo grado, meteorización y actividad hidrotermal (Rollinson, 1993). Sin embargo, los REE no son totalmente inmóviles como es enfatizado por Humphries (1984) y se debe tener precaución en interpretar patrones de REE de rocas fuertemente alteradas o metamorfoseadas. No obstante los patrones de REE, incluso en rocas ligeramente alteradas, pueden representar fielmente la composición original de la roca madre no alterada y un grado de confianza puede ser colocado en la significancia de picos y canales y en la pendiente de un patrón de REE. Los sedimentos químicos son los que mejor representan la composición del agua de mar en la que ellos son precipitados, sin embargo la composición de sedimentos químicos también puede reflejar condiciones redox y estar fuertemente influenciada por cambios postdepositacionales (Elderfield & Greaves, 1981).

3. METODOLOGÍA

3.1 RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN

Consistió en la recopilación de la información estratigráfica, estructural y tectónica existente sobre el área de estudio, además de estudios que trataran sobre petrografía, inclusiones fluidas, tierras raras (REE) y procesos de apertura, relleno de venas, efectuados en otras cuencas del país y del mundo. Como fuentes de información se utilizaron el Centro de Información Técnica del ICP, la biblioteca central de la UIS y fuentes online como science direct.

3.2 MUESTREO

Debido a que los núcleos de los pozos de perforación estudiados se encuentran en la litoteca Angel Taborda Arango de la Agencia Nacional de Hidrocarburos, localizada en la sede del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) en Piedecuesta (Santander), fue allí donde se realizó el correspondiente muestreo. En esta fase se muestreó el pozo Alfa 3 a una profundidad comprendida entre 11450 pies – 11480 pies, el pozo Alfa 1 a una profundidad entre 5880 pies y 6085 pies; y finalmente el pozo Alfa 2 fue muestreado en dos intervalos, el primero está comprendido entre 12302 pies – 12373,5 pies y el segundo entre 12470 pies – 12570 pies. Las muestras tomadas en el sector de la Mesa de Los Santos fueron de superficie. Tanto los intervalos muestreados de los pozos y de la Mesa de Los Santos, pertenecen estratigráficamente a la Formación Rosablanca.

Al muestrear los núcleos se enfatizó en los rasgos texturales, estructurales y composicionales observados en la roca encajante y en la vena, como equipos de apoyo se utilizaron una cámara digital Samsung S860 de 8 mega pixeles y una estereolupa Carl Zeiss Stemy DV 4. En la TABLA 3 se ilustran las muestras seleccionadas de cada pozo y del sector de La Mesa de Los Santos y los respectivos análisis a los cuales se sometieron dichas muestras.

POZO	MUESTRA	TIPO DE ANÁLISIS				CATODOLUMINISCENCIA	TIERRAS RARAS
		ANÁLISIS MACROSCÓPICO	PETROGRAFÍA	INCLUSIONES FLUIDAS	SEM		
SECTOR MESA DE LOS SANTOS	LHR2-01						
	LHR2-02						
	LHR2-03						
	LHR2-04						
ALFA 2	12317'3"						
	12319'3"						
	12332'						
	12333'						
	12335'						
	12340'8"						
	12341'5"						
	12349'5"						
	12349'8"						
	12358'2"						
	12360'						
	12470-12510						
	12510-12540						
	12540-12570						
ALFA 1	5960'						
	5881'						
	5882'						
	5996'						
	5997'3"						
	5999'						
	6002'						
	6003'8"						
	6021'3"						
	6021'9"						
ALFA 3	11450'						
	11453'						
	11453'3"						
	11453'7"						
	11456'						
	11470'						
	11478'						
	11485'6"						
	11503'7"						
11651'5"							
11653'9"							

TABLA 3. Muestras de núcleo (en rojo) de los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 y del sector de La Mesa de Los Santos escogidas para análisis macroscópicos, de petrografía, SEM, catodoluminiscencia y REE.

3.3 ANÁLISIS DE LABORATORIO

3.3.1 PETROGRAFÍA

Los análisis petrográficos se realizaron en el laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander empleando un microscopio de luz transmitida Nikon Eclipse E 200.

3.3.2 INCLUSIONES FLUIDAS

Los análisis microtermométricos en IF, se realizaron en el laboratorio de Geología de la UIS (sede Guatigurá-Piedecuesta), empleando un microscopio de luz transmitida Carl Zeiss Axiolab acoplado a una cámara digital Moticam 5000 Cooled y a una platina Linkam THMS- 600. Un microscopio Nikon acoplado a una fuente de luz ultravioleta de 365 nm de longitud de onda, disponible en el laboratorio de Petrografía del ICP, fue igualmente utilizado para corroborar la existencia de IF con hidrocarburos.

El tratamiento de los datos microtermométricos de las IF, para fines de determinar algunas de sus variables fisicoquímicas, se realizó mediante el uso del paquete de programas para computador, conocido como *FLUIDS 1*, elaborado por Bakker (2003) y disponible en el sitio web (<http://www.unileoben.ac.at/~buero62/minpet/Ronald>).

3.3.3 CATODOLUMINISCENCIA

Estos análisis se realizaron empleando una platina de cátodoluminiscencia CLmk3A / CLmk4 a una corriente de 300 – 350 μA y un voltaje entre 12 y 15 kV, este equipo estaba acoplado aun microscopio de luz transmitida Nikon ECLIPSE ME 600. Los análisis fueron realizados en el laboratorio de Petrografía del Instituto Colombiano del Petróleo.

3.3.4 SEM

Estos análisis fueron realizados en el laboratorio de microscopía electrónica ubicado en el Instituto Colombiano del Petróleo empleando un electrónico Leo 1450VP, equipado con sistema de rayos X por energía dispersa OXFORD INCA. Se trabajo sobre secciones delgadas petrográficas sin cubreobjetos recubierta con oro. Las imágenes observadas se obtuvieron mediante un detector de electrones retrodispersos (BSE).

3.3.5 ANÁLISIS DE REE

Estos análisis fueron realizados en el laboratorio de espectroscopía del Instituto Colombiano del Petróleo empleando un Espectrómetro de plasma masas ICP-MS, ELAN600 PE, un Automuestreador PE AS91 y una Balanza Analítica Explorer Pro, 0.0001g.

En las instalaciones del laboratorio, las muestras de vena y roca caja fueron sometidas a pulverización hasta obtener el tamaño de partícula que pasara por la malla 270u; una vez logrado este objetivo la roca caja pulverizada es sometida a calcinación a un temperatura de 1000 °C. Una vez calcinada la muestra de roca caja, junto con la muestra de la vena fueron sometidas a digestión ácida con ácido fluorhídrico y ácido nítrico, aplicando el método de tratamiento sistema abierto UST-114-P-011.

Las muestras en solución, fueron analizadas por espectrometría de plasma masas aplicando el método de análisis UST-114-P-078.

3.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Una vez realizados los diversos análisis de laboratorio sobre las muestras de materiales de relleno presentes en las fracturas de la Formación Rosablanca en el área de estudio, su análisis e interpretación se hizo teniendo en cuenta los siguientes aspectos:

- Características mineralógicas y texturales de los materiales de relleno.
- Tipo de vena.
- Secuencia temporal de los eventos de relleno
- Características fisicoquímicas de los paleofluidos involucrados en los eventos de relleno.
- Procedencia de los paleofluidos.

3.5 REDACCIÓN Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

En esta fase se elaborará y entregará el informe final a los directores y calificadores para su respectiva corrección, sustentación y posterior entrega a la Universidad Industrial de Santander y al Instituto Colombiano del Petróleo.

4. RESULTADOS

4.1 ANÁLISIS MACROSCÓPICO

4.1.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS

La TABLA 4 ilustra los rasgos texturales y composicionales de las venas observadas en el sector de La Mesa de Los Santos; como se observa en la tabla, las venas cortan en forma discordante a la roca caja (FIGURA 28), poseen un espesor variable entre 2mm y 2 cm observándose en su interior varias familias de carbonatos; en contacto con la roca caja se presentan agregados granulares formados por individuos euhedrales a anhedrales, en contacto con estos, aparecen en dirección hacia el interior de la vena agregados granulares formados por individuos de hábito alargado o prismático que tienden a disponerse en forma perpendicular con respecto a los agregados granulares. Hacia las partes centrales de las venas se ubican agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito alargado y tamaño aproximado entre 0,5 mm a 1 mm, los cuales tiende a orientarse en forma casi perpendicular respecto a las anteriores familias.

La roca encajante presenta una estructura masiva y de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) corresponden a Packstones calcáreos.

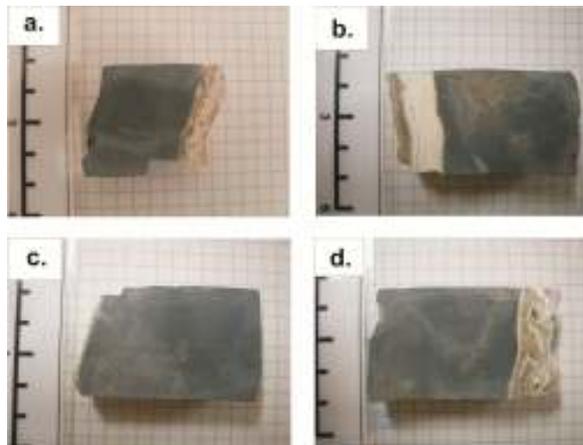


FIGURA 28 (a-d). Venas del sector de la Mesa de Los Santos cortando en forma discordante a la estratificación (perpendicular a la escala en cm), obsérvese que la roca caja presenta una estructura masiva así como los distintos tipos de familias de cristales de carbonatos (diferenciados por los colores) al interior de las venas.

MUESTRA	DESCRIPCIÓN TEXTURAL Y COMPOSICIONAL DE LA VENA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	NOMBRE DE LA ROCA CAJA (SEGÚN DUNHAM, 1962)
LHR201	Vena de carbonatos casi vertical la cual corta en forma discordante e la roca encajante. El espesor de la vena es de aproximadamente 1 cm y en su interior se distinguen dos familias de cristales: agregados granulares de cristales euhedrales y subhedrales, hábito elongado y no elongado, incoloros y de color blanco y amarillo; se encuentra ubicada en contacto con la roca encajante. Agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular y de tamaño de alrededor de 1 mm, se presentan orientados en forma casi perpendicular con respecto a los agregados granulares y están localizados hacia las partes centrales de la vena.	La roca encajante presenta una estructura masiva	Packstone calcáreo
LHR202	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la roca encajante, posee un espesor entre 1,5 cm y 2 cm; en su interior se distinguieron dos familias de cristales: agregados granulares compuesto por individuos euhedrales y subhedrales, de forma tabular y no tabular, incoloros y de color marrón; se encuentran en el contacto con la roca encajante, y en el extremo de la muestra; se distinguen además agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular y color blanco crema, ubicados hacia las partes centrales de la vena; estos individuos parecen presentarse orientados en forma perpendicular respecto a la primera familia.	La roca encajante presenta una estructura masiva	Packstone calcáreo
LHR203 (Vena)	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la estratificación, posee un espesor de 2 - 3 mm y en su interior se presentan agregados granulares compuestos por individuos euhedrales y subhedrales de color blanco, el tamaño de grano oscila alrededor de 0,5 mm.	La roca encajante presenta una estructura masiva	Packstone calcáreo
LHR204	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la estratificación, posee un espesor de 1,5 cm - 2 cm y presenta dos familias de cristales: agregados granulares compuestos por individuos de hábito tabular, forma euhedral y color marrón claro que tiende a presentarse orientado en forma casi perpendicular con respecto a la pared de la roca encajante. Se observan agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular y color blanco que tienden a estar orientados en forma perpendicular con respecto a la familia de agregados granulares.	Roca encajante presenta una estructura masiva.	Packstone calcáreo

TABLA 4. Descripción macroscópica de las venas del sector de la Mesa de Los Santos.

4.1.2 POZO ALFA 2

Las TABLAS 5 y 6 exponen los rasgos texturales y composicionales de las venas y su roca caja a nivel macroscópico en el pozo Alfa 2 en el intervalo 12317 ft – 12570 ft. Como se observa en la tabla las venas cortan en forma discordante y en

forma paralela a la estratificación (FIGURA 29), poseen un espesor aproximado entre 1 mm y 1,5 cm, en su interior se distinguen tres familias de cristales de carbonatos: agregados granulares de individuos de forma euedral y subhedral de tamaño entre 0,2 y 1mm, ubicados en contacto con la roca caja y agregados granulares formados por individuos de hábito alongado cuyo tamaño oscila entre alrededor de 0,5 mm encontrándose en contacto con la pared de la roca caja, y posibles agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular.

PROFUNDIDAD (EN PIES)	MUESTRA	DESCRIPCIÓN TEXTURAL Y COMPOSICIONAL	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	NOMBRE DE LA ROCA CAJA (SEGÚN DUNHAM, 1962)
12317'3"	Roca Encajante	Roca con un armazón de aloquímicos (bioclastos, oolitos, granos de cuarzo) y presencia de micrita -esparita en los espacios entre aloquímicos. La forma de los aloquímicos es subangular a redondeada y subsférica a elongada; el contacto predominantemente es flotante, con un calibre -bueno moderado.	Laminación ondulosa discontinua, presencia de estilolitos verticales y lentes de micrita paralelos a la laminación.	Packstone calcáreo de bioclastos
12319'3"	Vena	Vena de carbonatos cuyo espesor entre 1 mm – 10 mm, que corta discordantemente a la estratificación; al interior de esta se observan agregados granulares formados por individuos transparentes y de color blanco de tamaño entre 0,2 mm y 1 mm, localizados preferencialmente hacia las paredes de la vena.	Presencia en la roca encajante de estilolitos paralelos y subparalelos a la laminación	Packstone calcáreo de bioclastos
12332	Roca Encajante	Roca con un armazón de aloquímicos (bioclastos y oolitos) con esparita entre los aloquímicos, la forma de estos es subsférica a elongada, preferencialmente redondeada y con un buen calibre.	Roca encajante con estructura masiva, aunque los fragmentos de conchas tienden a orientarse en forma paralela a la laminación.	Grainstone calcáreo de bioclastos
12333'2"	Vena	Venas de carbonatos con un espesor aproximado de 1 cm, y que están cortando en forma discordante a la estratificación; las venas están formadas por agregados granulares formados por individuos de anhedrales y subhedrales de color amarillo a incoloro y cuyo tamaño oscila entre 0,5 mm – 1 mm.	Roca caja con estructura masiva y venillas de carbonatos que se orientan de forma subparalela y discordante a la estratificación.	Packstone calcáreo de bioclastos
12333'5"				
12335	Vena	Vena de carbonatos de espesor que oscila entre 1 mm – 3 mm, en su interior se observan agregados granulares compuestos por individuos subhedrales y anhedrales de color blanco.	Roca encajante Masiva.	Packstone calcáreo de bioclastos
12340'8"	Vena	Vena de carbonatos paralela a la estratificación, cuyo espesor está comprendido entre 1 mm y 1 cm; al interior de la vena se observan agregados granulares formados por individuos tabulares y no tabulares incoloros de tamaño entre 0,4 mm y 1mm los cuales tienden a disponerse perpendiculares a las paredes de la roca encajante	Roca encajante con una estructura masiva, y presencia de estilolitos paralelos a la laminación	Grainstone calcáreo de bioclastos
12341'5"	Roca Encajante	Roca con un armazón de aloquímicos (bioclastos y granos de cuarzo) y esparita entre los aloquímicos. La forma de estos es esférica a elongada, subredondeada y redondeada; los contactos entre aloquímicos son de tipo flotante, puntual y cóncavo-convexo, se presenta un buen calibre	Roca caja con estructura masiva y presencia de estilolitos.	Grainstone calcáreo de bioclastos

TABLA 5. Descripción macroscópica de venas y roca caja en el pozo Alfa 2.

PROFUNDIDAD (EN PIES)	MUESTRA	DESCRIPCIÓN TEXTURAL Y COMPOSICIONAL	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	NOMBRE DE LA ROCA CAJA (SEGÚN DUNHAM, 1962)
12349'5"	Vena	Vena de carbonatos paralela a la estratificación cuyo espesor oscila entre 1 cm 1,5 cm, y en cuyo interior se distinguen dos familias de cristales: agregados granulares formados por individuos tabulares y no tabulares, cuyo tamaño oscila entre 0,2 mm – 0,5mm y que tienden a orientarse de forma casi perpendicular con respecto a la pared de la roca encajante. Se observan posiblemente agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular y tamaño de grano de alrededor de 0,5 mm.	Roca encajante con estructura masiva	Packstone calcáreo de bioclastos
12349'8"	Roca Encajante	Roca cuyo armazón está formado por micrita y aloquímicos (fragmentos de conchas)	Roca con estructura masiva	Mudstone calcáreo de bioclastos
12358'2"	Vena	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la estratificación, el espesor varía de 2 mm a 8 mm. Al interior de la vena se distinguen agregados granulares formados por individuos euhedrales a subhedrales de tamaño entre 0,2 mm – 0,5 mm, los cuales se encuentran en contacto con la roca caja.	Roca encajante masiva, con venillas rellenas de carbonatos aproximadamente paralelas a la laminación.	Mudstone calcáreo de bioclastos
12360	Roca Encajante	Roca encajante compuesta por aloquímicos (bioclastos) y micrita.	Laminación lenticular discontinua, y presencia de estilolitos rellenos de calcita paralelos a la laminación	Mudstone calcáreo de bioclastos
12470-12510	Ripio	Presencia de líticos de rocas metamórficas (posiblemente cuarcitas y esquistos), areniscas cuarzosas con armazón de granos de cuarzo tamaño muy fino-fino y cemento de sílice, forma esférica y angular, en contacto predominantemente cóncavo-convexo, con espejos de falla. Además, se observaron fragmentos de calizas posiblemente Packstones calcáreos; y fragmentos de cuarzo de hábito piramidal.		
12510-12540	Ripio	Presencia de areniscas cuarzosas de tamaño arna muy fina-fina con cemento de calcita, granos de forma subredondeada a redondeada y esférica, con contactos de tipo cóncavo-convexo y flotante y con un buen calibrado. Además se observó calizas posiblemente Grainstone calcáreos, y cristales de calcita probablemente como material de vena.		
12540-12570	Ripio	Presencia de líticos de probable origen metamórfico (pizarras y filitas), lodolitas de color negro y armazón de minerales arcillosos y materia orgánica; areniscas cuarzosa impregnadas de hidrocarburos, armazón de partículas tamaño arena muy fina – fina y cemento de sílice, forma de los granos subangular y esférica, con contacto cóncavo-convexo y buen calibrado. Además, se observaron fragmentos de cristales de calcita		

TABLA 6. Descripción macroscópica de venas y roca caja en el pozo Alfa 2

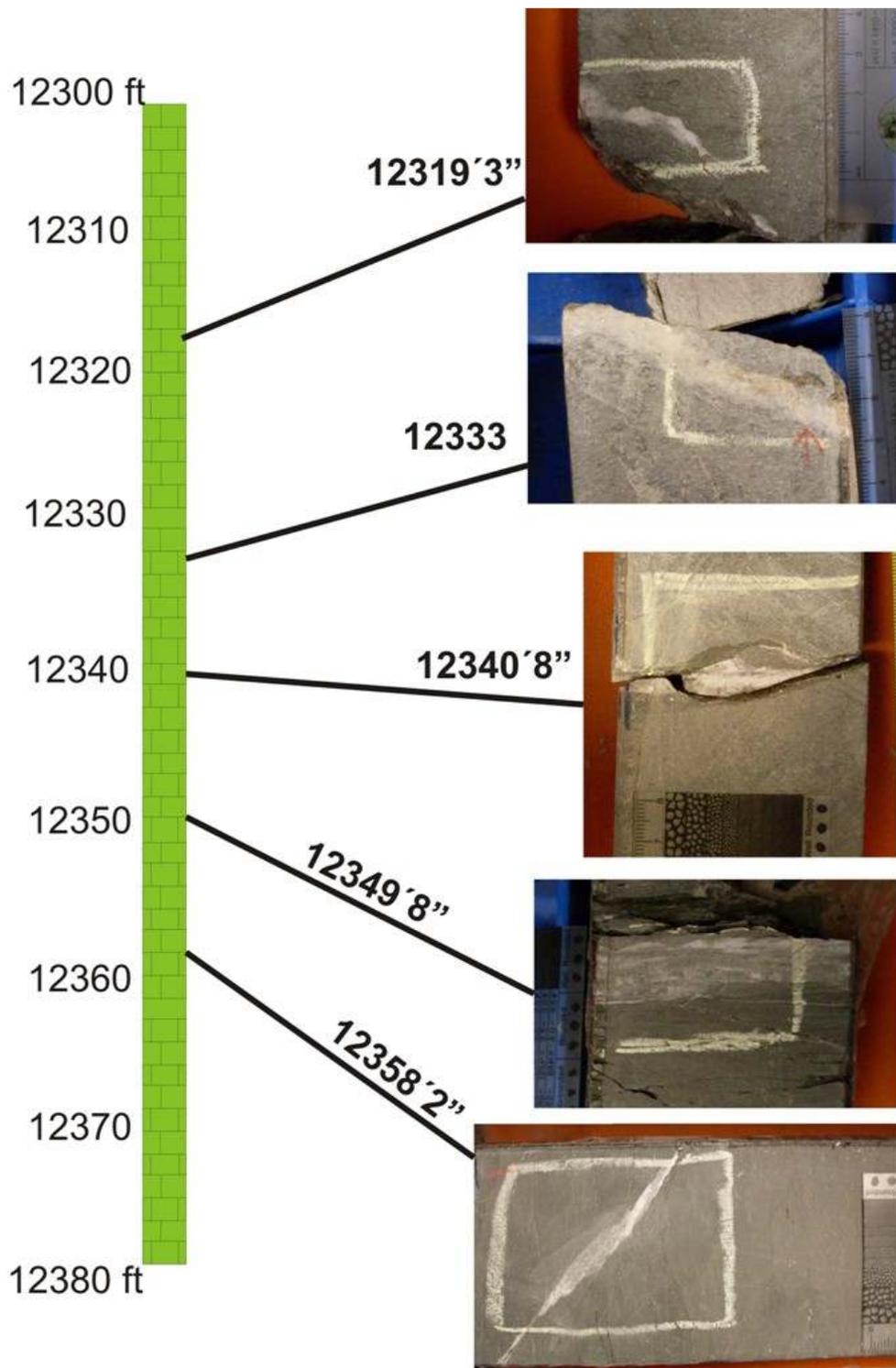


FIGURA 29. Venas de carbonatos cortando en forma discordante y paralela a la estratificación en la roca caja de la Formación Rosablanca en el pozo Alfa 2 en el intervalo 12300 ft - 12380ft (intervalo en donde se encuentra las vetillas), la escala (tabla de tamaños de grano) está en cm.

La roca caja de acuerdo a la clasificación de Dunham (1962) corresponde a Packstones, Grainstones y Mudstones calcáreos con presencia de bioclastos, estructura masiva y laminación ondulosa y lenticular discontinua. En el intervalo 12470 ft – 12570 ft aparentemente la roca encajante corresponde a areniscas cuarzosas de grano fino a muy fino con líticos de metamórficos, de forma esférica y redondeada a subredondeada, las partículas se encuentran cementadas por sílice y calcita. Al parecer existen venas por la presencia de cristales de calcita y cuarzo bipiramidal encontrados en estos ripios.

4.1.3 POZO ALFA 1

La TABLA 7 ilustra las descripciones composicionales y texturales a nivel macroscópico realizados a venas y roca caja de la Formación Rosablanca en el pozo Alfa 1, en el intervalo 5080 ft – 6022 ft. Como se expone en la tabla, las venas cortan en forma discordante y concordante a la estratificación (FIGURA 30), poseen un espesor aproximado entre 1mm y 3 cm observándose en su interior tres familias de cristales de carbonatos: agregados granulares compuestos por individuos de forma euhedral a anhedral cuyo tamaño de grano se encuentra oscilando entre 0,5 mm y 2 mm localizándose en contacto con la roca encajante, se observan también agregados granulares formados por individuos de hábito alongado y tamaño de grano de alrededor de 0,5 mm, localizándose también en contacto con la roca encajante; agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular.

La roca encajante de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) corresponde a Wackestones y Mudstones calcáreos con una armazón de micrita o aloquímicos, estructura generalmente masiva con presencia de estilolitos asociados con las venas.

PROFUNDIDAD (EN PIES)	MUESTRA	DESCRIPCIÓN TEXTURAL Y COMPOSICIONAL	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	NOMBRE DE LA ROCA CAJA (SEGÚN DUNHAM,1962)
5881	Roca Encajante	Roca con armazón de aloquímicos (bioclastos) y micrita, los aloquímicos poseen una forma redondeada y esférica a elongada, encontrándose en contacto flotante. La roca es pobremente calibrada.	Roca masiva, con presencia de venas verticales rellenas de carbonatos, los fragmentos de conchas tienden a presentarse orientados en forma paralela a la laminación.	Mudstone calcáreo de bioclastos.
5882	Vena	Conjunto de venas de carbonatos que cortan a la roca en forma discordante a la estratificación, de espesor que oscila entre 1 mm y 3 cm . Al interior de las venas se observan agregados granulares formados por individuos de color blanco a incoloro, forma euهدral a anhedral y tamaño que oscila entre 0,2 mm y 4 mm.	Roca caja con estructura masiva fuertemente afectada por brechificación	Wackestone calcáreo de bioclastos
5960	Roca Encajante	Roca con armazón de bioclastos y micrita, los bioclastos están en contacto flotante entre sí.	Estructura masiva, la roca presenta venillas rellenas de carbonatos que cortan discordantemente a la roca y se encuentran entrelazados entre sí.	Mudstone calcáreo de bioclastos.
5996	Roca Encajante	Roca con armazón de aloquímicos (bioclastos), y micrita rodeando a estos; los aloquímicos poseen una forma redondeada y elongada, se encuentran en contacto flotante.	Estructura masiva, con presencia de estilolitos y venillas rellenas de carbonatos asociados a estos.	Mudstone calcáreo de bioclastos.
5997'3"	Vena	Venas de carbonatos que se encuentran localizadas en una zona de fuerte brechificación, el espesor de estas venas oscilan entre 1 mm y 3 cm. Se distinguen dos familias de cristales: agregados granulares formados por individuos de color blanco, forma euهدral y hábito elongado y no elongado, el tamaño oscila entre 0,5 mm y 2 mm. Esta familia se presenta asociada con estilolitos. Además, se observan agregados fibrosos formados por individuos aciculares de color blanco. Ambas familias de cristales se encuentran en contacto con la roca caja.	La roca encajante posee una estructura masiva, aunque la roca esta fuertemente afectada por brechificación y presencia de estilolitos.	Mudstone calcáreo de bioclastos.
5999	Vena			
6002	Roca Encajante	Roca cuyo armazón esta compuesto por aloquímicos y micrita, los aloquímicos poseen una forma elongada y redondeada, se encuentran en contacto flotante y con un pobre calibrado.	Estructura masiva, presencia de venillas de carbonatos que cortan a la estratificación.	Wackestone calcáreo con intraclastos de Mudstone calcáreo.
6003'8"	Vena	Vena de carbonatos cuyo espesor varía de 1 cm a 6 cm y aparentemente es concordante con la estratificación. Al interior de esta se observan agregados granulares formados por individuos de color blanco e incoloro, forma euهدral y anhedral, hábito tabular y no tabular y tamaño que oscila entre 0,1 mm a 2 mm.	Roca encajante con estructura masiva, presencia de venillas rellenas de carbonatos que predominantemente son paralelas a la laminación.	Mudstone calcáreo de bioclastos.
6021'3"	Vena	Vena que corta en forma discordante a la estratificación y cuyo espesor varía entre 0,5 mm y 2,5 cm. Al interior de esta se observan agregados granulares compuesto por individuos de hábito tabular y no tabular, con tamaño de grano oscilando alrededor de 0,5 mm; esta familia se localiza preferencialmente en la zona de contacto con la roca caja; se observan también agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular.	Estructura masiva en la roca caja, aunque los bioclastos se orientan en forma paralela a la estratificación, presencia de intraclastos y estilolitos asociados con venillas de calcita.	Mudstone calcáreo de bioclastos con intraclastos de Wackestone calcáreo.
6021'9"	Roca Encajante	Roca con armazón de aloquímicos (bioclastos) y micrita.	Estructura masiva, presencia de venillas asociadas con estilolitos.	Mudstone calcáreo.

TABLA 7. Descripción macroscópica de venas y roca encajante de la Formación Rosablanca en el pozo Alfa 1.

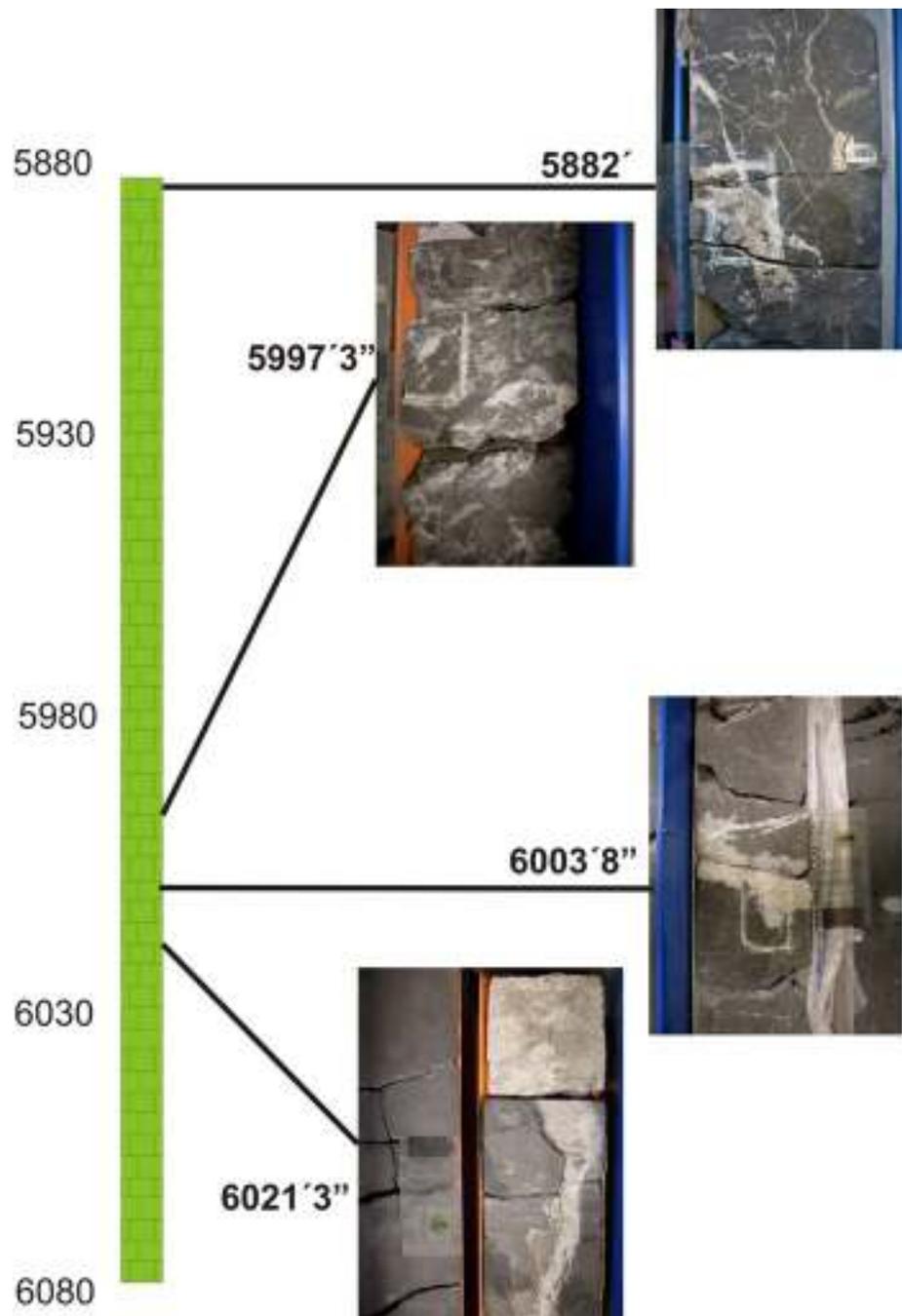


FIGURA 30. Venas cortando en forma discordante a la estratificación en núcleos de la Formación Rosablanca en el pozo Alfa 1 en el intervalo 5880 ft – 6080 ft (en donde se encuentran las vetillas).

4.1.4 POZO ALFA 3

La TABLA 8 expone la descripción macroscópica en vena y roca caja de la Formación Rosablanca realizada en el pozo Alfa 3 en el intervalo 11450 ft – 11650 ft. Como se observa en la tabla, las venas están cortando en forma discordante y paralela a la estratificación (FIGURA 31). Estas tienen un espesor aproximado entre 2 mm a 2 cm y en su interior se observan dos familias de cristales de carbonatos: agregados granulares formados por individuos de forma euédral a anédral, con un tamaño aproximado entre 0,5 mm y 4 mm se encuentran en contacto con la roca; agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular, dispuestos en forma paralela y orientados en forma perpendicular con respecto a la pared de la roca encajante. Esta última familia de cristales tiende a ubicarse en las partes centrales de la vena. La roca caja corresponde según la clasificación de Dunham (1962) a Mudstones y Packstones calcáreos con un armazón de oolitos, pelets, bioclastos y micrita; poseen una estructura masiva con presencia de estilolitos aparentemente paralelos con las venas de carbonatos.

PROFUNDIDAD (EN PIES)	MUESTRA	DESCRIPCIÓN TEXTURAL Y COMPOSICIONAL	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	NOMBRE DE LA ROCA CAJA (SEGÚN DUNHAM, 1962)
11450	Roca Encajante	Roca con una armazón de aloquímicos (oolitos, bioclastos), granos de cuarzo, demás de micrita y esparita rodeado a estos aloquímicos. La Forma de los aloquímicos y los granos es subangular a redondeada, y subesférica a elongada; contacto entre partículas predominantemente de tipo cóncavo-convexo y puntual, roca con un buen calibrado.	Estructura masiva	Packstone calcáreo de oolitos
11453	Vena	Vena de carbonatos la cual se orienta en forma subparalela a la estratificación; al interior de esta se presentan agregados granulares	La roca caja presenta una estructura masiva	Packstone calcáreo de oolitos
11453'3"	Vena	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la estratificación, posee un espesor de 1 mm y en su interior se presentan agregados granulares	La roca encajante presenta una estructura masiva	Packstone calcáreo
11456	Roca Encajante	Roca cuyo armazón esta compuesta por aloquímicos (bioclastos, pelets), y micrita rodeandolos. Las partículas poseen una forma que varía de subangular a redondeada, y subesférica- esférica a elongada. Contactos de tipo puntual y flotantes, roca con un buen calibrado.	Estructura masiva	Wackestone calcáreo de pelets.
11470	Roca Encajante	Roca con un armazón de micrita y aloquímicos (bioclastos), la forma de estos varía de elongada a redondeada, contacto de tipo flotante.	Laminación ondulosa discontinua.	Mudstone calcáreo de bioclastos
11478	Roca Encajante	Roca un un armazón de micrita.	Estructura masiva	Mudstone calcáreo
11485'6"	Vena	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la estratificación posee un espesor que varía de 5 mm a 2 cm y en su interior se observan agregados granulares formados por individuos de color blanco, forma subhedral y anhedral predominantemente; se observan fragmentos angulares de la roca encajante dentro de la vena.	La roca caja presenta una estructura masiva	Mudstone calcáreo con intraclastos
11503'7"	Vena	Vena de carbonatos que corta en forma discordante a la estratificación, posee un espesor promedio de 4 mm y en su interior se observan agregados granulares compuestos por individuos de forme euhedral y subhedral, de color blanco a incoloro; el tamaño de los cristales oscila entre 0,5 mm y 4 mm.	La roca encajante presenta una estructura masiva	Packstone calcáreo de oolitos
11651'5"	Vena	Vena de carbonatos que corta concordantemente a la estratificación, posee un espesor de 2 mm a 7 mm y en su interior se distinguen dos familias de cristales: agregados granulares presentes hacia el contacto con la roca encajante, y como material de una vena que corta a la vena principal; agregados fibrosos compuestos por individuos de hábito acicular, dispuestos en forma paralela y orientados en forma perpendicular con respecto a la pared de la roca encajante. Esta última familia de cristales tiende a ubicarse en las partes centrales de la vena.	La roca caja posee una estructura masiva, sin embargo se observan estilolitos tanto en la roca caja como paralelos a la vena e incluidos dentro de esta.	Mudstone calcáreo

TABLA 8. Descripción macroscópica realizada a muestras de vena y roca caja de la Formación Rosablanca en el pozo Alfa 3 en el intervalo 11450 ft – 11652 ft.

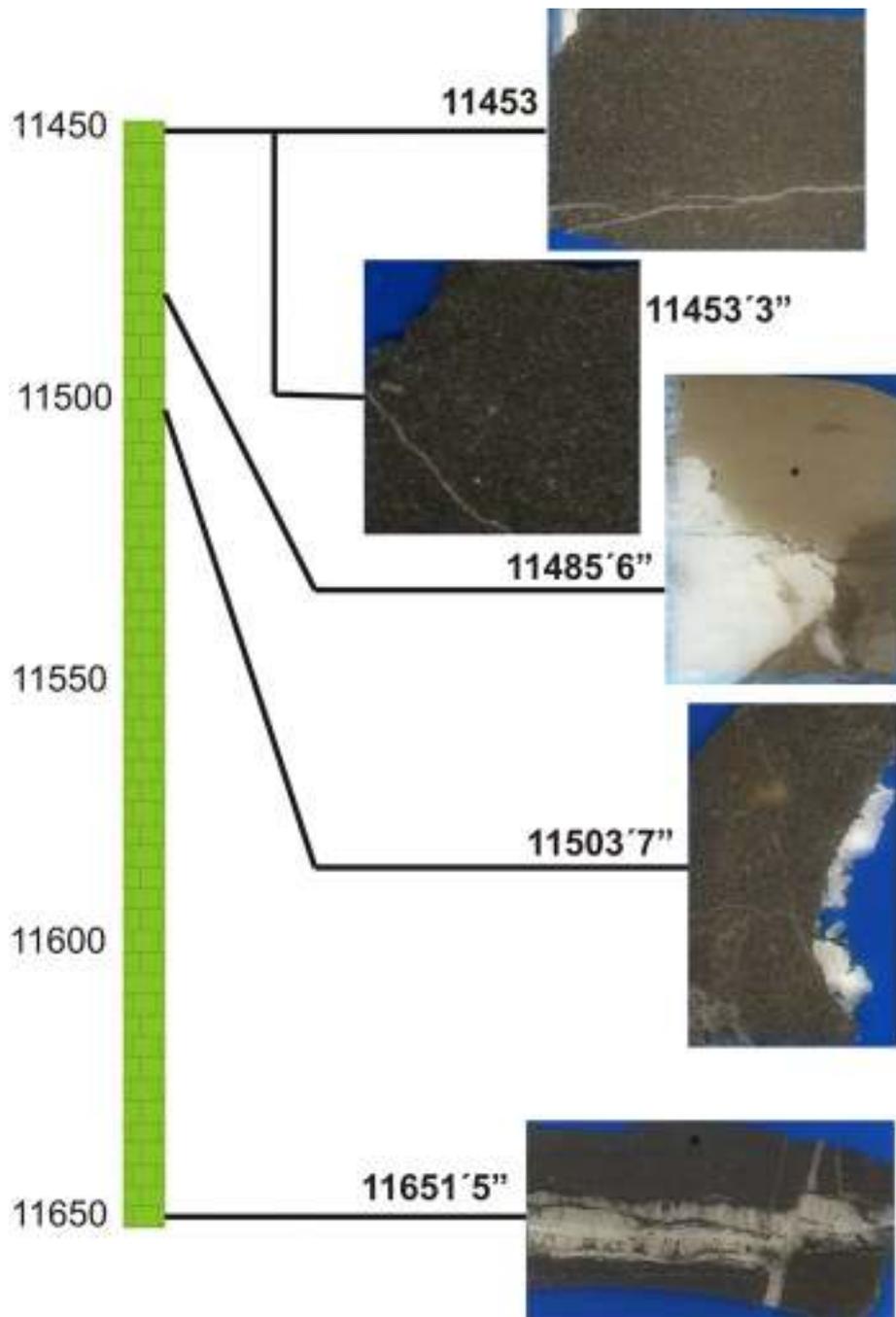


FIGURA 31. Venas de carbonatos cortando en forma discordante a la roca encajante de la Formación Rosablanca en el pozo Alfa 3 en el intervalo 11450 ft – 11651 ft (en el cual se encuentran las vetillas).

4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO EN SECCIÓN DELGADA

4.2.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS

4.2.1.1 Lámina LHR201

La roca encajante posee un armazón compuesto por aloquímicos (fragmentos de conchas y foraminíferos), hay presencia de micrita y esparita ocupando los espacios entre estos. Los aloquímicos poseen una forma elongada y redondeada, se encuentran en contacto de tipo cóncavo – convexo; se presenta un buen calibrado. A nivel estructural la roca es masiva, sin embargo los aloquímicos se presentan orientados de forma paralela a la estratificación, además, aparecen estilolitos que son cortados por las venillas

La vena corta en forma discordante a la estratificación y presenta cuatro familias de cristales de carbonatos:

- Agregados equigranulares de cristales de calcita, ubicados en el contacto con la roca caja (FIGURA 32a) y en las venillas presentes al interior de la roca encajante. La calcita se presenta como individuos incoloros en nicoles paralelos con un grado bajo -medio de relieve, maclados (macla lamelar), con colores de interferencia blancos de tercer orden; en algunos sectores los cristales poseen inclusiones de dolomita y fragmentos de la roca encajante (orientados en forma paralela a la pared de la vena).
- Agregados inequigranulares de cristales de calcita que se presentan como individuos incoloros, de bajo-medio grado de relieve, colores de interferencia blancos de tercer orden, extinción ondulante, de hábito tabular; aparecen orientados en forma casi perpendicular respecto a los agregados equigranulares (FIGURA 32b); los cristales poseen bandas de inclusiones (posiblemente de materia orgánica) paralelas a las caras de crecimiento de estos cristales.

- Agregados fibrosos de cristales de calcita que se presentan como individuos de hábito acicular (FIGURA 32c), incoloros, de grado medio-bajo de relieve, y colores de interferencia blancos de tercer orden; se presentan orientados en forma perpendicular con respecto a la familia anterior.
- Agregados fibrosos de cristales de calcita que se presenta como individuos de hábito acicular, color marrón oscuro en nicoles paralelos y cruzados (FIGURA 32d), orientados en forma perpendicular con respecto a la familia anterior. Se presentan agregados equigranulares dispuestos como bandas paralelas compuestos por individuos de tamaño muy pequeño hacia la parte central de estos agregados.

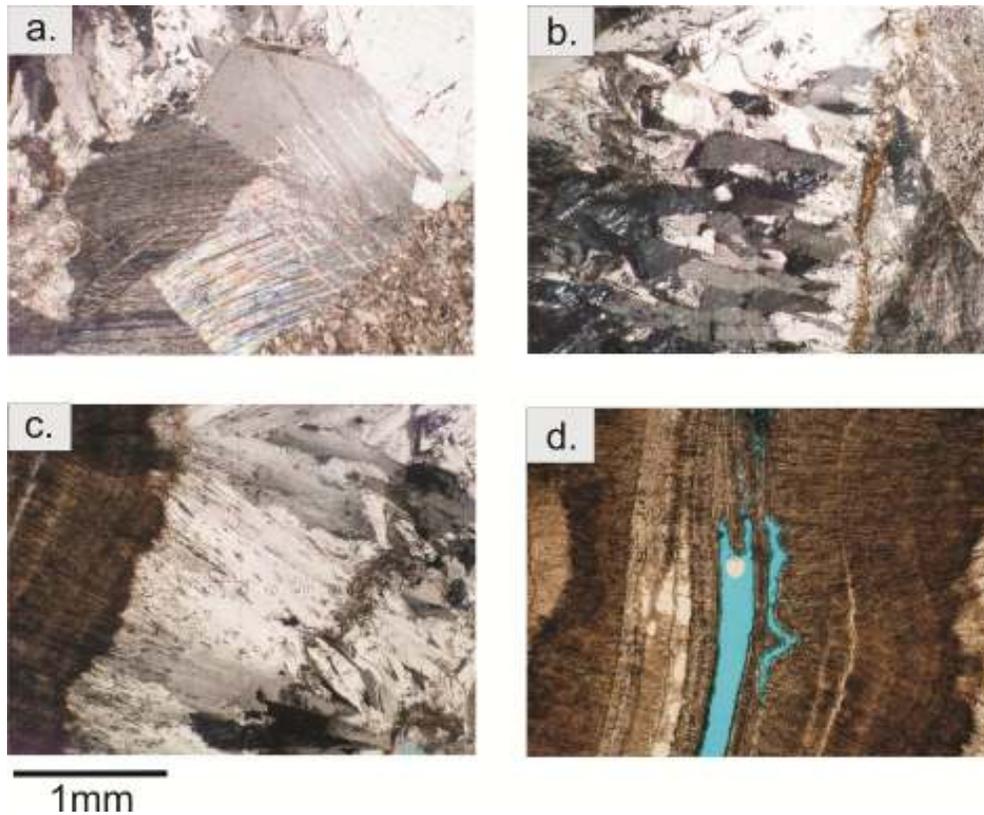


FIGURA 32 (a-d). Microfotografías de la lámina LHR201 tomadas a 5x en nicoles cruzados en donde se observan: a) agregados granulares de cristales de calcita en contacto con la roca encajante, b) agregados granulares de cristales de calcita con hábito alargado, c) agregados fibrosos de calcita, d) agregados fibrosos de carbonatos de color marrón. Obsérvese en b), c) y d) que los individuos tienden a disponerse orientados en forma perpendicular a la primera familia de cristales.

4.2.1.2 Lámina LHR202

Roca con un armazón de aloquímicos (fragmentos de conchas) y una matriz de micrita - esparita, los aloquímicos poseen una forma redondeada y esférica a elongada, se encuentran en contacto flotante y la roca posee un calibrado bueno a moderado.

Estructuralmente la roca es masiva, se presenta neoformación de cristales de pirita y crecimiento de calcita al interior de los bioclastos.

En la zona de vena que corta en forma discordante a la estratificación se observan las siguientes familias de cristales de calcita:

- Agregados inequigranulares de calcita (FIGURA 33a), localizados en el contacto con la roca encajante y separados de esta por una zona de óxidos; están compuesto por individuos de forma euهدral y anهدral, tamaño que oscila entre 20-400 μm , incoloros, de bajo-medio grado de relieve y con colores de interferencia blancos de tercer orden; los cristales de menor tamaño tienden a estar más cerca de la roca encajante, mientras que los de mayor tamaño se alejan de ella. Los individuos pertenecientes a esta familia tienen caras de crecimiento que apuntan hacia el interior de la vena.
- Agregados fibrosos y radiales de calcita (FIGURA 33 b y c), cuyos individuos poseen una forma acicular, con tamaño que oscila entre 100-1200 μm , incoloros en nicoles paralelos, tienen colores de interferencia blancos de tercer orden y una extinción ondulante; a medida que se acerca al centro de la vena, las fibras de calcita tienden a aumentar de tamaño. Los cristales tienden a orientarse en forma perpendicular con respecto a la familia de agregado granulares.
- Agregados equigranulares de calcita (FIGURA 33d), cuyos individuos son euهدrales, poseen un hábito tabular, y su tamaño oscila entre 40-1200 μm ; en nicoles paralelos son incoloros con un grado bajo- medio de relieve, presentan colores de interferencia blancos de tercer orden; los individuos de esta familia tienden a presentarse orientados en forma casi perpendicular con respecto a la pared de la roca caja. Esta familia está atravesada por bandas paralelas de

agregados granulares compuestos por individuos de tamaño muy pequeño.

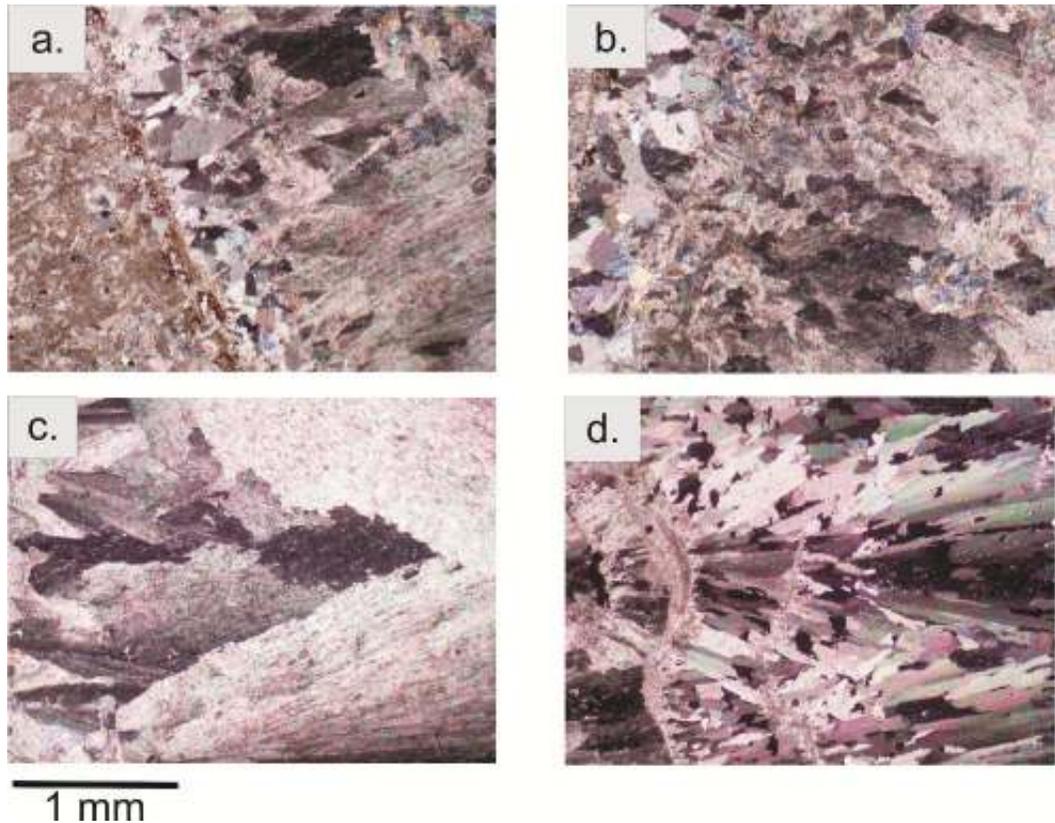


FIGURA 33 (a-d). Microfotografías de la lámina LHR202 a 5x en nicols cruzados en donde se observan: a) agregados granulares de cristales de calcita en contacto con la roca caja (izquierda) y agregados fibrosos (derecha), b y c) agregados fibrosos de carbonatos con extinción ondulante, d) agregados granulares de calcita, la cual se presenta como individuos de hábito alargado.

4.2.1.3 Lámina LHR203

Roca con armazón de aloquímicos (pelets y foraminíferos) y una matriz de micrita, la forma de estos aloquímicos es redondeada y esférica a elongada, encontrándose en contacto de tipo cóncavo-convexo, puntual y flotante; la roca presenta un buen calibrado. Estructuralmente la roca es masiva, se presenta crecimiento autigénico de pirita en la matriz de micrita, así como crecimiento de calcita al interior de los bioclastos y como material de reemplazamiento de micrita al interior de los pelets.

En la zona de vena principal así como en las venas menores que atraviesan la roca encajante (FIGURA 34 a y b), se observa la presencia de agregados

granulares de calcita compuestos por individuos euhedrales, de tamaño que oscila entre 160-100 μm , incoloros, con grado bajo-medio de relieve, colores de interferencia blancos de tercer orden. En algunos cristales se observan inclusiones de algunos fragmentos angulares de la roca encajante.

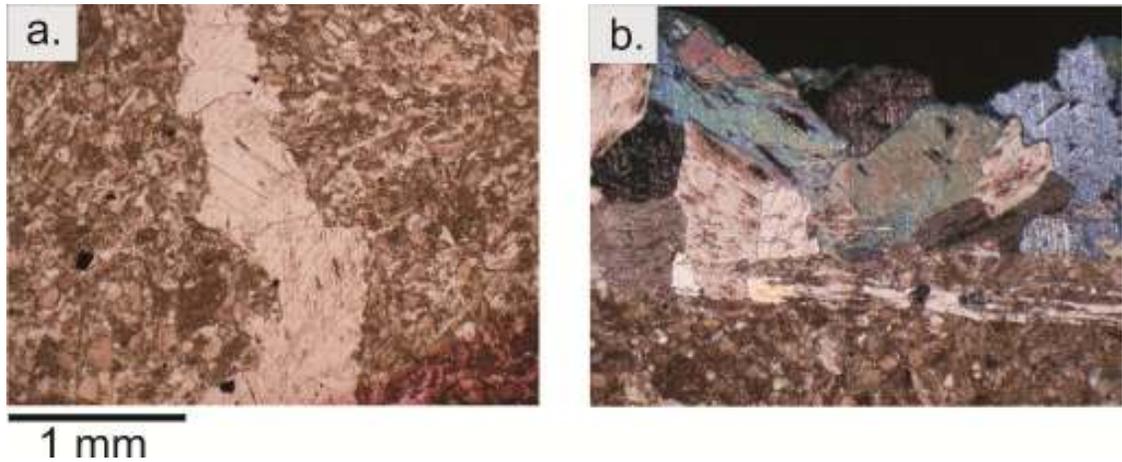


FIGURA 34 (a y b). Microfotografía de la lámina LHR203 a 5x en nicoles paralelos y cruzados, en donde se observan a) venilla de calcita cortando en forma discordante a la roca caja, b) agregados granulares de calcita.

4.2.1.4 Lámina LHR204

Roca con un armazón de aloquímicos (pelets y bioclastos), una matriz de micrita/esparita y un cemento de cristales de calcita; los aloquímicos poseen una forma redondeada y esférica a elongada, se encuentran en contacto puntual y flotante, la roca presenta un buen calibrado. Estructuralmente la roca es masiva, se presenta reemplazamiento de micrita/esparita por calcita en la matriz, y crecimiento de calcita al interior de pelets reemplazando a la micrita.

En la zona de vena que corta en forma discordante a la estratificación, se distinguen varias familias de cristales:

- Al interior de la roca caja, las venas están formadas por agregados granulares compuestos por individuos de forma euhedral y subhedral, con tamaño que oscila entre 100-160 μm , incoloros, de grado bajo-medio de relieve, presentan colores de interferencia blancos de tercer orden. Los cristales de calcita pertenecientes a esta familia poseen inclusiones de pelets y de bioclastos.

- Agregados granulares de calcita compuestos por individuos de tamaño muy pequeño (2-40 μm) (FIGURA 35a), esta familia se ubica en contacto con la roca encajante.
- Agregados fibrosos y radiales de calcita, compuesto por individuos de hábito acicular y que tienen un tamaño comprendido entre 120-300 μm ; estos individuos poseen un color marrón oscuro tanto en nicoles paralelos como en cruzados (FIGURA 35a).
- Agregados radiales de calcita compuestos por individuos de hábito acicular (FIGURA 35b), y tamaño que oscila entre 60-2000 μm , incoloros, de bajo-medio de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden, presentan una extinción ondulante.
- Agregados granulares de calcita compuestos por individuos de hábito tabular su forma es euédral, en nicoles paralelos son incoloros con un grado bajo-medio de relieve, poseen colores de interferencia blancos de tercer orden; en sectores de la vena, esta familia está separada de las otras por zonas de agregados granulares de calcita cuyos individuos son de tamaño muy pequeño (FIGURA 35 c y d).

Las zonas centrales de la vena son ocupadas por las últimas dos familias descritas.

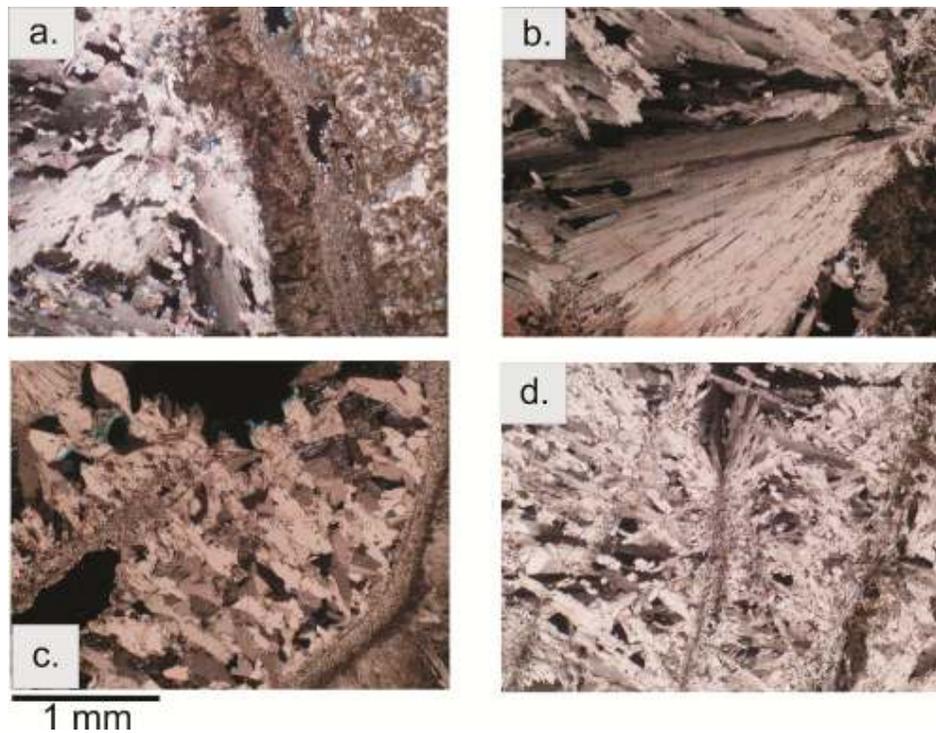


FIGURA 35 (a-d). Microfotografías de la lámina LHR204 a 5x en nicóles cruzados en donde se observan: a) agregados microgranulares de calcita en contacto con la roca caja (derecha) seguido en sentido hacia la izquierda por agregados fibrosos de color marrón oscuro, b) agregados radiales de carbonatos, c y d) agregados granulares de carbonatos compuestos por individuos de hábito elongado.

4.2.2 POZO ALFA 2

4.2.2.1 Lámina 12319'3"

Roca con una armazón de aloquímicos (fragmentos esqueléticos), granos de cuarzo, y una matriz de micrita/esparita junto con un cemento de cristales de calcita. Los aloquímicos y los granos de cuarzo poseen una forma subangular a redondeada, subesférica a elongada, encontrándose en contacto de tipo flotante. La roca posee un pobre calibrado.

Estructuralmente la roca es masiva, se observa un reemplazamiento de micrita por esparita, la cual en algunos sectores de la muestra ha reemplazado a toda la matriz.

En la zona de vena de corta en forma discordante a la roca caja, se observan agregados inequigranulares de calcita (FIGURA 36 a y b), compuesto por

individuos de forma subhedral y anhedral, tamaño que oscila entre 60-1200 μm , incoloros, de grado bajo-medio de relieve con colores de interferencia blancos de tercer orden. Se presentan inclusiones de la roca encajante en los cristales de mayor tamaño.

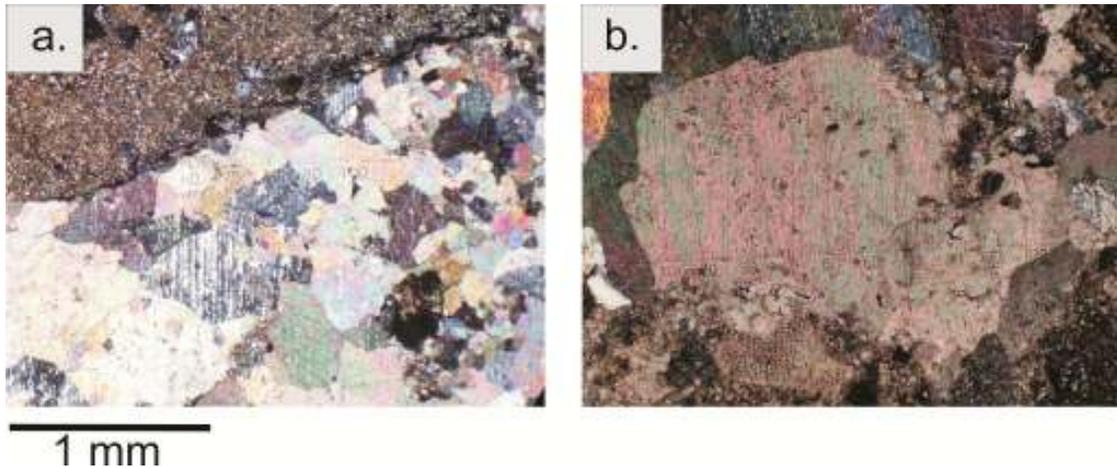


FIGURA 36 (a-b). Microfotografías de la lámina 12319'3" a 5x en nicoles cruzados en la cual se observan agregados inequigranulares de carbonatos.

4.2.2.2 Lámina 12333'

Roca con un armazón de aloquímicos (bioclastos, pelets) y una matriz de micrita/esparita; la forma de los aloquímicos es redondeada y subesférica a elongada, encontrándose estos en puntual, cóncavo-convexo y flotante. La roca tiene un pobre calibrado. Estructuralmente la roca es masiva, se presenta reemplazamiento de micrita/esparita por calcita en la matriz y cerca a la zona de contacto con la vena.

En la zona de vena, se presentan agregados inequigranulares de calcita que aparecen como individuos subhedrales y anhedrales, frecuentemente maclados, cuyo tamaño de cristal oscila entre 40-1800 μm , incoloros en nicoles paralelos, con bajo - medio grado de relieve; en nicoles cruzados tienen colores claros de tercer orden, muchos de estos individuos presentan inclusiones de la matriz de la roca caja (FIGURA 37 a). La zona de contacto con la roca caja es difusa y en esta, los cristales tienen inclusiones de bioclastos (FIGURA 37 b).

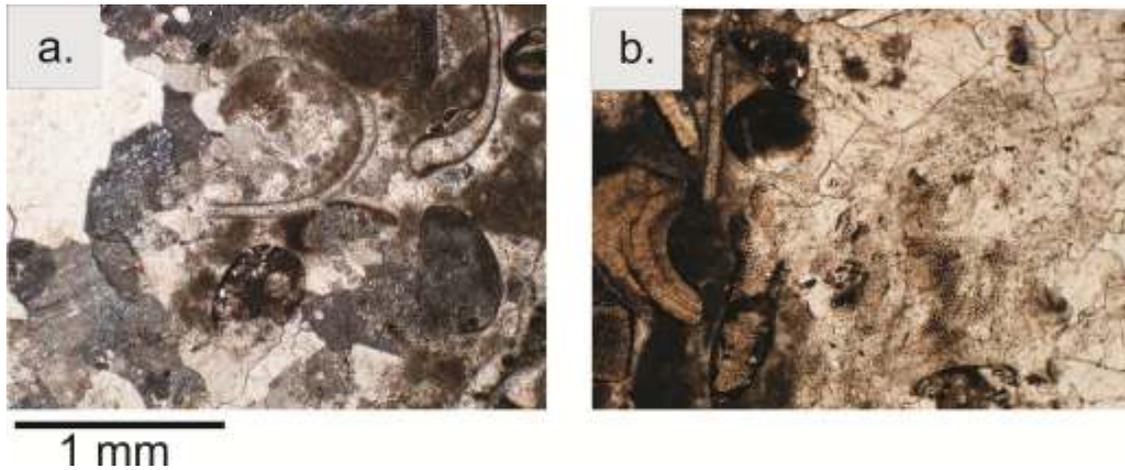


FIGURA 37 (a-b). Microfotografía de la lámina 12333 a 5x en nicols cruzados y paralelos mostrando: a) fragmentos de la matriz incluidos dentro de los agregados granulares, b) fragmentos de bioclastos como inclusiones al interior de los cristales de carbonatos en la vena.

4.2.2.3 Lámina 12335'

Roca con una armazón de aloquímicos (oolitos, bioclastos, intraclastos), granos de cuarzo; además de una matriz de esparita ocupando los espacios entre los aloquímicos y los granos de cuarzo. Los aloquímicos junto con los granos de cuarzo tienen una forma subesférica a elongada y subangular a redondeada; se encuentran en contacto predominantemente flotante y la roca tiene un calibrado bueno a moderado.

Estructuralmente la roca presenta sectores con laminación ondulosa discontinua con láminas de materia orgánica y lentes de micrita.

En la zona de vena (FIGURA 38 a y b) se observan agregados inequigranulares de calcita compuestos por individuos de forma euhedral a subhedral, hábito tabular con bordes ondulados a irregulares en algunos sectores, incoloros, de bajo - medio grado de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden; en estos sectores, los cristales se orientan en forma perpendicular con respecto a la pared de la roca caja. Los cristales de la vena presentan en su interior inclusiones de la roca caja, las cuales forman bandas onduladas discontinuas y paralelas entre sí y a la pared de la roca caja.

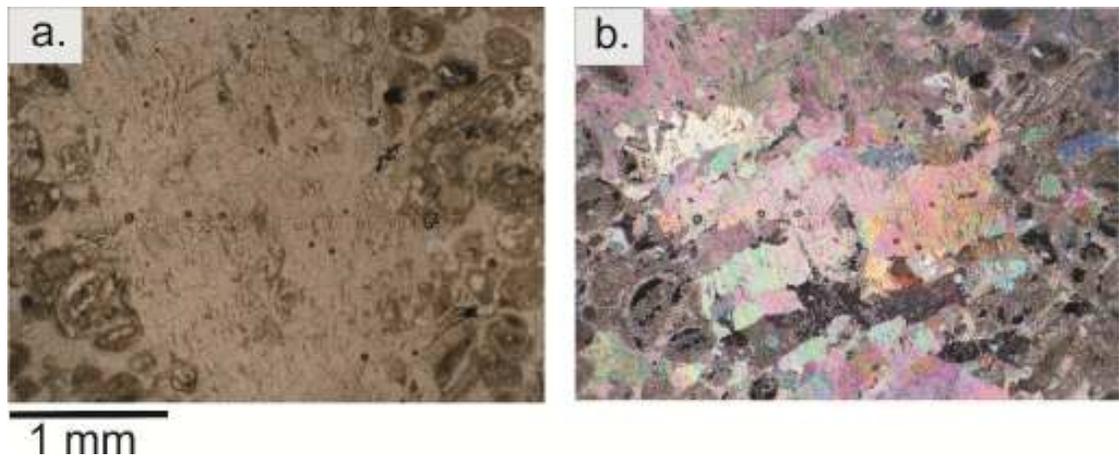


FIGURA 38 (a-b). Microfotografía de la lámina 12335 a 5x en nicols cruzados y paralelos en donde se observan: a y b) agregados granulares de calcita, compuestos por individuos de hábito elongado.

4.2.2.4 Lámina 12340'8"

Roca con un armazón de aloquímicos (oolitos, pelets, granos de cuarzo y fragmentos de conchas), una matriz de micrita y cemento de calcita. Los aloquímicos poseen una forma redondeada y esférica a elongada, se encuentran en contacto de tipo flotante; la roca presenta un moderado a pobre calibrado.

Estructuralmente la roca es masiva; se presenta reemplazamiento de micrita por calcita la cual en algunos sectores se encuentra reemplazando en su totalidad a la matriz (FIGURA 39a).

En la vena de carbonatos que se orienta en forma casi paralela a la estratificación se presentan las siguientes familias de cristales:

- Agregados inequigranulares de calcita, compuestos por individuos de hábito tabular y no tabular, tamaño que oscila entre 200-3000 μm , forma euهدral a subهدral, incoloros en nicols paralelos, con grado bajo-medio de relieve, presentan colores de interferencia blancos de tercer orden; en algunos sectores de la vena los cristales de hábito tabular tienden a orientarse en forma perpendicular a la pared de la roca encajante (FIGURA 39 b y c).
- Agregados fibrosos de calcita compuestos por individuos de hábito acicular se localizan localmente en algunos sectores de la vena, en contacto con la roca encajante.

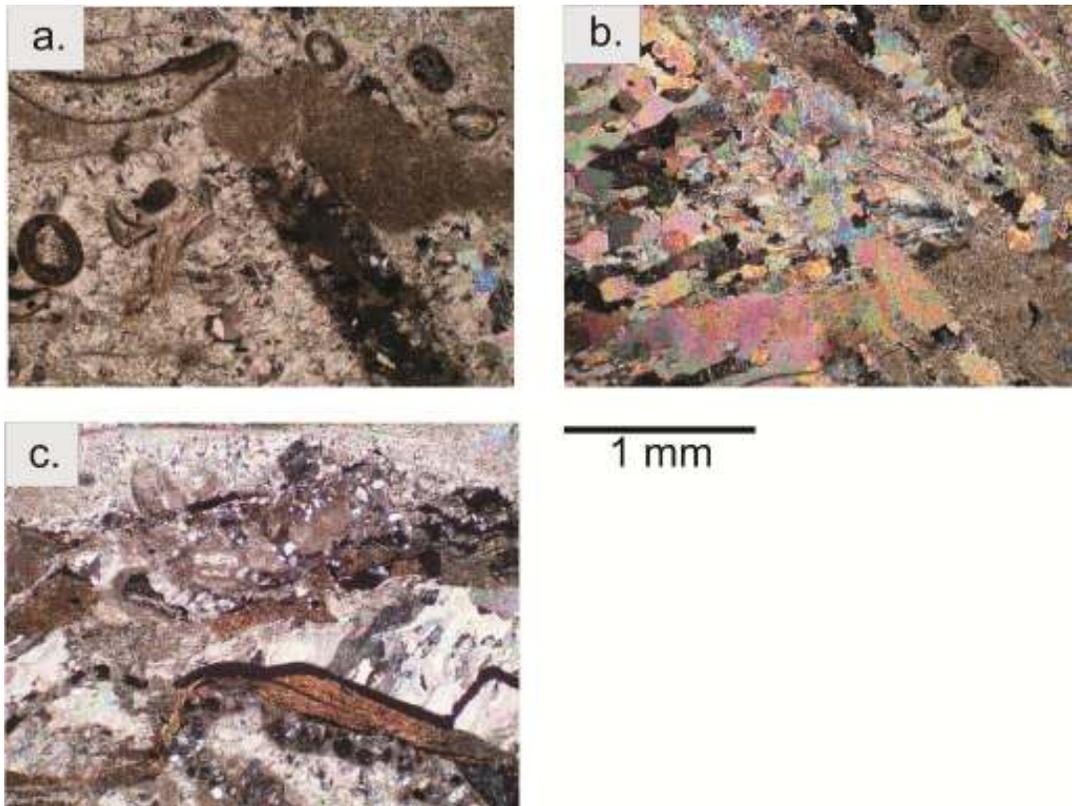


FIGURA 39 (a-c). Microfotografías a 5x en nicoles cruzados en donde se observan: a) cristales de calcita remplazando a la matriz, b y c) agregados granulares compuestos por individuos de hábito elongado y no elongado, los primeros tienden a ubicarse en forma perpendicular a la pared de la roca caja (parte inferior derecha y parte central) de las fotos b y c respectivamente.

La vena se ubica en una zona donde existe abundante presencia de terrígenos (granos de cuarzo) y materia orgánica (FIGURA 39c).

4.2.2.5 Lámina 12349´5”

Roca con un armazón de micrita, aloquímicos (fragmentos de conchas) en poca cantidad y granos de cuarzo; los aloquímicos y terrígenos poseen una forma subangular y subesférica, redondeada y elongada. Se encuentran en contacto de tipo flotante y la roca posee un pobre calibrado. La roca posee una laminación lenticular discontinua donde los lentes posiblemente son de materia orgánica, los fragmentos de bioclastos se orientan en forma paralela a la laminación.

La roca caja se encuentra afectada por la presencia de una vena principal y un sistema de venillas paralelos a la laminación; en este sistema de venas, están presentes las siguientes familias de cristales:

- Agregados fibrosos de calcita (FIGURA 40 a y b) compuestos por individuos de hábito tabular - acicular, de tamaño comprendido entre 20-40 μm , incoloros en nicols paralelos con bajo-medio grado de relieve, y colores de interferencia claros de tercer orden; esta familia de cristales se ubica en las venillas.
- Agregados inequigranulares compuestos por individuos tabulares y no tabulares con tamaño que oscila entre 40-5000 μm , incoloros, de bajo – medio grado de relieve con colores de interferencia blancos de tercer orden, se encuentran maclados (macla lamelar), y asociados con estos individuos se encuentran fragmentos angulares de la roca caja, e inclusiones irregulares de la roca caja dentro de los cristales de mayor tamaño (FIGURA 40 c y d).

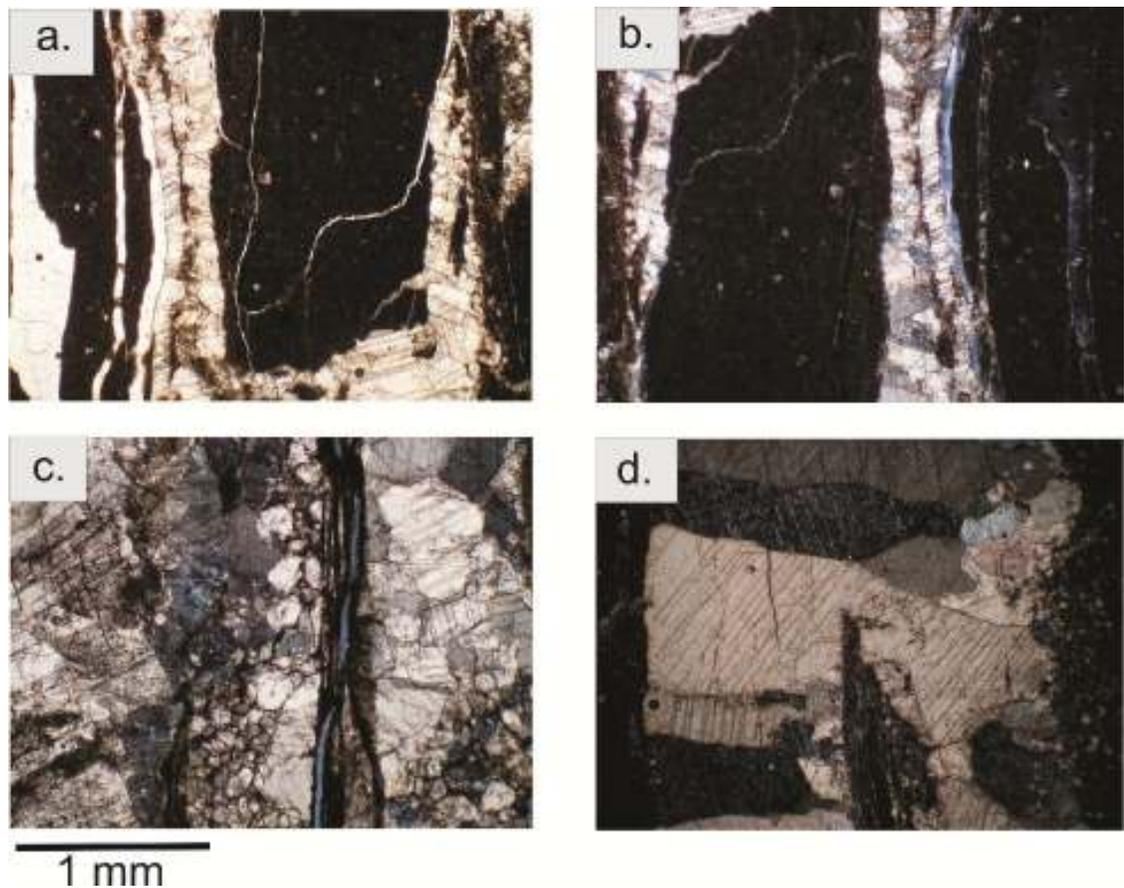


FIGURA 40 (a-d). Microfotografías a 5x en nicols paralelos y cruzados en donde se observa: a y b) agregados fibrosos y agregados granulares de cristales elongados, c) agregados inequigranulares, d) agregados granulares compuestos por individuos de hábito elongado.

4.2.2.6 Lámina 12358'2"

Roca con un armazón de micrita y pocos aloquímicos (bioclastos) y granos de cuarzo; las partículas poseen una forma subesférica a elongada y angular a redondeada, encontrándose estas en contacto flotante; la roca posee un moderado a pobre calibrado.

Estructuralmente la roca presenta laminación ondulosa discontinua con lentes de materia orgánica paralelos a esta.

Se presenta un sistema de fracturas relleno de carbonatos, orientado en forma paralela y oblicua con respecto a la laminación, y una vena principal que corta en forma discordante a la laminación; este sistema de venas está formado por agregados inequigranulares de calcita de forma subhedral y anhedral, tamaño que

oscila entre 20-1300 μm , ubicándose los de mayor tamaño hacia las partes centrales de la vena, y los de menor tamaño hacia el contacto con la roca encajante y los fragmento de roca caja dentro de la vena, son incoloros en nicoles paralelos, con grado bajo – medio de relieve, colores de interferencia blancos de tercer orden, hacia las partes centrales de la vena se presentan inclusiones de la roca caja de forma sigmoidal (FIGURA 41 a y b).

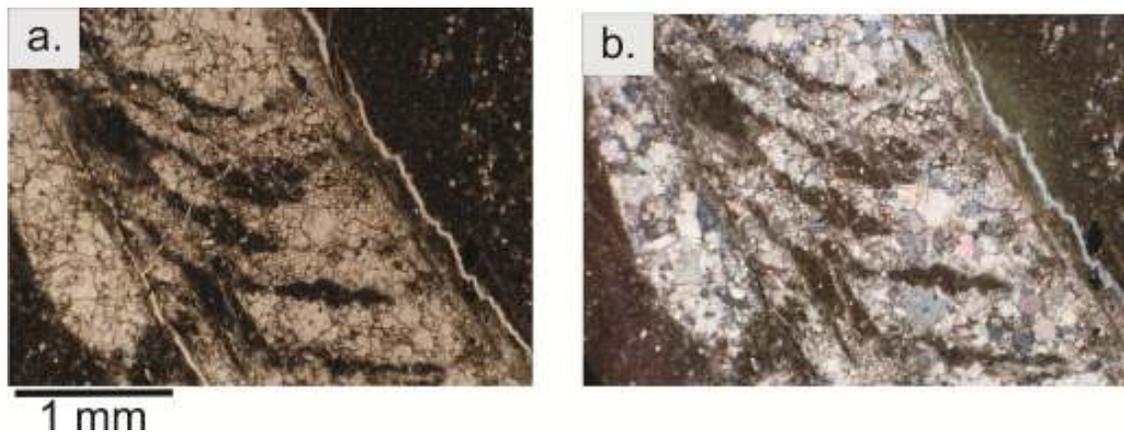


FIGURA 41 (a-b). Microfotografías a 5x en nicoles paralelos y cruzados en donde se expone: a y b) agregados inequigranulares de cristales de calcita, obsérvese la forma sigmoidal de las bandas de roca caja dentro de la vena.

4.2.3 POZO ALFA 1

4.2.3.1 Lámina 5960´

Roca con un armazón de aloquímicos (fragmentos de conchas, pelets), una matriz de esparita y un cemento de cristales de calcita; los aloquímicos poseen una forma que es redondeada y esférica a elongada, se encuentran en contacto puntual y la roca posee un calibrado que varía de moderado a pobre.

Estructuralmente la roca encajante es masiva, se observa una recristalización a calcita que en algunos sectores ha reemplazado por completo a la matriz; además hay estilolitos y venas de calcita asociados a estos. Las venas están formadas por agregados inequigranulares de calcita (FIGURA 42 a-c) que aparecen como individuos de forma subhedral y anhedral, con tamaño que oscila entre 60-1400

μm , incoloros en nicoles paralelos, están maclados (macla lacerar), en nicoles cruzados presentan colores de interferencia blancos de tercer orden. En algunos sectores el contacto entre la vena y la roca encajante se vuelve difuso presentándose un reemplazamiento completo de esparita por calcita.

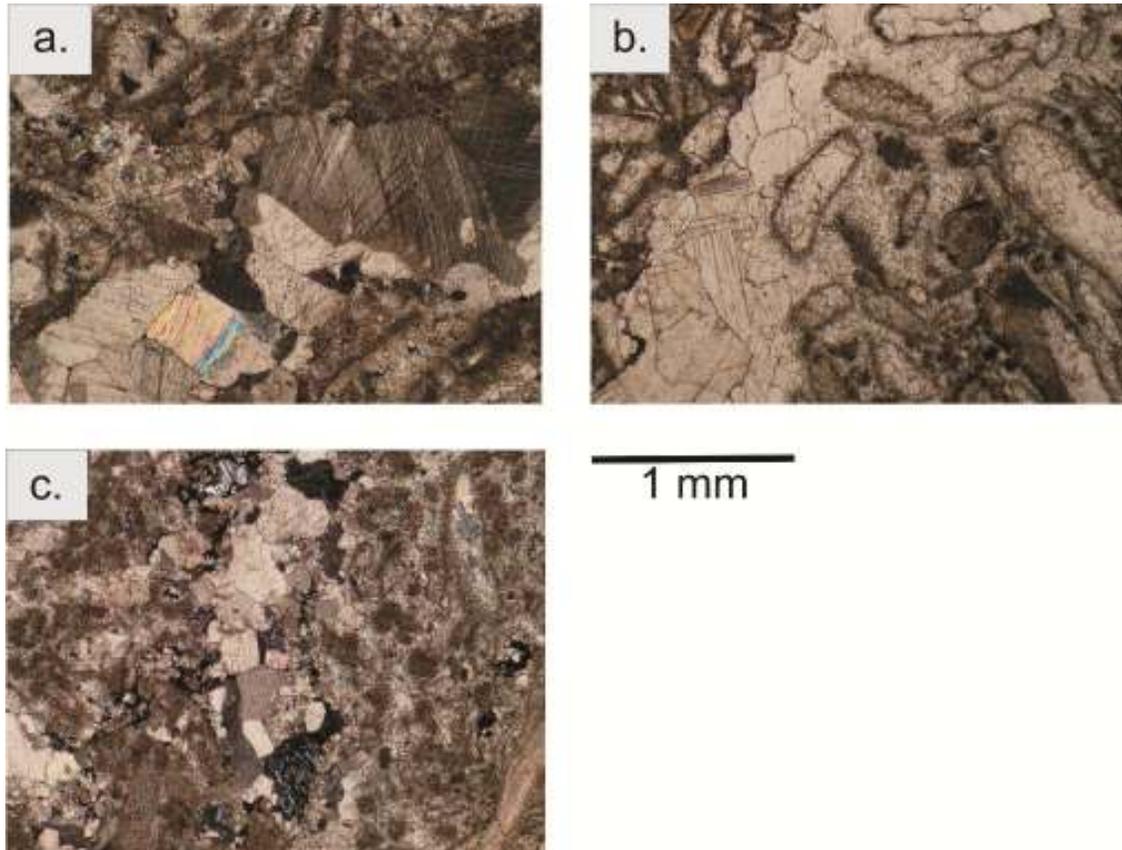


FIGURA 42 (a-c). Microfotografías a 5x de la lámina 5960 en nicoles paralelos y cruzados en las cuales se observan: a) vena de carbonatos compuesta por agregados equigranulares asociada a un estilolito, b) vena de carbonatos asociada a un estilolito (límite izquierdo) y con límites difusos hacia la parte derecha, c) vena de carbonatos (parte central) asociada con estilolitos hacia el límite izquierdo y posiblemente el derecho, obsérvese el fuerte reemplazamiento de la matriz de la roca caja por cristales de calcita.

4.2.3.2 Lámina 5997'3"

Roca caja con un armazón de micrita y aloquímicos (fragmentos de conchas) los cuales poseen una forma redondeada y elongada, contrandose en contacto flotante; la roca posee un calibrado pobre.

Estructuralmente es masiva, en algunos sectores ubicados en la zona de contacto entre la roca encajante y la vena, la calcita reemplaza en forma parcial a la micrita se observa un fuerte fracturamiento presente en la roca encajante, varias de estas fracturas siguen antiguos estilolitos. En este sistema de fracturas, aparecen dos familias de cristales de calcita:

- Agregados inequigranulares (FIGURA 43 a y c) compuestos por individuos de forma subhedral y anhedral, de tamaño que oscila entre 100-2000 μm , incoloros, con grado bajo – medio de relieve y colores de interferencia blancos de tercer orden; en varios sectores de la lámina las venas que están compuestas de este tipo de agregados, poseen inclusiones de óxidos o materia orgánica que se presentan como bandas discontinuas y paralelas a la pared de la roca encajante.
- Agregados fibrosos y granulares elongados compuestos por individuos de hábito tabular-acicular (FIGURA 43 b, c y d), de tamaño que oscila entre 200-600 μm , incoloros, de grado medio – alto de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden; estos cristales se orientan en forma casi perpendicular a la pared de la roca encajante, y están en contacto con bandas discontinuas de aparentes óxidos que aparecen como inclusiones en la vena.

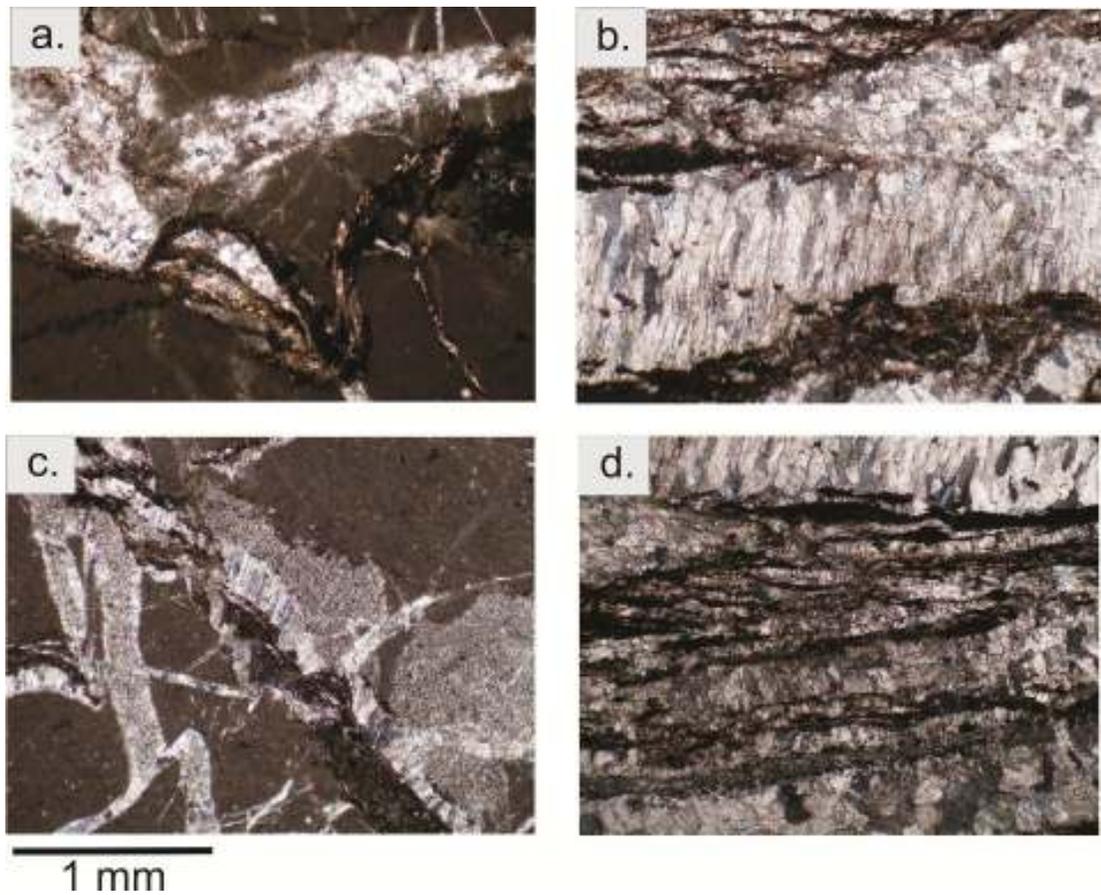


FIGURA 43 (a-d). macrofotografías a 5x en nicoles cruzados de la lámina 5997'3" en donde se observan: a) vena compuesta por agregados inequigranulares, asociada con estilolitos, b, c, d) agregados fibrosos asociados con agregados inequigranulares.

4.2.3.3 Lámina 6003'8"

Roca encajante con un armazón de micrita y pocos aloquímicos (bioclastos) cuya forma es redondeada y elongada encontrándose en contacto flotante; estructuralmente la roca es masiva, se presenta un reemplazamiento parcial de micrita por calcita cerca a la zona de vena

La zona de vena (FIGURA 44 a, b y c) está compuesta por agregados inequigranulares de calcita y pirita, en los cuales la calcita aparece como individuos euhedrales a anhedrales, de tamaño que oscila entre 20-1200 μm ubicándose los de menor tamaño en la zona de contacto con la roca encajante y los de mayor tamaño hacia las partes centrales de la vena, incoloros, de grado

bajo – medio de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden. La vena presenta inclusiones de la roca encajante.

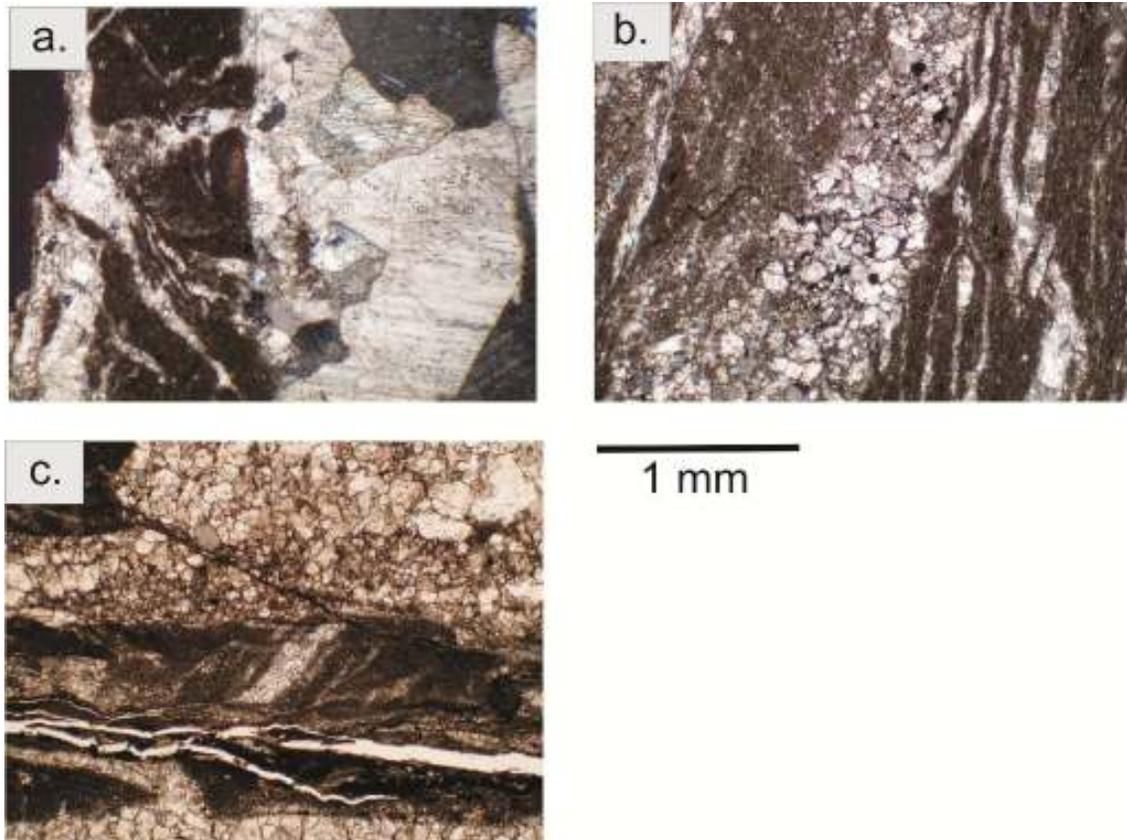


FIGURA 44. Microfotografías a 5x en nicols paralelos y cruzados en donde se observan: a, b,c) venas fracturando fuertemente la roca caja y compuestas por agregados inequigranulares de calcita, observese en c) la abertura sigmoidal.

4.2.3.4 Lámina 6021'3''

Roca caja con un armazón de micrita y pocos aloquímicos (bioclastos) que presentan una forma esférica a elongada y redondeada encontrándose en contacto flotante. Roca estructuralmente masiva, con presencia de estilolitos.

En la zona de vena, se observan agregados inequigranulares de calcita y pirita, en donde la calcita la componen individuos euhedrales y anhedrales, de tamaño que oscilan entre 20-1600 μm , ubicándose los de menor tamaño en la zona de contacto con la roca encajante y los de mayor tamaño hacia las partes centrales

de la vena, incoloros, de grado bajo – medio de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden.

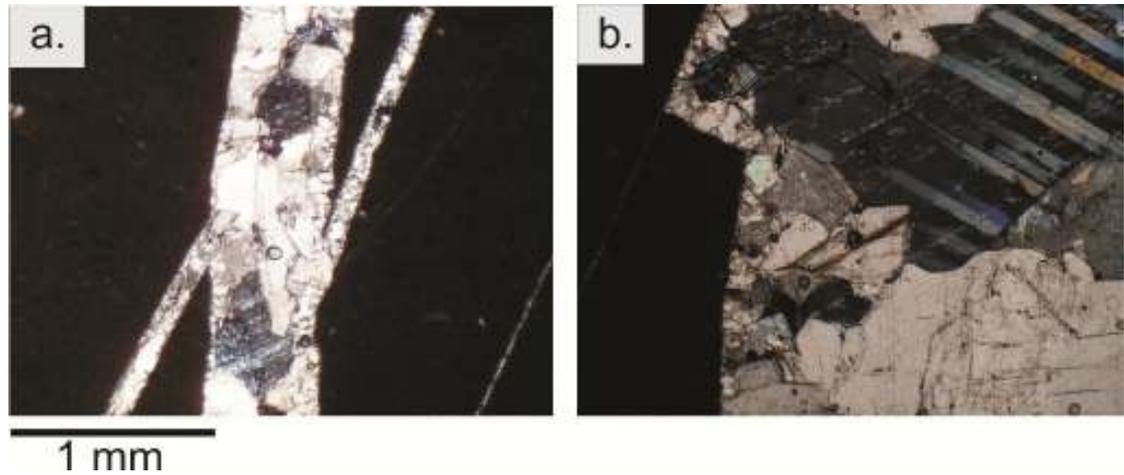


FIGURA 45. Microfotografía a 5X en nicols cruzados en donde se observan: a y b) agregados inequigranulares de carbonatos al interior de la vena.

4.2.4 POZO ALFA 3

4.2.4.1 Lámina 11453

Roca con una armazón de aloquímicos (foraminíferos y fragmentos de conchas en menor proporción), una matriz de micrita y cemento de calcita en gran proporción. Los aloquímicos poseen una forma redondeada y alargada, encontrándose en contacto de tipo puntual cóncavo-convexo y flotante, la roca posee un buen calibrado.

La roca posee una estructura masiva, y se presenta reemplazamiento de micrita por esparita en la matriz.

La roca está afectada por la presencia de venas de calcita orientadas en forma subparalela a la estratificación, en su interior se observan agregados granulares de calcita (FIGURA 46 a y b), compuestos por individuos de forma subhedral, tamaños que oscila entre 20-400 μm ubicándose los más pequeños en contacto con la roca caja, incoloros, de bajo - medio grado de relieve, colores de

interferencia pálidos de tercer orden; algunos individuos se presentan maclados (macla lamelar).

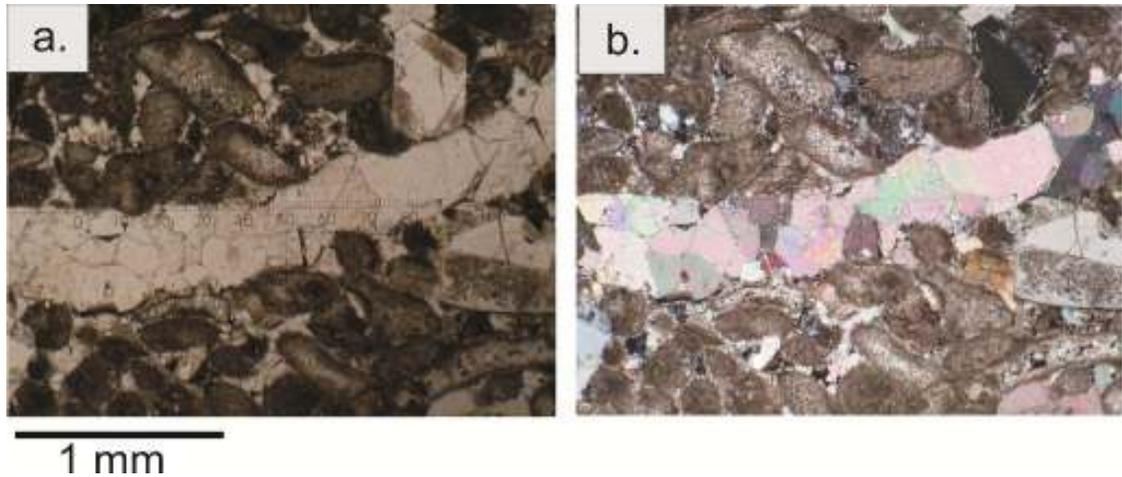


FIGURA 46 (a-b). Microfotografías a 5x en nicols paralelos y cruzados donde se muestran agregados granulares al interior de las venas.

4.2.4.2 Lámina 11453´3”

Roca caja con una armazón de aloquímicos (foraminíferos), una matriz de micrita además de la presencia de calcita como cemento; los aloquímicos poseen una forma redondeada y subesférica-elongada, se encuentran en contacto de tipo cóncavo-convexo y la roca tiene un buen calibrado.

Estructuralmente la roca es masiva, se presenta reemplazamiento de micrita por calcita en la matriz.

La roca se encuentra atravesada por una venilla de calcita, que corta en forma discordante a la estratificación; en su interior se observan agregados granulares (FIGURA 47 a y b), compuestos por individuos de forma subhedral y anhedral, tamaño que oscila entre 100-200 μm , incoloros, con grado bajo -medio de relieve, presentan colores de interferencia pálidos de tercer orden; hay presencia de fragmentos angulares de roca encajante en la vena.

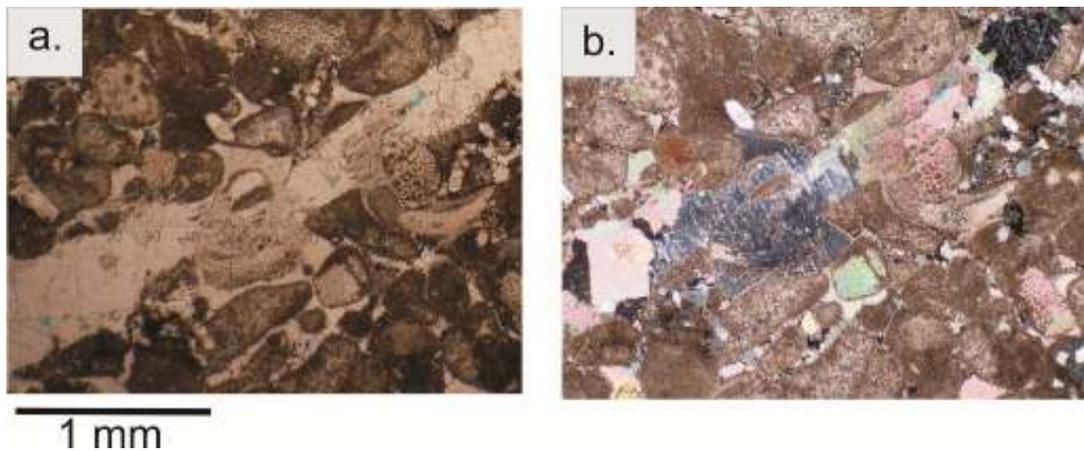


FIGURA 47. Microfotografías a 5x en nicoles cruzados donde se observa a y b) agregados granulares de carbonatos con fragmentos de roca encajante al interior de la vena.

4.2.4.3 Lámina 11453´7”

Roca con una armazón de aloquímicos (pelets y foraminíferos) y un cemento de calcita asociada con óxidos. Los aloquímicos poseen una forma subelongada a elongada y redondeada, encontrándose en contacto puntual, cóncavo-convexo y flotante. La roca presenta una estructura masiva, se observa un fuerte reemplazamiento de micrita por calcita(esparita), la cual en toda la muestra ha reemplazado gran parte de la matriz.

La vena que atraviesa en forma discordante a la estratificación, posee un espesor de 1 mm y está compuesta por agregados inequigranulares (FIGURA 48 a y b) de calcita cuyos individuos poseen una forma subhedral y euhedral, son incoloros, poseen una grado de relieve bajo – medio y colores de interferencia blancos de tercer orden; en algunos sectores de la vena se presentan bandas discontinuas formadas por fragmentos de la roca caja que se orientan en forma paralela a esta.

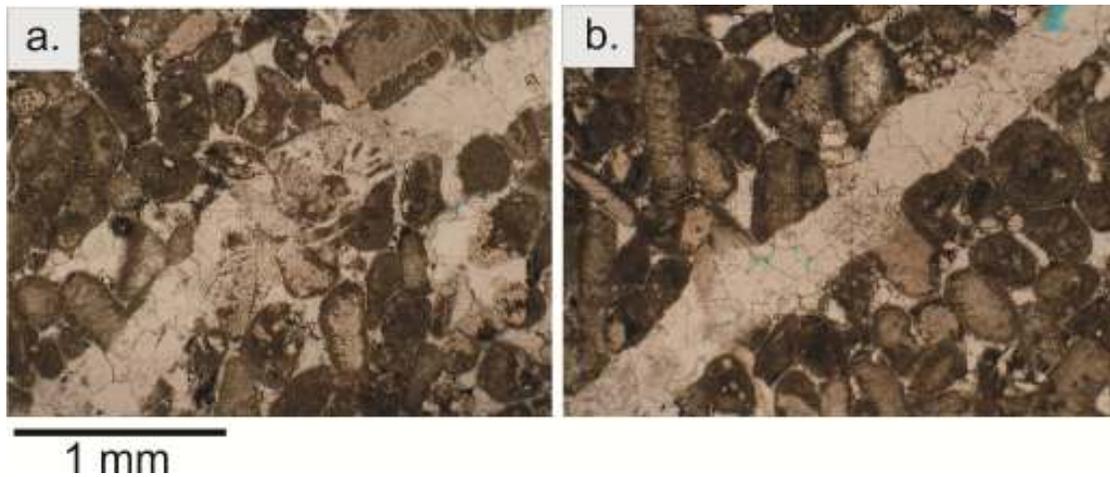


FIGURA 48. Microfotografías a 5x en nicoles paralelos en donde se observan: a y b) vena con agregados inequegranulares de carbonatos e inclusiones de roca encajante.

4.2.4.4 Lámina 11485'6''

La roca caja está compuesta por un armazón de micrita alterada a dolomita y algunos aloquímicos (bioclastos) y granos de cuarzo aislados; los aloquímicos y el cuarzo poseen una forma subelongada y elongada, subangular a redondeada; se encuentran en contacto flotante. Estructuralmente la roca caja es masiva, y se presenta una fuerte dolomitización del el armazón.

La vena corta en forma discordante (casi vertical) a la estratificación, posee un espesor que varía de 5 mm a 2,5 cm, y en su interior se observan dos familias de carbonatos:

- Agregados inequigranulares de calcita (FIGURA 49 b y c) compuestos por individuos de forma predominantemente euhedral, cuyo tamaño oscila entre 60-2000 μm , incoloros en nicoles paralelos, con grado bajo - medio de relieve y colores de interferencia blancos de tercer orden, se presentan frecuentemente maclados. En los individuos de esta familia, se observan trails de inclusiones fluidas de tipo secundario que se orientan en forma paralela y oblicua con respecto a la roca caja, además de fragmentos fuertemente fracturados de la roca caja que tienden a orientarse en forma casi paralela a la pared de la vena. Esta familia está atravesada por estilolitos.

- Agregados fibrosos de dolomita (FIGURA 49 a) compuestos por individuos de habito tabular-acicular, cuyo tamaño oscila entre 80-800 μm , incoloros, de grado bajo - medio de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden; los individuos de esta familia tiende a presentarse orientados en forma casi perpendicular a la pared de la roca encajante; están asociados a bandas discontinuas de óxidos que tienden a ser casi paralelas a la roca encajante, y están separadas de esta por una zona de oxidación de color marrón rojizo.

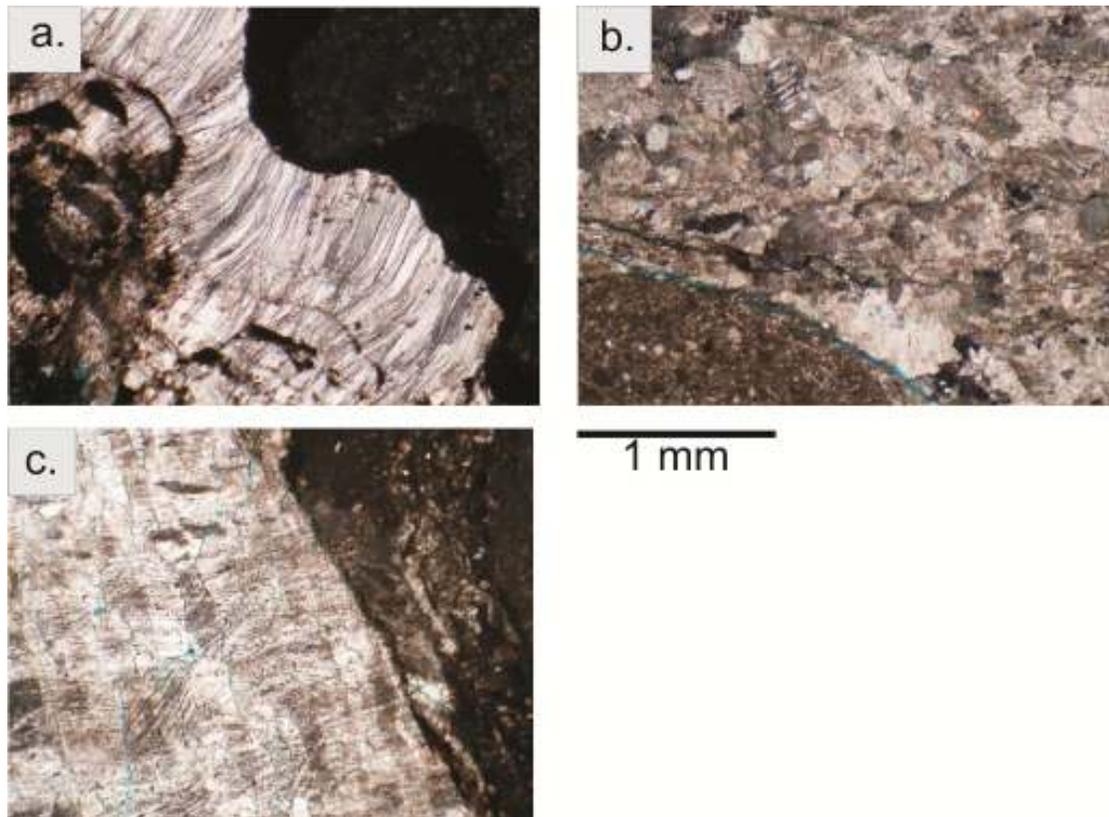


FIGURA 49. Microfotografías a 5x en nicoles paralelos y cruzados donde se observan: a) agregados fibrosos, b y c) agregados granulares.

4.2.4.5 Lámina 11503'7"

Roca compuesta por un armazón de aloquímicos (pelets y fragmentos de conchas) y una matriz de micrita/esparita con cristales de dolomita; la forma de los aloquímicos es redondeada y esférica a elongada, encontrándose en contacto de tipo flotante. La roca posee un buen calibrado.

Estructuralmente la roca es masiva, hay presencia de estilolitos y de dolomita, además de calcita (esparita) como material de reemplazo de micrita en la matriz y al interior de los pelets.

La roca caja esta atravesada por venas de calcita, compuestas en su interior por agregados equigranulares, de individuos de forma euhedral y subhedral, de tamaño que oscila entre 20-2200 μm ubicándose los de menor tamaño en las venillas cuyo espesor es menor a 1 mm; incoloros, con colores de interferencia blancos de tercer orden, algunos cristales presentan maclas (lamelares). Al interior de la vena se observan fragmentos de roca caja que forman bandas discontinuas y paralelas a la pared de la vena (FIGURA 50 a y b).

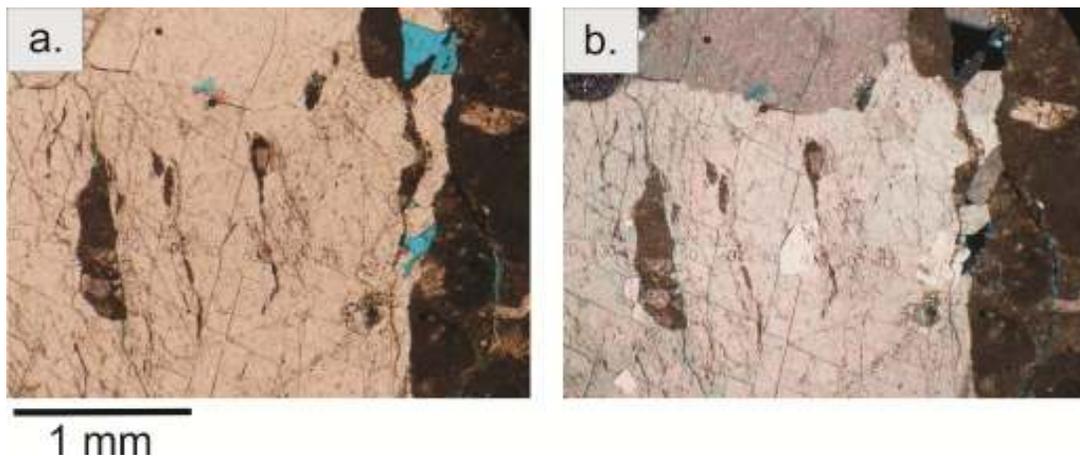


FIGURA 50. Microfotografías a 5x en nicols paralelos y cruzados en donde se observan: a y b) cristales de calcita con inclusiones de la roca caja.

4.2.4.6 Lámina 11651'5"

Roca con una armazón de aloquímicos (foraminíferos y pelets), una matriz de micrita y calcita; los aloquímicos poseen una forma redondeada y esférica a elongada, se encuentran en contacto cóncavo-conexo y flotante, la roca posee un buen calibrado.

Estructuralmente la roca es masiva; se presenta reemplazamiento de micrita por calcita en la matriz, además de estilolitos orientados en forma paralela y subparalela a la estratificación.

En la vena orientada en forma subparalela a la estratificación, se distinguen tres familias de cristales de carbonatos (FIGURA 51 a-d):

- Agregados granulares de cristales elongados (FIGURA 51 b, c, d) compuesto por individuos de hábito acicular de tamaño que oscila alrededor de 500 μm , incoloros, de bajo - medio grado de relieve, con colores de interferencia pálido de tercer orden; se presentan orientados en forma perpendicular con respecto a la roca encajante. Esta familia se ubica en la parte central de la vena y esta atravesada por una línea media.
- Agregados fibrosos de calcita (FIGURA 51 a y c) adyacentes a la familia anterior, está compuesto por individuos de hábito acicular y color marrón claro tanto en nicoles paralelos como cruzados; se encuentran orientados en forma perpendicular con respecto a la roca encajante.
- Agregados inequigranulares de calcita (FIGURA 51 b) localizado en el contacto con la roca encajante y en venas que cortan a las familias anteriormente descritas y se introducen en la roca caja. Está compuesto por individuos de forma subhedral a anhedral, de tamaño que oscila entre 20-1000 μm , incoloros, de bajo - medio grado de relieve, colores de interferencia pálido de tercer orden; aparece asociado con estilolitos.

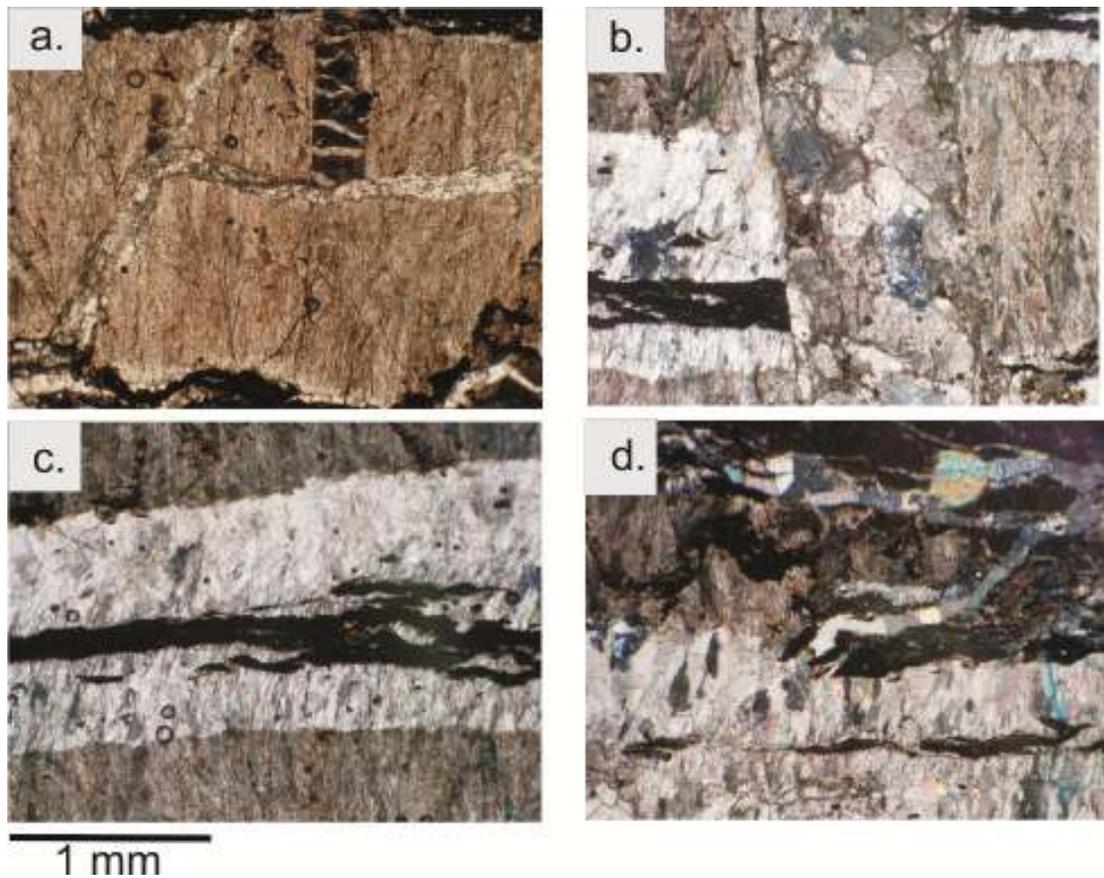


FIGURA 51. Microfotografías a 5x en nicols paralelos y cruzados donde se observan: a) agregados fibrosos cortados por venillas, b) vena de agregados granulares de calcita cortando agregados fibrosos y granulares de cristales alargados, c) agregados granulares de cristales alargados (centro) y fibrosos (extremos superior e inferior), d) agregados granulares de cristales alargados y agregados fibrosos cortados por venillas con agregados granulares.

4.2.4.7 Lámina 11653'9"

La roca encajante está compuesta por un armazón de aloquímicos (bioclastos, pelets) y una matriz de micrita; los aloquímicos poseen una forma esférica a elongada y redondeada se encuentran en contacto puntual y cóncavo-convexo. La roca caja tiene una estructura masiva, se presenta un reemplazamiento parcial de micrita por calcita en la matriz y crecimiento de calcita al interior de algunos bioclastos.

La vena que corta en forma discordante (casi vertical) a la estratificación posee un espesor que varía de 2 mm a 1cm, y en su interior se distinguen dos familias de carbonatos (FIGURA 52 a-c).

- Agregados inequigranulares de calcita (FIGURA 52 a y c) compuestos por individuos subhedrales y euhedrales cuyo tamaño oscila entre 60-7000 μm , son incoloros en nicoles paralelos, con un grado de relieve bajo – medio y colores de interferencia blancos de tercer orden, se presentan maclados. En las venas de menor tamaño, se presentan al interior de estas inclusiones de roca encajante formando banas discontinuas paralelas a la pared de la roca caja.
- Agregados fibrosos (FIGURA 52 b y c) los cuales aparecen asociados a posibles estilolitos (paralelos a la estratificación), esta familia es cortada por los cristales anteriormente descritos. Está compuesta por individuos de hábito acicular, de tamaño que oscila entre 40-300 μm , presentan colores de interferencia blancos de tercer orden y una extinción ondulante; los individuos tiende a orientarse en forma casi perpendicular a la pared de la roca encajante.

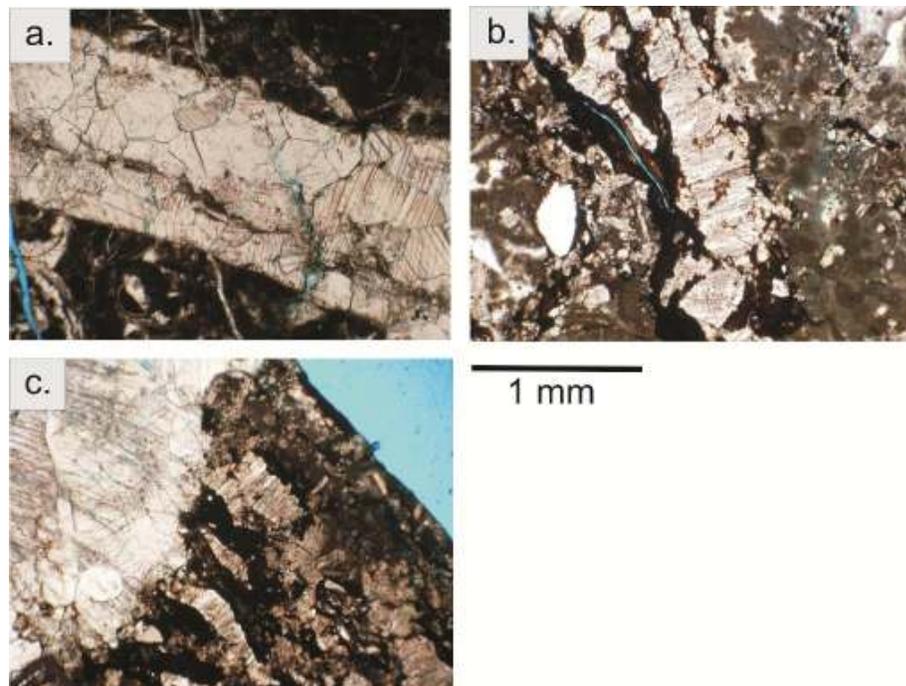


FIGURA 52. Microfotografías a 5x en nicoles paralelos en donde se observan: a) vena con agregados granulares, b) agregados fibrosos, c) agregado granulares cortando los agregados fibrosos.

4.3 ANÁLISIS POR SEM Y CÁTODOLUMINISCENCIA

4.3.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS

La TABLA 9 ilustra los resultados de los análisis de SEM realizados en puntos pertenecientes a minerales de las distintas familias de cristales identificados en la parte petrográfica (muestras LHR201 y LHR204). Como se observa en la Tabla, se identificaron la presencia de los elementos C, O, Mg, Ca, Fe, S, Sr, Si, Al, K, Zn; las especies minerales fueron identificadas como carbonatos tipo Calcita (C, O, Mg, Ca, S, Sr) en los agregados granulares, granulares con cristales alargados y fibrosos (FIGURA 53 a-d); minerales arcillosos tipo illita (O, Ca, Fe, Si, Al, K) de posibles fragmentos de roca encajante y finalmente cuarzo (O, Si) en los agregados granulares de cristales elongados.

LÁMINA	PUNTO DE ANÁLISIS	C	O	Mg	Ca	Fe	S	Sr	Si	Al	K	Zn	ESPECIE MINERAL IDENTIFICADA	AGREGADO CRISTALINO
LHR201	n21-1	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR
	n21-2	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR
	n21-3	■	■	■	■	■			■	■	■		ILLITA	
	n21-4	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR
	n21-5	■	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n21-6	■	■	■	■	■	■						CALCITA	FIBROSO
	n21-7	■	■	■	■	■							CALCITA	FIBROSO
	n21-8	■	■	■	■	■							CALCITA	FIBROSO
	n21-9	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n21-10	■	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n21-11	■	■	■	■	■							CALCITA	FIBROSO
	n21-12	■	■	■	■	■				■			CUARZO Y CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n21-13	■	■	■	■	■				■			CUARZO	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n21-14	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
LHR204	n29-1	■	■	■	■	■			■				CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-2	■	■	■	■	■	■					■	CALCITA	FIBROSO
	n29-3	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-4	■	■	■	■	■			■				CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-5	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-6	■	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-7	■	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-8	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-9	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-10	■	■	■	■	■			■				CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-11	■	■	■	■	■							CALCITA	FIBROSO
	n29-12	■	■	■	■	■			■				CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-13	■	■	■	■	■			■				CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS
	n29-14	■	■	■	■	■			■				CALCITA	GRANULAR DE CRISTALES ELONGADOS

TABLA 9. Elementos identificados mediante SEM en especies minerales de venas del sector de La Mesa de Los Santos.

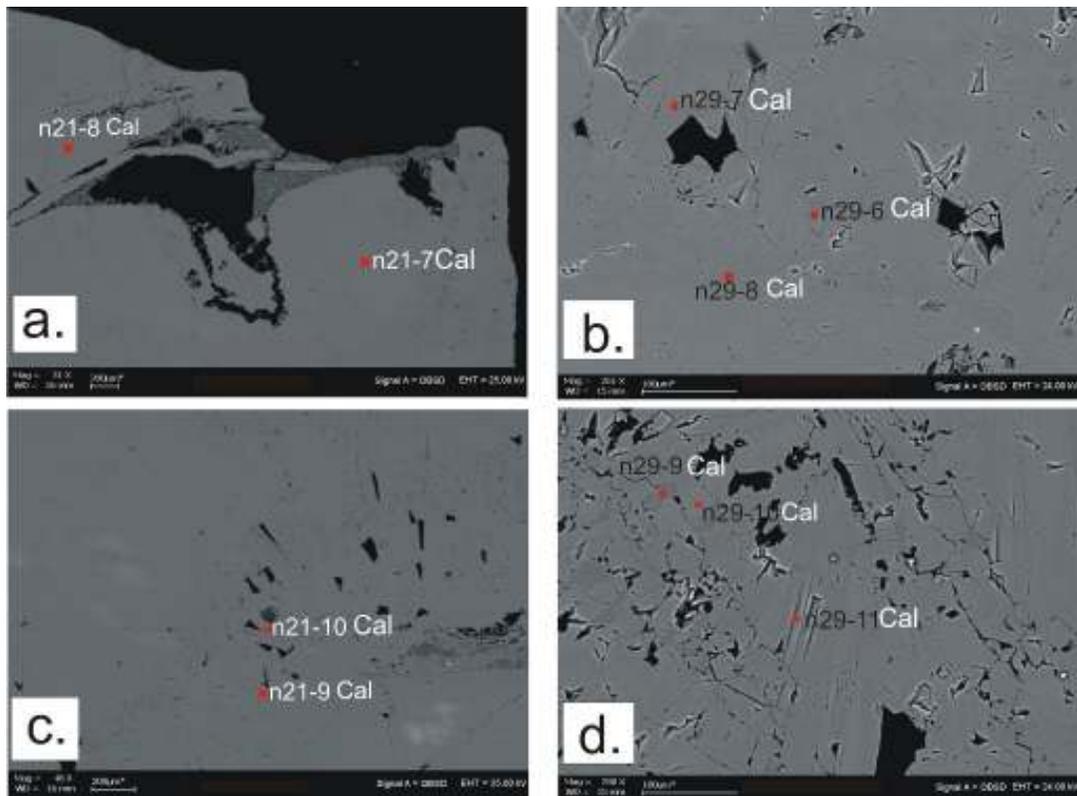


FIGURA 53 (a-d). Especies minerales identificadas en agregados granulares, granulares de cristales elongados y fibrosos en muestras de venas del sector de La Mesa de Los Santos (Cal=Calcita).

Mediante catodoluminiscencia fueron analizadas las muestras LHR202 y LHR203, los resultados obtenidos exponen en la roca encajante por lo menos 3 eventos siendo el último el proceso de abertura y relleno de venas (FIGURA 54 a y b).

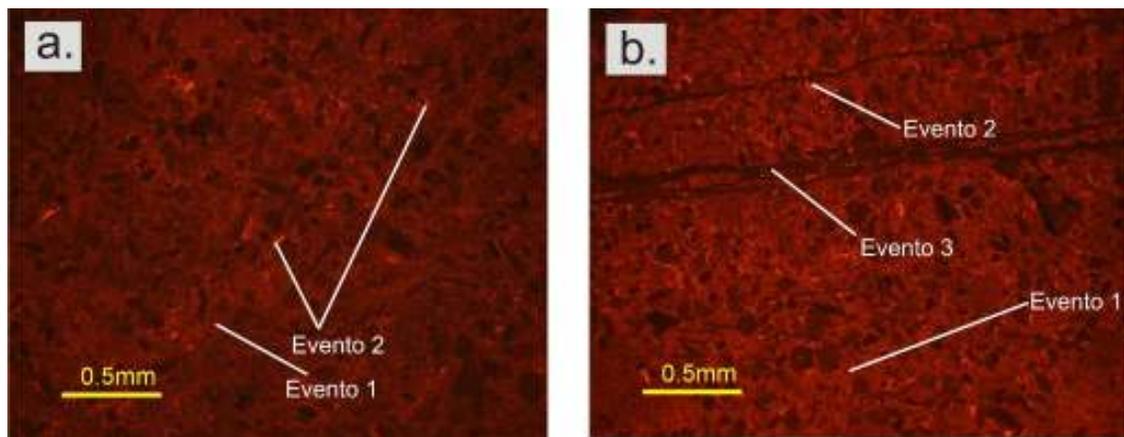


FIGURA 54. Microfotografías tomadas a 5x en roca encajante donde se observan: a y b) Episodios de cementación (Eventos 1 y 2) y el evento de abertura y relleno de venas (Evento 3).

Los datos de cátodoluminiscencia obtenidos en venas indican que el crecimiento de cristales en venas se da a través de varios episodios de relleno aún dentro de un mismo tipo de agregado, la composición química de cada carbonato depositado durante un evento fue diferente, debido a la diferente intensidad que expusieron cuando fueron expuestos al haz de electrones, y el crecimiento se da desde la pared de la roca caja hacia el interior de la vena (FIGURA 55 a-f)

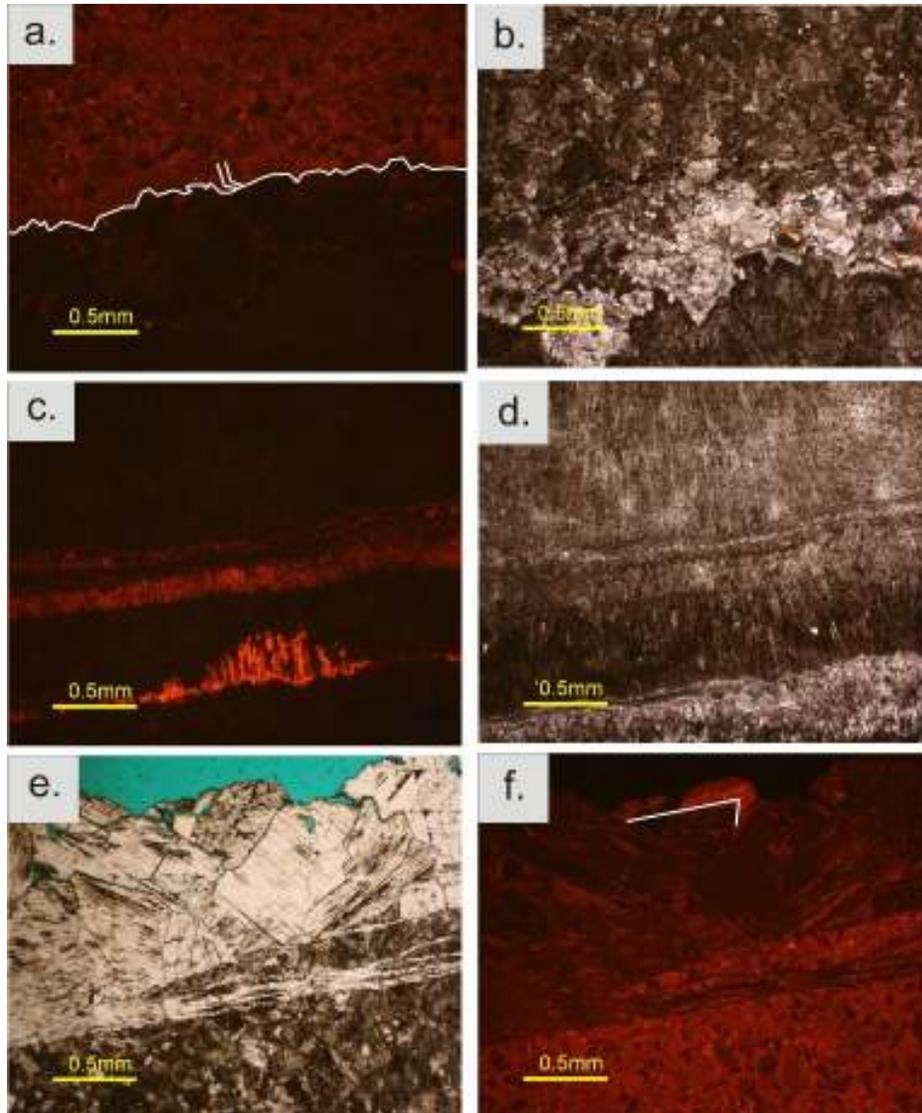


FIGURA 55. Microfotografías a 5x en nicols paralelos y cátodoluminiscencia donde se muestran: a, b) Agregados granulares de orientados hacia el interior de la vena (línea blanca) con distintos niveles de intensidad indicando diversos episodios de relleno, c, d) agregados fibrosos exponiendo múltiples episodios de relleno, e, f) vena de carbonatos de la muestra LHR203 en donde se muestra la dirección de crecimiento de los cristales (línea blanca) y posibles variaciones composicionales (intensidad de la cátodoluminiscencia) en este agregado granular.

4.3.2 POZO ALFA 2

La TABLA 10 expone los resultados de los análisis de SEM realizados en diversos puntos de minerales pertenecientes a venas en el pozo Alfa 2. Como se observa en la Tabla, se identificaron los elementos C, O, Mg, Ca, Fe, S, Sr, Ba, Si, Al, K, y Zr; las especies minerales que contienen a estos elementos fueron identificadas como Calcita (C, O, Mg, Ca, Fe), Cuarzo (Si, O), Pirita (Fe, S), Dolomita (C, O, Mg, Ca, Fe) y Barita – Celestina (O, S, Sr, Ba) en agregados granulares (FIGURA 56 a-d).

LÁMINA	PUNTO DE ANÁLISIS	C	O	Mg	Ca	Fe	S	Sr	Ba	Si	Al	K	Zr	ESPECIE MINERAL IDENTIFICADA	TIPO DE AGREGADO CRISTALINO
ALFA 2 12349' 5"	n27-1	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-2	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-3	■	■	■	■	■				■				CUARZO	GRANULAR
	n27-4	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-5	■	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR
	n27-6	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-7	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-8	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-9	■	■	■	■	■					■			CUARZO	GRANULAR
	n27-10	■	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR
	n27-11	■	■	■	■	■	■	■	■	■				BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n27-12	■	■	■	■	■					■		■	CIRCÓN	GRANULAR
	n27-13	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-14	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n27-15	■	■	■	■	■					■		■	CUARZO	GRANULAR
	n27-16	■	■	■	■	■	■	■	■	■				BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n27-17	■	■	■	■	■	■							CALCITA	GRANULAR
ALFA 2 12358' 2"	n26-1	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n26-2	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n26-3	■	■	■	■	■	■							PIRITA	GRANULAR
	n26-4	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n26-5	■	■	■	■	■				■	■			DOLOMITA	GRANULAR
	n26-6	■	■	■	■	■				■	■			CUARZO	GRANULAR
	n26-7	■	■	■	■	■	■							PIRITA	GRANULAR
	n26-8	■	■	■	■	■					■			CALCITA	GRANULAR
	n26-9	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR
	n26-10	■	■	■	■	■								CALCITA	GRANULAR

TABLA 10. Elementos identificados en minerales de venas del pozo Alfa 2.

Los análisis de catodoluminiscencia realizados en roca caja y vena (muestras Alfa 2 12319'3" y 12335) permitieron identificar 2 eventos de recristalización posiblemente a Dolomita (Evento 1) y Calcita (Evento 2), un evento de formación de estilolitos (3) y de fracturamiento y relleno (4) (FIGURA 57 a-b). En la zona de vena se observan distintas tonalidades (FIGURA 58b) sugiriendo diferencias químicas entre carbonatos a medida que la cristalización avanzaba.

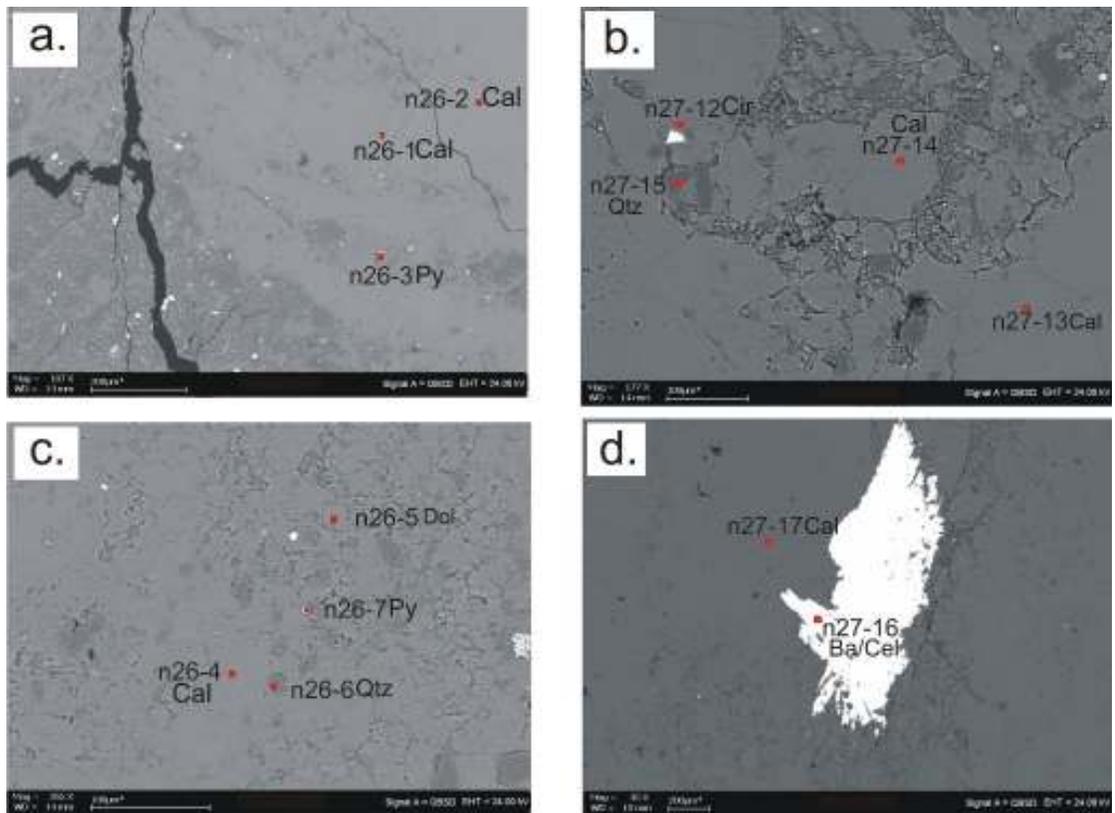


FIGURA 56 (a-d). Imágenes de SEM en donde se exponen especies minerales ubicadas en venas en el pozo Alfa 2 (Cal=Calcita, Dol=Dolomita, Py=Pirita, Qtz, Cuarzo, a/Cel=Barita/Celestina).

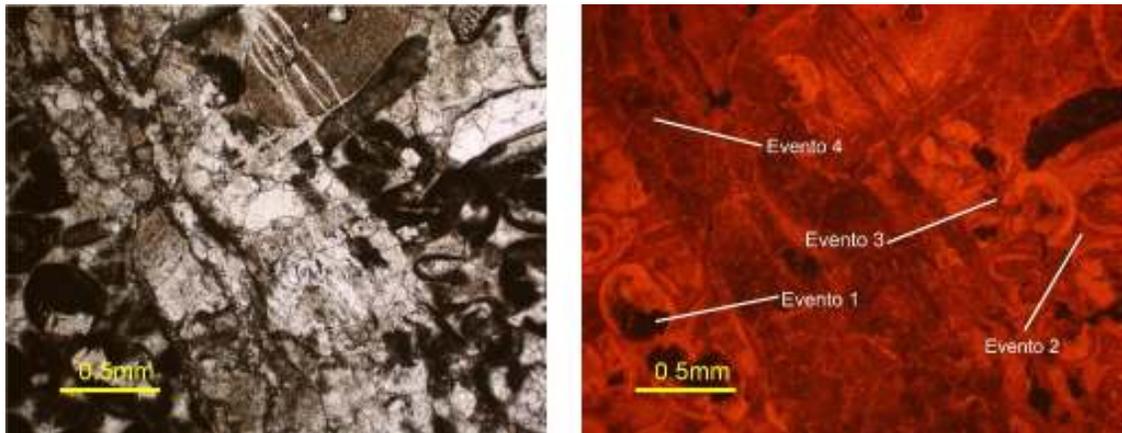


FIGURA 57 (a-b). Microfotografías a 5X en nicóles paralelos y cátodoluminiscencia tomadas en vena y su respectiva roca caja donde se muestran eventos de recristalización y fracturamiento-relleno.

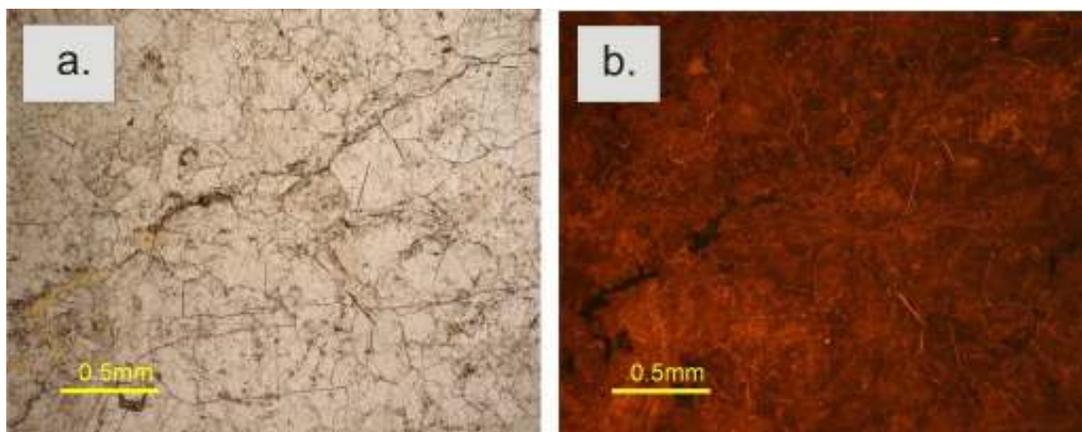


FIGURA 58. Microfotografía a 5x en nicols paralelos y cruzados en donde se observan distintas tonalidades bajo cátodoluminiscencia en carbonatos.

4.3.3 POZO ALFA 1

La TABLA 11, expone los resultados de los análisis de SEM realizados en minerales de vanas en el pozo Alfa 1; como se observa en la tabla, se identificaron los elementos C, O, Ca, Fe, S, Si, Al, Mn, Sr en carbonatos como calcita (C, O, Ca, Fe, Mn, Sn), minerales arcillosos como montmorillonita (C, O, Ca, Si, Al), silicatos como cuarzo (Si, O) y sulfuros como pirita (Fe, S) (FIGURA 59 a-d) pertenecientes a agregados granulares.

LÁMINA	PUNTO DE ANÁLISIS	C	O	Ca	Fe	S	Si	Al	Mn	Sn	ESPECIE MINERAL IDENTIFICADA	TIPO DE AGREGADO CRISTALINO	
ALFA 1 5997' 3"	n25-1	■	■	■	■	■			■		CALCITA	GRANULAR	
	n25-2			■	■	■					PIRITA	GRANULAR	
	n25-3	■	■	■	■	■				■	CALCITA	GRANULAR	
	n25-4			■	■	■	■	■				PIRITA	GRANULAR
	n25-5		■				■	■				CUARZO	GRANULAR
	n25-6	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR
	n25-7	■	■	■	■	■		■	■			MONTMORILLONITA	GRANULAR
ALFA 1 6003' 8"	n24-1	■	■	■	■	■		■			PIRITA	GRANULAR	
	n24-2	■	■	■	■	■					CALCITA	GRANULAR	
	n24-3		■				■				CUARZO	GRANULAR	
	n24-4	■	■	■	■	■		■			PIRITA	GRANULAR	
	n24-5	■	■	■	■	■					CALCITA	GRANULAR	
	n24-6	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR
	n24-7	■	■	■	■	■						PIRITA	GRANULAR
	n24-8	■	■	■	■	■						CALCITA	GRANULAR
	n24-9	■	■				■					CUARZO	GRANULAR

TABLA 11. Elementos y minerales identificados mediante SEM en venas en el pozo Alfa 1.

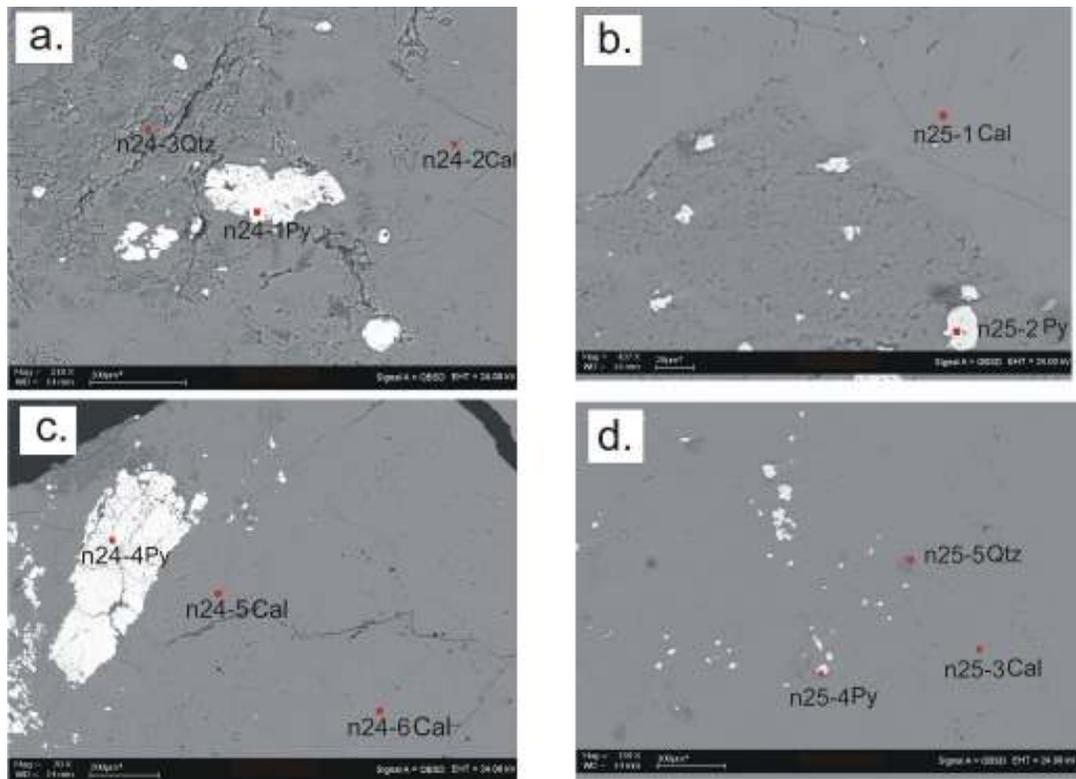


FIGURA 59 (a-d). Imágenes de SEM de muestras de vena del pozo Alfa 1 en donde se muestran las especies minerales identificadas y pertenecientes a los agregados granulares (Cal=Calcita, Qtz=Cuarzo, Py=Pirita).

Los análisis de cátodoluminiscencia realizados en roca caja y vena exponen varios evento en la roca caja principalmente recristalización de micrita (Evento 1), recristalización de calcita al interior de aloquímicos (Evento 2) formación de estilolitos (evento 3) y apertura y relleno de venas (Evento 4); en las venas se observa que existen varios episodios de relleno (notados por las bandas que exponen diferente tonalidad amarillenta-rojiza bajo cátodoluminiscencia) y además que el crecimiento de los cristales fue de las paredes hacia el interior de la vena (FIGURA 60 a-d).

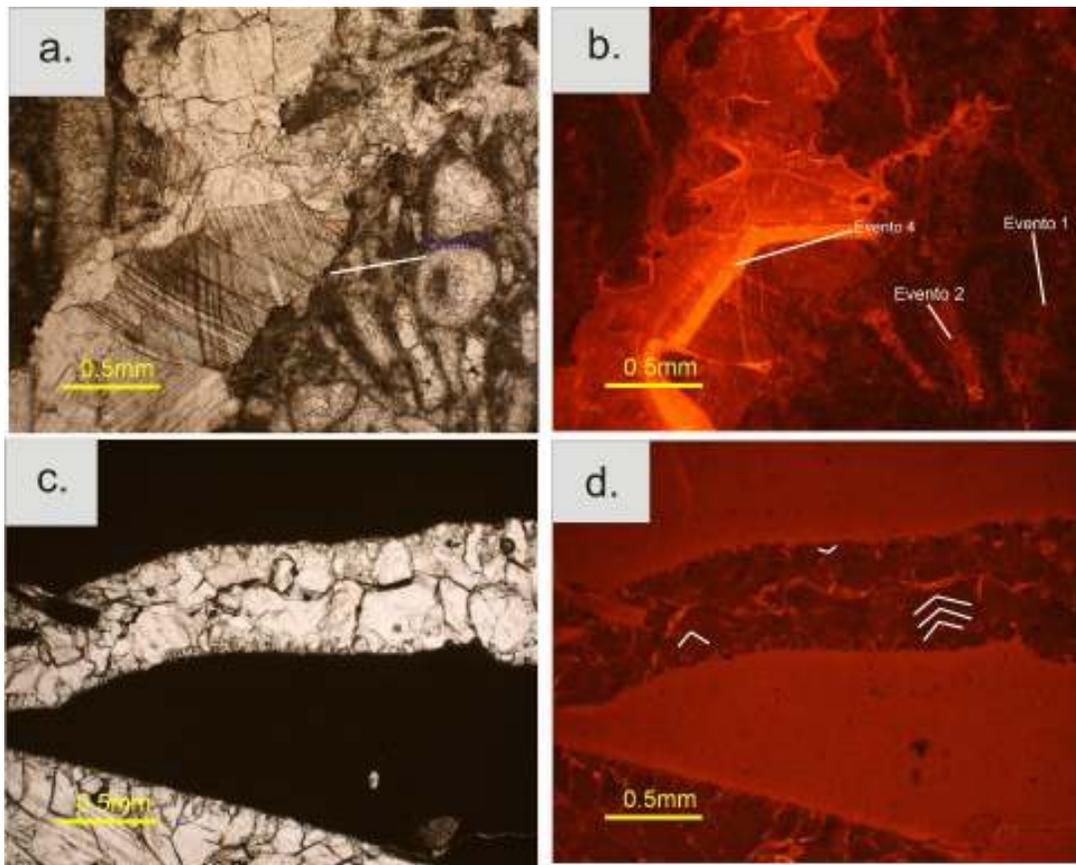


FIGURA 60 (a-d). Microfotografías a 5x en nicoles paralelos y en cátodoluminiscencia en la cual se muestran eventos de reemplazamiento en la matriz y en aloquímicos y diferentes episodios de relleno en la vena en la cual los cristales crecieron en dirección hacia el interior de la vena (líneas blancas en la microfotografía 60d).

4.3.4 POZO ALFA 3

En la TABLA 12 se exponen los resultados de los análisis de SEM efectuados en minerales contenidos en venas del pozo Alfa 3, como se observa en la Tabla se identificó la presencia de los elementos C, O, Mg, Ca, Fe, S, Sr, Ba, Si, Al, K, Ti en minerales contenidos en venas; lo anterior permite identificar las especies minerales que contienen estos elementos como calcita (C, O, Ca), dolomita (C, O, Ca, Mg, Fe), Barita o Celestina (C, O, Sr, S, Ba), cuarzo (Si, O), illita-montmorillonita (Si, Al, K, Ti, C, O, Ca, Fe, S) (FIGURA 61 a-d); los análisis muestran (TABLA 10) que los agregados fibrosos se componen de dolomita, mientras que los agregados granulares se componen de Calcita, Barita/Celestina y

en los fragmentos de roca encajante posiblemente hay cuarzo, minerales arcillosos y pirita.

LÁMINA	PUNTO DE ANÁLISIS	C	O	Mg	Ca	Fe	S	Sr	Ba	Si	Al	K	Ti	ESPECIE MINERAL IDENTIFICADA	AGREGADO CRISTALINO
ALFA 3 11651' 5"	n20-1													CALCITA	GRANULAR
	n20-2													DOLOMITA	FIBROSO
	n20-3													DOLOMITA	FIBROSO
	n20-4													DOLOMITA	FIBROSO
	n20-5													CALCITA	GRANULAR
	n20-6													CALCITA	GRANULAR
	n20-7													BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n20-8													DOLOMITA	FIBROSO
	n20-9													CALCITA	GRANULAR
	n20-10													DOLOMITA	FIBROSO
	n20-11													CALCITA	GRANULAR
	n20-12													CALCITA	GRANULAR
	n20-13													BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n20-14													DOLOMITA	FIBROSO
	n20-15													CUARZO	
	n20-16													MONTMORILLONITA-ILLITA	
	n20-17													MONTMORILLONITA-ILLITA	
	n20-18													PIRITA	
	n20-19													ILLITA	
	n20-20													CAOLINITA	
n20-21													DOLOMITA	FIBROSO	
n20-22													CALCITA	GRANULAR	
n20-23													BARITA-CELESTINA	GRANULAR	
ALFA 3 11653' 9"	n28-1													CALCITA	GRANULAR
	n28-2													BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n28-3													BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n28-4													CALCITA	GRANULAR
	n28-5													PIRITA	
	n28-6													PIRITA	
	n28-7													DOLOMITA	FIBROSO
	n28-8													ILLITA	
	n28-9													DOLOMITA	FIBROSO
	n28-10													CUARZO	GRANULAR
	n28-11													BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n28-12													BARITA-CELESTINA	GRANULAR
	n28-13													DOLOMITA	FIBROSO

TABLA 12. Elementos identificados en minerales contenidos en venas del pozo Alfa 3.

Los análisis de cátodoluminiscencia efectuados en roca caja y venas permiten identificar varios eventos: eventos de crecimiento de dolomita (1 y 2), formación de agregados fibrosos (3) en una generación de venas, formación de agregados granulares (evento 4) y formación de estilolitos (evento 5) (FIGURA 62 a-d).

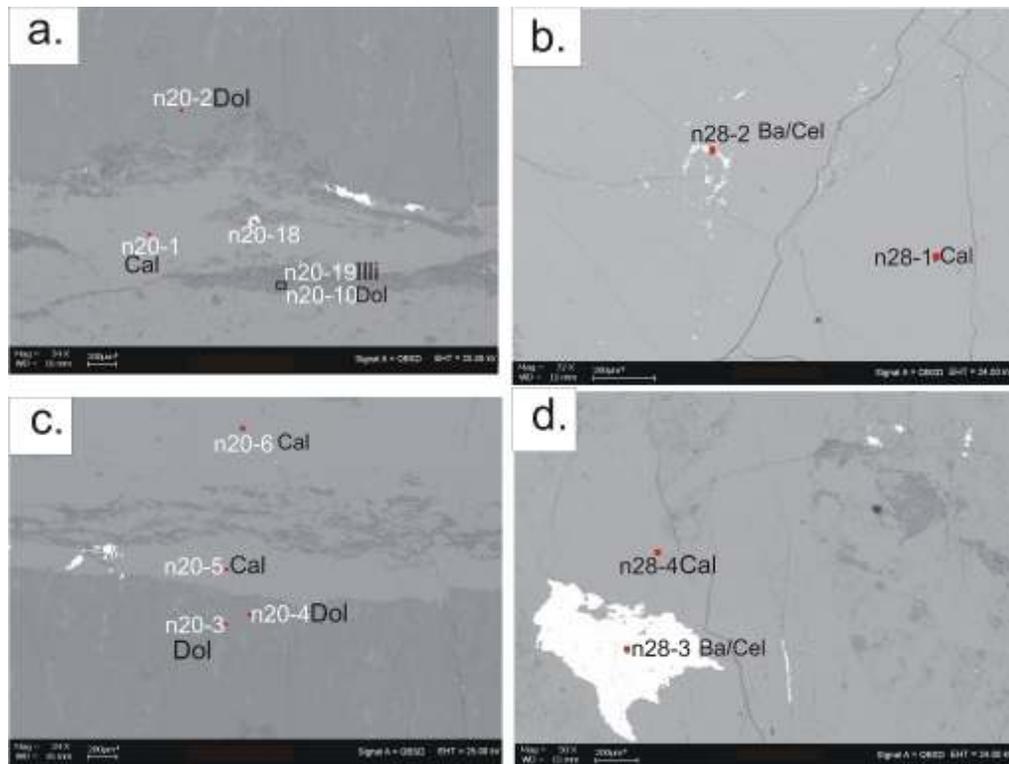


FIGURA 61(a-d). Imágenes de SEM donde se muestran: a-d) especies minerales identificadas en agregados granulares y fibrosos de venas contenidas en el pozo Alfa 3 (Cal=Calcita, Dol=Dolomita, Ba/Cel=Barita/Celestina, Illi =Illita).

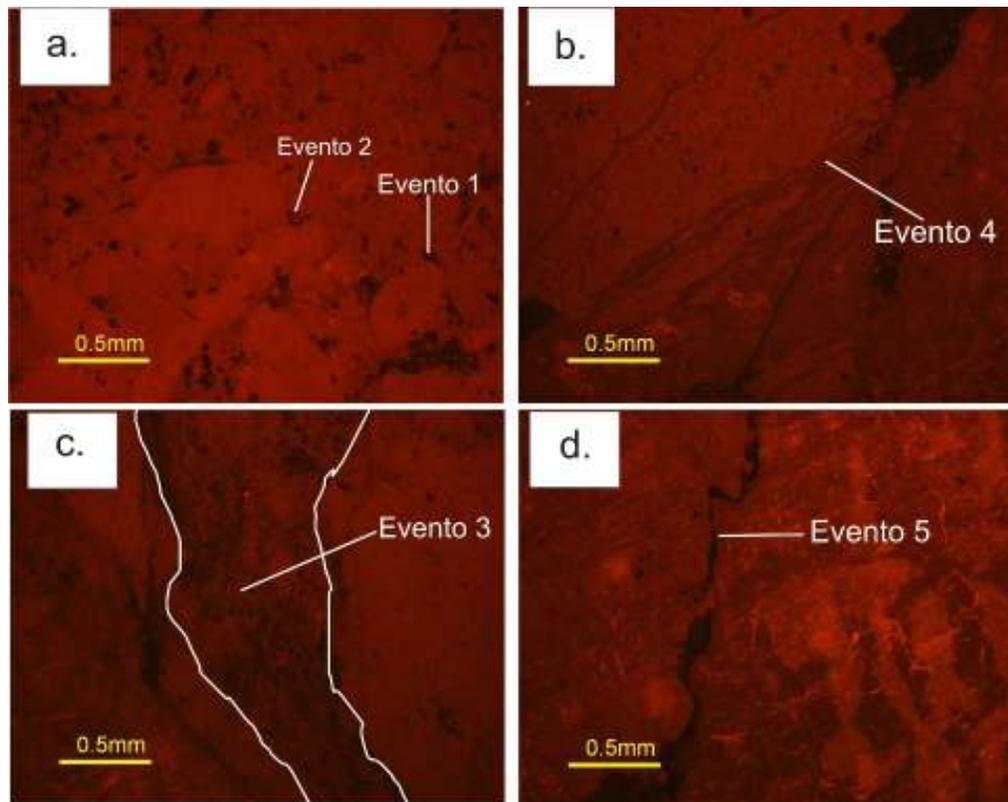


FIGURA 62 (a-d). Microfotografías a 5x bajo cátodoluminiscencia en donde se exponen diversos eventos de recrystalización en la matriz de la roca caja y formación relleno de fracturas.

4.4 PETROGRAFÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS (IF)

4.4.1 SECTOR DE LA MESA DE LOS SANTOS

4.4.1.1 Agregados granulares

AIF 1: Está compuesta por nubes de IF (FIGURA 63 a), secundarias, que tienen una forma ovalada a irregular, son monofásicas (compuestas por una fase líquida acuosa), sus tamaños oscilan entre 5-20 μm .

AIF 2: Formada por trails de IF (FIGURA 63 b), pseudo secundarias, que poseen una forma irregular (algunas presentan estrangulamiento), con tamaños que oscilan entre 5 y 55 μm de largo, presentan un color negro. Corresponden a antiguas IF que han sufrido procesos de decrepitación.

AIF 3: Compuesta por nubes de IF (FIGURA 63 c), secundarias, de formas ovaladas a irregulares, con tamaños que oscilan entre 4 a 25 μm , las cuales al parecer han sufrido procesos de decrepitación por el color negro que exhiben.

AIF 4: Compuesta por IF aisladas (FIGURA 63 d), primarias, bifásicas (L+V) y formas regulares, con tamaños que oscilan alrededor de 20 μm , con una relación L/V que oscila alrededor de 0,8 (la burbuja ocupa alrededor del 20%, y la fase líquida alrededor del 80% del volumen de la IF). Aparecen aisladas al interior de los cristales.

AIF 5: compuestas por nubes de IF (FIGURA 63 e), aparentemente primarias, bifásicas (L+V) y monofásicas (V), de formas irregulares, tienen un tamaño entre 2 y 40 μm de largo, al parecer han sido afectadas por procesos de leakage y decrepitación.

AIF 6: Compuesta por nubes de IF (FIGURA 63 f) de formas regulares a irregulares, aparentemente secundarias. Su tamaño oscila entre 2 y 60 μm de largo; presentan una relación L/V alrededor de 0,95 (la burbuja ocupa un 5% y la fase líquida un 95% del volumen de las IF).

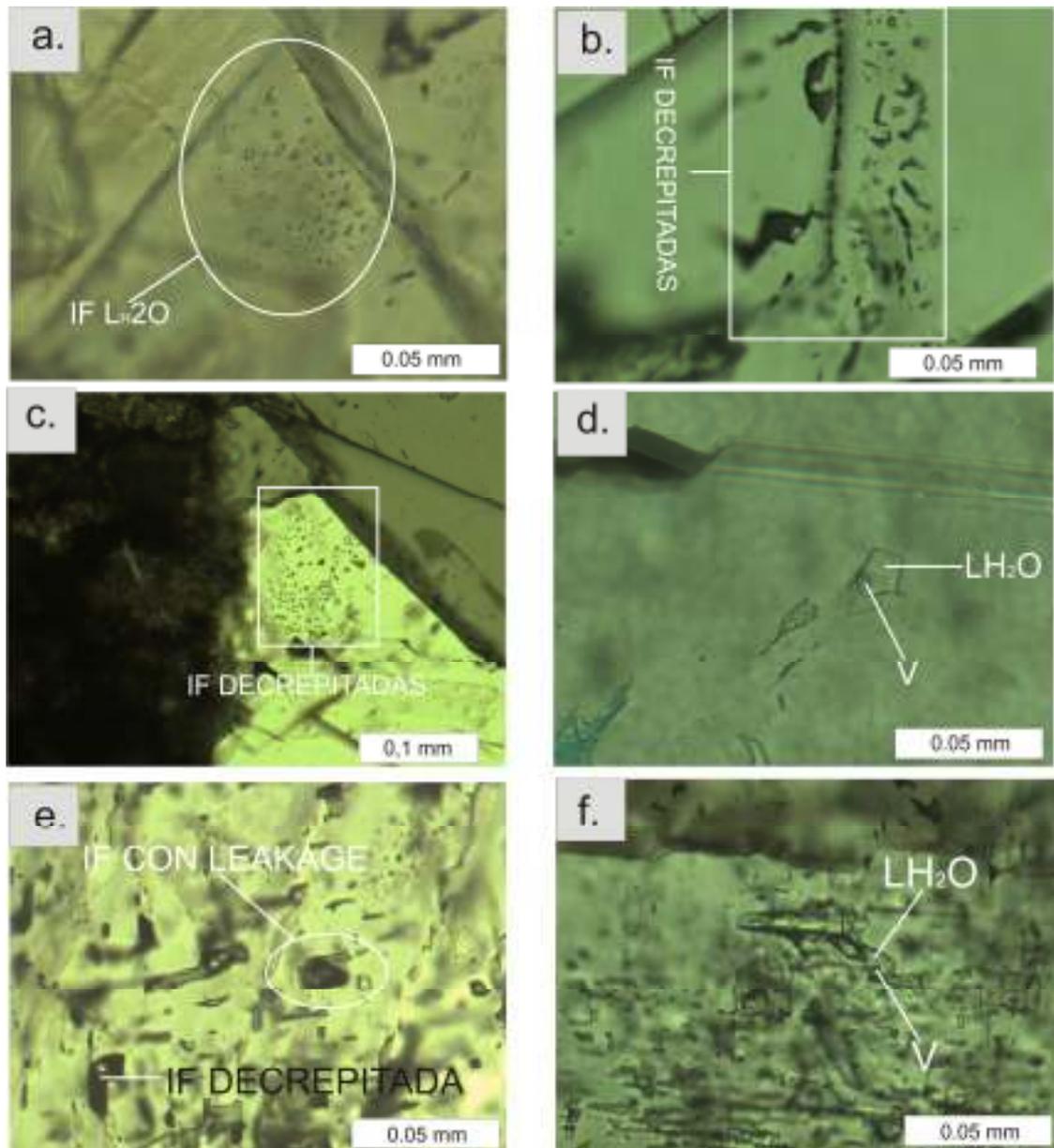


FIGURA 63. Microfotografías tomadas con un ocular de 10x y objetivos de 20x y 50x, en las cuales se muestra: a) nube de IF monofásicas, acuosas pertenecientes a la AIF 1 (muestra LHR201), b) nube de IF secundarias, afectadas por decrepitación pertenecientes a la AIF 2 (muestra LHR201), c) nube de IF decrepítadas perteneciente a la AIF 3 (muestra LHR201), d) IF bifásica acuosas perteneciente a la AIF 4 (muestra LHR203), e) IF de tipo primario afectadas por procesos de decrepítación y leakage, pertenecientes a la AIF 5 (muestra LHR201), f) IF secundaria acuosas perteneciente a la AIF 6 (muestra LHR201).

4.4.1.2 Agregados granulares elongados

AIF 7: Probablemente secundarias, de formas irregulares, bifásicas (L + V), cuyos tamaños oscilan en torno a 25 μm de largo; la relación L/V para estas IF oscila

entre 0,9 y 0,95 (la burbuja ocupa entre el 10-15% y la fase líquida ocupa entre el 85-90% del volumen de la IF). Se presentan aisladas (FIGURA 64a) o formando nubes al interior de los cristales de calcita.

AIF 8: Esta compuesta por IF primarias, de formas ovaladas, y color oscuro. Su tamaño se encuentra entre 1-10 μm , y se presentan asociados en trails paralelos a las caras del cristal (FIGURA 64b). Aparentemente, estas IF han sido afectadas por procesos de decrepitación.

AIF 9: Esta compuesta por IF de tipo secundario y formas ovaladas a irregulares, son de color negro (FIGURA 64c). Se ubican en los bordes entre granos, y parece que han sido afectadas por procesos de decrepitación.

4.4.1.3 Agregados Fibrosos:

AIF 10: Esta compuesta por IF aparentemente de tipo primario, de formas ovaladas a irregulares, con tamaños que oscilan entre 2 - 15 μm , se encuentran orientadas aproximadamente en forma paralela a las fibras (FIGURA 64 d).

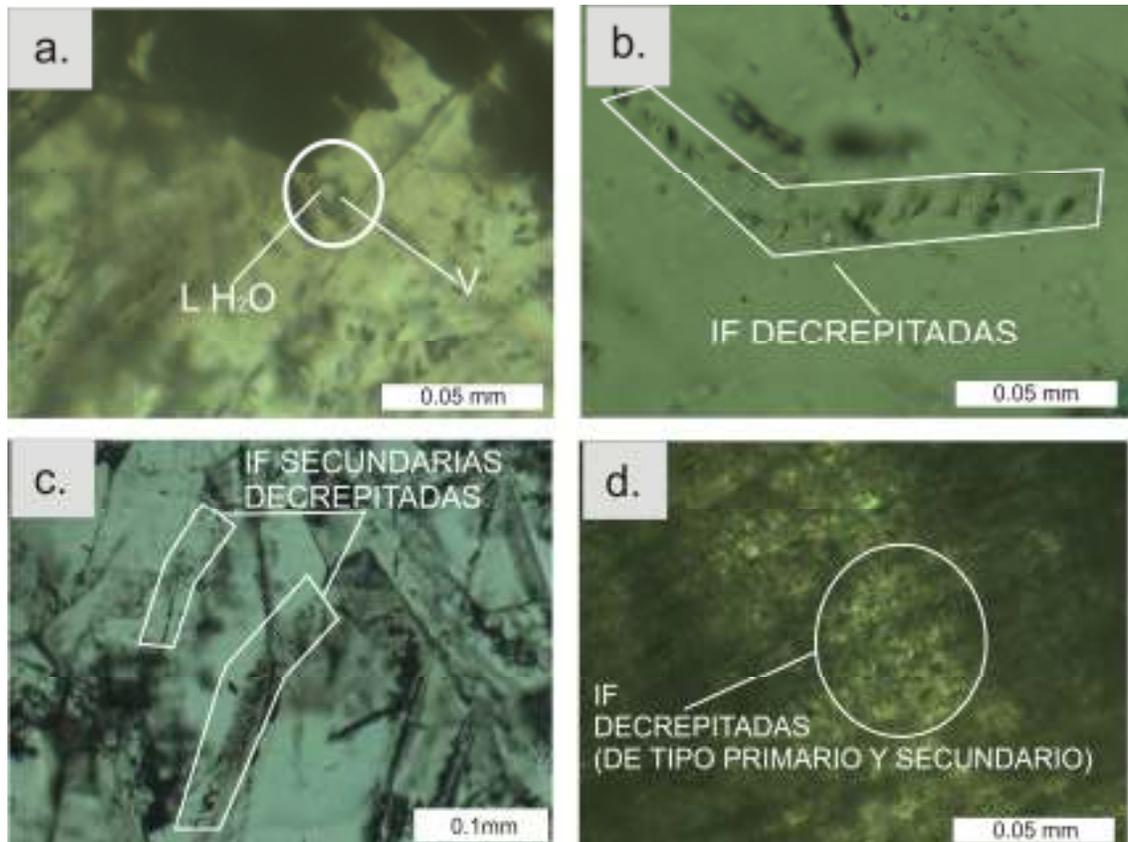


FIGURA 64. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 20x y 50x en las cuales se muestran: a) IF acuosa bifásica perteneciente a la AIF 7 (lámina LHR201), b) nube de IF de tipo primario afectadas por decrepitación pertenecientes a la AIF 8 (lámina LHR202), c) nubes de IF de tipo secundario, decrepítadas pertenecientes a la AIF 9 (lámina LHR204), d) nubes de IF de tipo primario y secundario afectadas por decrepitación pertenecientes a la AIF 10.

4.4.2 POZO ALFA 2

4.4.2.1 Agregados granulares

AIF 11: Está formada por IF de tipo secundario, de formas predominantemente irregulares y tamaños que oscilan entre 5 - 50 μm de longitud; son bifásicas compuestas por una fase líquida acuosa y una fase de vapor, presentan una relación líquido vapor en torno a 0,95. Se ubican en nubes y trails transgranulares y en zonas ubicadas en los bordes de los cristales.

AIF 12: Esta formada por IF de tipo secundario, al igual que las IF de la AIF 11 tienen formas predominantemente irregulares y con tamaños que oscilan entre 5- 50 μm de longitud, son bifásicas (FIGURAS 65a, 65c) compuestas por una fase

líquida de hidrocarburos incoloros bajo luz visible y de fluorescencia predominante azul bajo luz UV (FIGURA 65b). La relación L/V para estas IF oscila en torno a 0,95, y al igual que la AIF 11 se ubican en trails y nubes transgranulares y en zonas ubicadas en los bordes de los cristales.

AIF 13: Esta formada por IF de formas irregulares, de tipo secundario, con tamaños que oscilan entre los 5 y 25 μm de largo, son monofásicas compuestas por una fase líquida acuosa (FIGURA 65c). Aparecen estrechamente relacionadas con las AIF 11 y 12.

AIF 14: Esta compuesta por IF de tipo primario y secundario que han sufrido procesos de leakage (FIGURA 65d) o decrepitación.

4.4.2.2 Agregados granulares elongados:

AIF 15: Compuesta por IF de tipo secundario, las cuales tienen formas irregulares a tabulares tamaños que oscilan entre 20 – 25 μm de largo; son bifásicas con una fase líquida acuosa y una fase vapor; la relación L/V para estas IF se encuentra en torno a 0,95. Se encuentran ubicadas en nubes transgranulares asociadas con morfologías irregulares de color oscuro que corresponden a antiguas IF que han sufrido procesos de decrepitación (FIGURA 65e).

4.4.2.3 Agregados fibrosos:

AIF 16: Corresponde a una morfologías irregulares, paralelas a la dirección de las fibras; al parecer corresponde a IF que han sufrido procesos de decrepitación (FIGURA 65f).

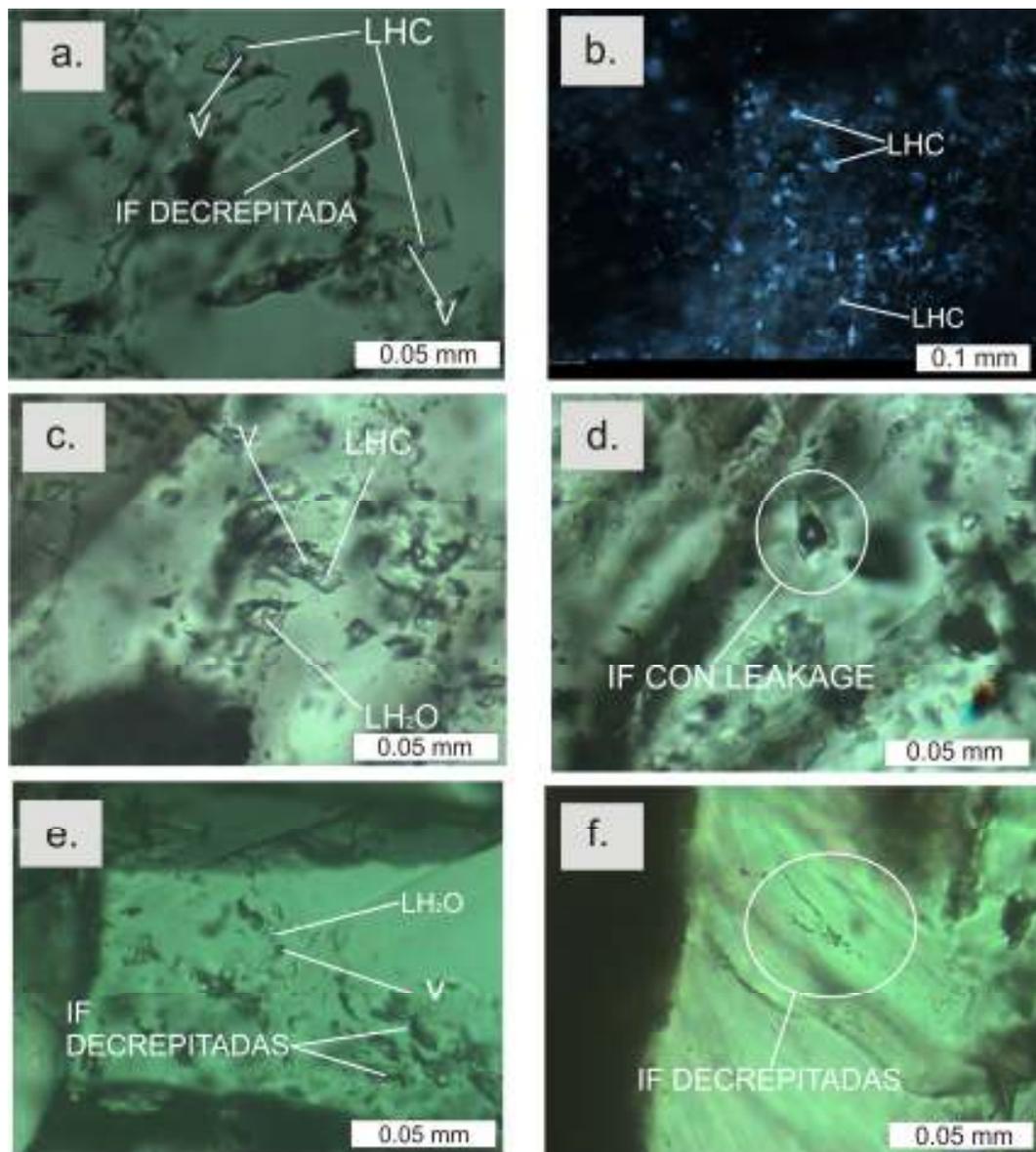


FIGURA 65. Microfotografías tomadas con un ocular de 10x y objetivos de 20x y 50x bajo luz visible y UV en las cuales se muestran: a) IF de tipo secundario, bifásicas y de hidrocarburos incoloros pertenecientes a la AIF 12 (Alfa 2 12333 pies \approx 3759 m), b) IF de hidrocarburos pertenecientes a la AIF 12, exhibiendo una fluorescencia de color azul (Alfa 2 12333 pies \approx 3759 m), c) IF bifásicas, secundarias y de hidrocarburos transparentes de la AIF 12 asociadas con IF acuosas monofásicas de la AIF 13 (Alfa 2 12335 pies \approx 3759,7 m) d) IF de tipo aparentemente primario perteneciente a la AIF 14, que ha sufrido proceso de leakage (Alfa 2 12340'8" pies \approx 3761,4 m), e) IF de tipo secundaria acuosa y bifásica de la AIF 15, asociadas con IF que han sufrido decrepitación, f) IF afectadas por procesos de decrepitación pertenecientes a la AIF 16 (las dos últimas microfotos fueron tomadas a 12349'5" pies \approx 3764,1 m).

4.4.3 POZO ALFA 1

4.4.3.1 Agregados granulares:

AIF 17: Esta por IF de tipo primario, de formas irregulares, con tamaños que oscilan entre 8 – 40 μm , bifásicas compuestas por una fase de hidrocarburos líquido de color amarillo claro bajo luz visible y una fase vapor, y trifásicas (FIGURA 66a) compuestas por una fase de líquido acuoso, hidrocarburo líquido de color amarillo claro bajo luz visible, el cual exhibe una mayor birrefringencia que el líquido acuoso restante, y una fase vapor; la relación L/V para IF se ubica en torno a 0,8, bajo luz UV estas los hidrocarburos contenidos en estas IF exhiben una fluorescencia de color verde (FIGURA 66b) principalmente.

AIF 18: Esta compuesta por algunas IF de tipo primario, que poseen las mismas características de tamaño y forma que la AIF anterior, y son bifásicas formadas por una fase líquida acuosa y una fase vapor; la relación L/V para estas IF oscila en torno a 0,8, y aparece asociadas a las IF de la AIF 17.

AIF 19: Esta compuesta por IF de tipo secundario, de formas irregulares y con tamaños que oscilan entre 5 y 50 μm de longitud. Son bifásicas (FIGURA 66c) compuestas por una fase líquida de hidrocarburos de color marrón claro bajo luz visible, y una fase vapor. Presentan una relación L/V comprendida entre 0,8 y 0,9. Estas IF se asocian en trails transgranulares, y bajo luz UV, muestran una fluorescencia de color principalmente blanco (FIGURA 66d).

AIF 20: Está compuesta por IF de tipo secundario, de formas irregulares y tamaños que oscilan entre 10 – 30 μm de largo, son bifásicas, compuestas por una fase acuosa y una fase vapor. Estas IF presentan una relación L/V en torno a 0,95. Se encuentran formando nubes trangranulares y en sectores cercanos a los bordes del cristal, están asociadas con IF de hidrocarburos incoloros bajo luz visible.

AIF 21: Está formada por IF de tipo secundario, que presentan las mismas características en cuanto a forma, tamaño y número de fases (FIGURA 66e) de la AIF 20, pero la diferencia radica en que la fase líquida está compuesta por

hidrocarburos incoloros bajo luz visible, los cuales bajo luz UV exhiben una fluorescencia de color predominantemente azul (FIGURA 66f). La relación L/V para estas IF oscila en torno a 0,95 y aparecen asociadas a las IF de la AIF 20.

AIF 22: Está formada por IF de tipo secundario, de formas irregulares, cuyo tamaño oscila entre 5 – 25 μm de longitud; son monofásicas formadas por una fase líquida acuosa (FIGURA 66e). Aparecen asociadas a las AIF 20 y 21.

AIF 23: Está formada por morfologías irregulares de color oscuro, que posiblemente corresponde a antiguas IF de tipo primario y secundario que sufrieron procesos de decrepitación.

4.4.3.2 Agregados granulares elongados y fibrosos:

AIF 24: Corresponde a IF de tipo secundario, probablemente del mismo tipo de la AIF 21; los hidrocarburos son incoloros bajo luz visible y bajo luz UV exhiben una fluorescencia de color predominantemente azul (FIGURA 67b).

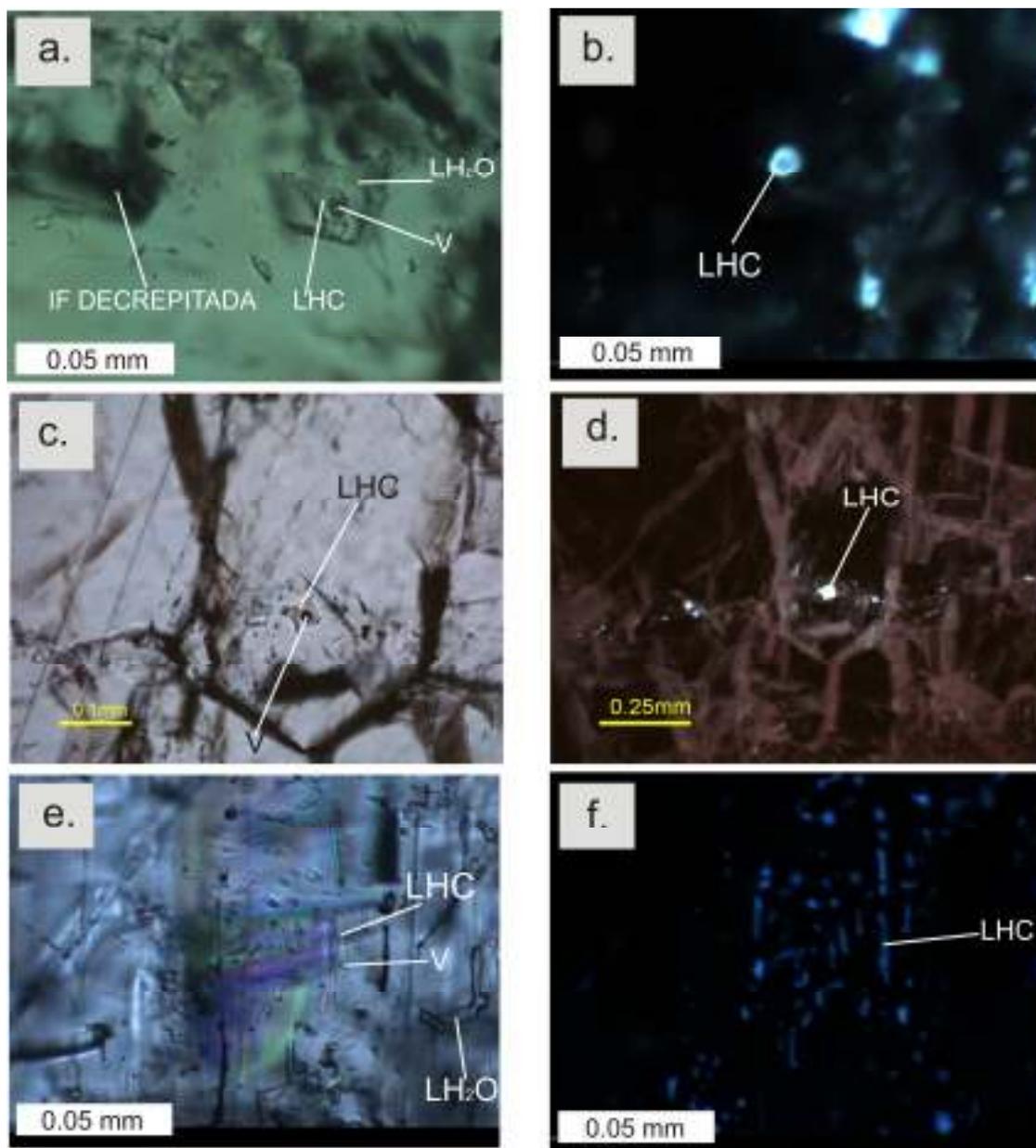


FIGURA 66. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 50x, 20x y 10x bajo luz visible y UV en las cuales se muestran: a) IF de tipo primario de la AIF 17 con presencia de una fase líquida de hidrocarburos de color amarillo claro y con mayor birrefringencia que la fase líquida acuosa (Alfa 1 6003'8" pies \approx 1830 m), b) fluorescencia de color verdoso emitida por la fase de hidrocarburo perteneciente a la IF anterior, c) IF secundarias, bifásicas de hidrocarburos de color marrón claro pertenecientes a la AIF 19 (Alfa 1 6021'3" \approx 1835 m), d) Fluorescencia de color blanco emitida por la fase líquida de hidrocarburos pertenecientes a la AIF 19, e) IF secundarias bifásicas con hidrocarburos incoloros de la AIF 21, asociadas con IF secundarias monofásicas acuosas de la AIF 22 (Alfa 1 6021'3" \approx 1835 m) , f) fluorescencia de color azul emitida por los hidrocarburos de la AIF 22.

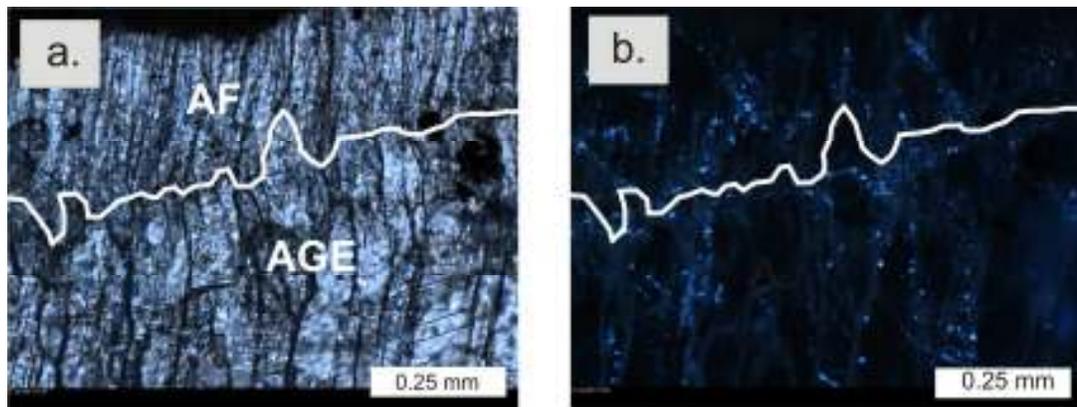


FIGURA 67. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 10x en las cuales se muestran: b) IF de tipo secundario compuestas por hidrocarburos, pertenecientes a la AIF 24, las cuales emiten una fluorescencia de color azul (Alfa 1 5997'3" pies \approx 1828m).

4.4.4 POZO ALFA 3

4.4.4.1 agregados granulares:

AIF 25: Compuesta por IF de tipo primario, de formas irregulares, cuyo tamaño oscila entre 5 – 15 μm de largo, son bifásicas formadas por una fase líquida acuosa y una fase vapor. La relación L/V para estas IF oscila en torno a 0,95 se presentan asociadas con IF de hidrocarburos, y morfologías irregulares de color oscuro.

AIF 26: Compuesta por IF de de tipo primario que exhibe las mismas características en forma, tamaño, y número de fases (FIGURAS 68a, 68c) que la AIF 25, pero que están compuestas por una fase de hidrocarburos incoloros bajo luz visible, y que bajo luz UV exhiben una fluorescencia de color predominantemente azul-blanco (FIGURAS 68b, 68d), y una fase vapor. Estas IF se presentan asociadas con la AIF 25.

AIF 27: Compuesta por IF de tipo primario, de morfología irregulares, con tamaños que oscilan entre 5 y 25 μm , son monofásicas compuestas por una fase líquida acuosa; aparecen asociadas a la AIF 25 y 26.

AIF 28: Corresponde a morfologías irregulares de color oscuro (FIGURA 68a), al parecer se trata de antiguas IF que han sufrido procesos de decrepitación.

4.4.4.2 Agregados granulares elongados:

AIF 29: Compuesta por IF de tipo probablemente secundario, de formas irregulares y colores oscuros las cuales han sido afectadas por procesos de decrepitación, se localizan el trails y nubes ubicados preferencialmente en los bordes entre los cristales (FIGURA 69a).

4.4.4.3 Agregados fibrosos:

AIF 30: Compuesta por IF de tipo primario (FIGURA 69b), de formas regulares, y de color oscuro, con tamaños que no superan los 10 μm de largo; al parecer esta AIF ha sido afectada por procesos de decrepitación.

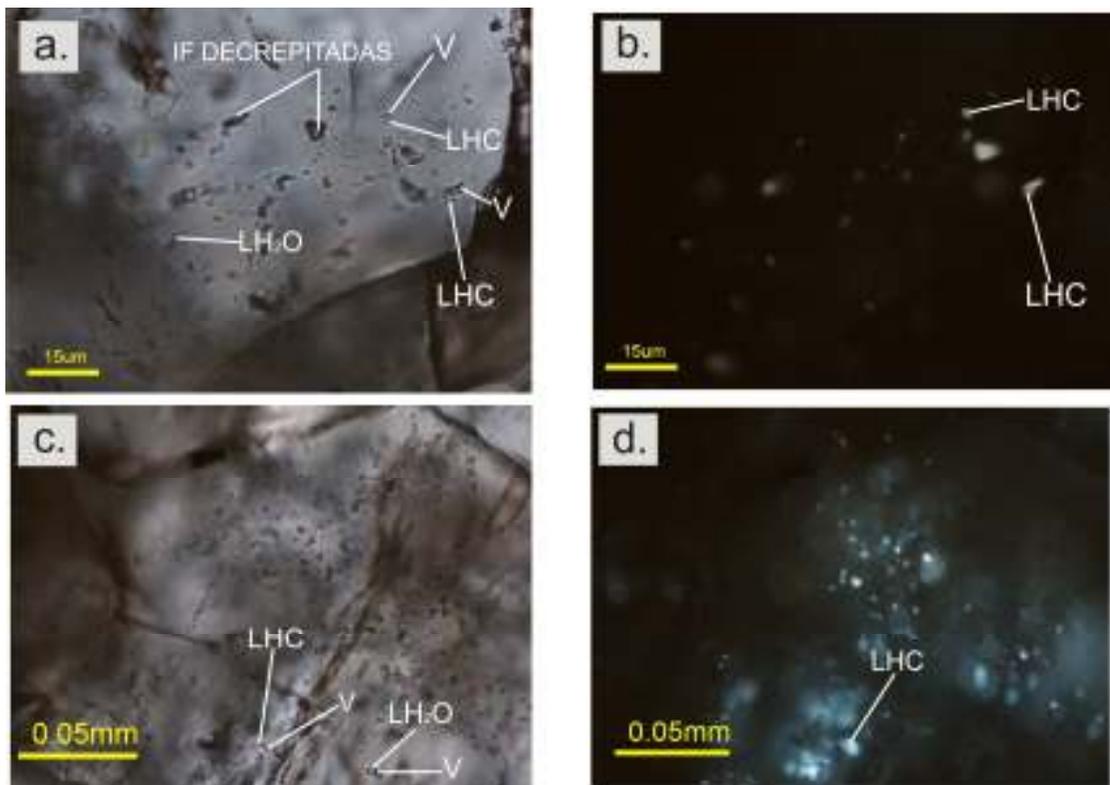


FIGURA 68. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 100x y 50x bajo luz visible y UV en las cuales se muestran: a y c) IF bifásicas, con fase líquida de hidrocarburos incoloros, de tipo primario pertenecientes a la AIF 26, asociadas con IF acuosas bifásicas de tipo primario de la AIF 25 y monofásicas acuosas de la AIF 27, b y d) Fluorescencia de color blanco y azul emitida por los hidrocarburos de la AIF 26 (todas las microfotografías fueron tomadas de la lámina Alfa 3 11453'3" pies \approx 3491 m).

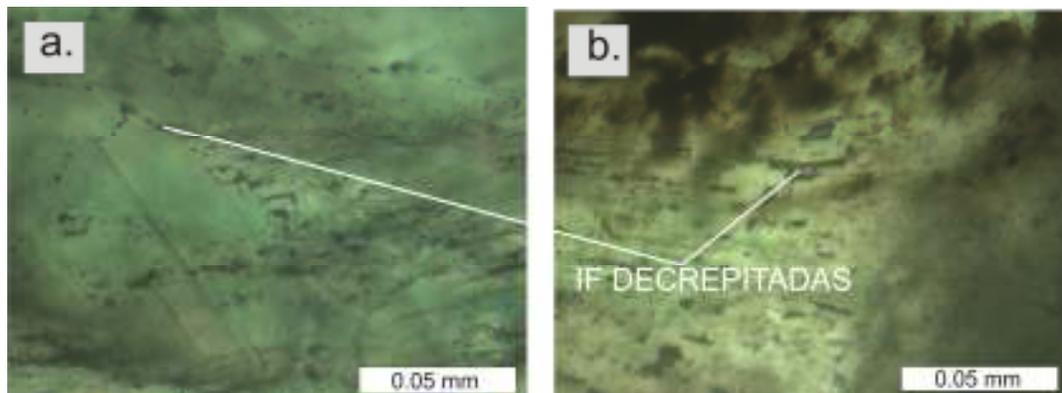


FIGURA 69. Microfotografías tomadas con ocular de 10x y objetivos de 50x en las cuales se muestran: a) IF de tipo secundario decrepitadas pertenecientes a la AIF 29, b) IF aparentemente de tipo primario afectadas por decrepitación pertenecientes a la AIF 30 (ambas fotos fueron tomadas de la lámina Alfa 3 11651 5" pies \approx 3551, 4 m).

4.5 MICROTERMOMETRÍA DE IF

Debido a su tamaño ($>10 \mu\text{m}$ de largo) solo se midieron IF de tipo primario y secundario que pertenecen a los agregados granulares, de los agregados granulares elongados y fibrosos no se obtuvieron datos debido al tamaño pequeño de las inclusiones, y porque muchas de estas IF estaban afectadas por fenómenos de leakage y decrepitación.

4.5.1 SECTOR MESA DE LOS SANTOS

Se midieron IF bifásicas (L+V) secundarias pertenecientes a la AIF 6 (TABLA 13); desde el punto de vista microtermométrico, estas IF durante el proceso de enfriamiento, mostraron temperaturas de primera fusión detectable (Pfd) entre los $-51,8$ Y $-50,8 \text{ }^\circ\text{C}$, temperaturas finales de fusión del hielo (Tffh) entre los $-9,1$ y $-0,6 \text{ }^\circ\text{C}$; y homogenizaron (Th) a estado líquido entre los $86,3$ y $228,7 \text{ }^\circ\text{C}$.

4.5.2 SECTOR POZO ALFA 2

Se midieron IF bifásicas (L + V) secundarias pertenecientes a las AIF 11 (IF acuosas) y AIF 12 (IF de hidrocarburos) (TABLA 14); las IF de la AIF 12 durante el proceso de enfriamiento, no presentaron enfriamiento y la burbuja de vapor se expandió alrededor o por debajo de los -59°C , en el posterior calentamiento, estas

homogenizaron a estado líquido entre los 42,8 y 96,9 °C. Las IF de la AIF 11 durante el proceso de enfriamiento, presentaron temperaturas de comienzo de fusión detectable (Pfd) entre los -52,8 y -50,1 °C, temperaturas finales de fusión del hielo (Tffh) comprendidas entre los -11,5 y -1,6 °C; la homogenización se dio al estado líquido a temperaturas (Th) comprendidas entre los 73 y 163,9 °C.

4.5.3 SECTOR POZO ALFA 1

Es este pozo, se midieron IF pertenecientes a las AIF 17, 18, 19, 20, 21 de tipo primario y secundario (TABLA 15). En las IF medidas de la AIF 17 (L + V), primarias y de hidrocarburos, durante la etapa de enfriamiento la fase líquida no presenta congelamiento y la fase vapor se expande de tamaño entre -28 y -86 °C, al ser calentadas homogenizaron (Th) a estado líquido entre los 64,3 y 87,5 °C. Así mismo se midió una IF $L_{H_2O}+L_{HC}+V$, perteneciente a esta familia, la cual durante el enfriamiento la parte compuesta por hidrocarburos no presentó congelamiento y la burbuja de vapor se expandió a los -49,2 °C, la parte acuosa presentó temperaturas de comienzo de fusión detectable (Tcf) de -50,1 °C, y temperaturas de fusión final del hielo (Tffh) de -1,9 °C; durante el proceso de calentamiento, se presentó una homogenización parcial de $L_{H_2O} + L_{HC} + V$ a $L_{H_2O} + L_{HC}$ en la cual la fase vapor homogenizó a hidrocarburo líquido a una temperatura de 75,5 °C.

Solo se midió una IF de la AIF 18 (L+V), acuosa y de tipo primario, la cual durante la etapa de enfriamiento presentó temperaturas de comienzo de fusión detectable (Pfd) de -50,9 °C, temperatura de fusión final del hielo (Tffh) de -6,6 °C y homogenizo (Th) a estado líquido a una temperatura de 181,6 °C?.

Al medir bajo microtermometría IF de la AIF 19 (L + V) de hidrocarburos y secundarias, estas durante la etapa de enfriamiento, no presentaron formación de hielo, en el calentamiento, homogenizaron (Th) a estado líquido a temperaturas comprendidas entre 71,8 y 77,5 °C.

Al medir IF de la AIF 20 (L + V) acuosas y de tipo secundario, estas durante la etapa en enfriamiento, presentaron temperaturas de comienzo de fusión

detectable (Tcd) entre los -55,1 y -50,7 °C, temperaturas finales de fusión del hielo (Tffh) comprendidas entre los -7,0 y -0,9 °C, y homogenizaron (Th) a estado líquido a temperaturas comprendidas entre los 73,5 y 158,6 °C.

Al medir IF de la AIF 21 (L+V), secundarias y de hidrocarburos, durante la etapa de enfriamiento, estas no presentaron formación de hielo, y la burbuja de vapor se expandió por debajo de los -10 °C, en el calentamiento, se presenta la homogenización (Th) a estado líquido entre los 59,8 y 87,3 °C.

4.5.4 SECTOR POZO ALFA 3

Se midieron IF de las AIF 25 y 26 (L + V) y de tipo primario (TABLA 16); cuando se sometieron IF de la AIF 25 (L+V), acuosas y de tipo primario, al proceso de enfriamiento presentaron temperaturas de primera fusión detectable (Pfd) entre los -50,7 y -50,2 °C, temperaturas de fusión final del hielo (Tffh) entre los -13,5 y -3,2 °C; durante el proceso de calentamiento, se presentó la homogenización (Th) a estado líquido a temperaturas comprendidas entre los 53,8 y 152,2 °C.

Al medir IF de la AIF 26 (L+V), de hidrocarburos y secundarias, estas en el proceso de enfriamiento no presentaron congelamiento, y la burbuja de vapor se expandió por debajo de los -54 °C, la homogenización (Th) se dio a estado líquido a temperaturas comprendidas entre los 59,1 y 94,1 °C.

MESA DE LOS SANTOS	LHR201	agregados granulares	3	6	AC*	SECUNDARIA	L+V	0,95			165,3	L+V → L		
			3	6	AC*	SECUNDARIA	L+V	0,95			170,5	L+V → L		
			3	6	AC*	SECUNDARIA	L+V	0,95				123,3	L+V → L	
			3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,7	-2,1				-
			3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,7	-4,3				-
			3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,8	-6,5				-
			3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2	-7,2			126,9	L+V → L
	3	6	AC	SECUNDARIA	L	1	-51,2	-6,0				-		
	3	6	AC*	SECUNDARIA	L+V	0,95					150,5	L+V → L		
	3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2	-0,6			228,7	L+V → L		
	3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,8	-9,1				-		
	3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2	-7,5			105,9	L+V → L		
	3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2	-0,2			156,2	L+V → L		
	3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95		-0,7			86,3	L+V → L		
3	6	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95		-0,6			100,2	L+V → L			
	LHR203	agregados granulares												

TABLA 13. Datos de microtermometría de IF obtenidos de los agregados granulares en vetillas del sector de La Mesa de Los Santos. Convenciones: AC = IF acuosa, AIF = Asociación de IF, FIF = Familia de IF, Pdf = Temperatura de primera fusión detectable, Tffh = Temperatura Final del fusión del hielo, Th = Temperatura de homogenización, * IF que solo se calentaron.

SECTOR	MUESTRA	TIPO TEXTURAL	FIF	AIF	TIPO IF	CLASIFICACIÓN GENÉTICA	FASES	RELACIÓN L/V	PFD (°C)	TFFH (°C)	TH (°C)	HOMOGENIZACIÓN	
POZO ALFA 2	12333 pies (≈3759,1 m)	agregados granulares	3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95			80,5	L+V → L	
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95			96,9	L+V → L	
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				92,1	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				62,7	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				53,5	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				81,8	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				81,3	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				42,8	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				94,4	L+V → L
			3	12	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				55,5	L+V → L
			3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2		-8,0	114,7	L+V → L
			3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2		-4,6	163,9	L+V → L
			3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2		-1,6	141,7	L+V → L
			3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-51,2		-10,9	135,3	L+V → L
			3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,1		-8,2	117,2	L+V → L
	3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-52,8		-11,5	77,5	L+V → L		
	3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,2		-8,1	127,3	L+V → L		
	3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,2		-7,6	73,0	L+V → L		
	3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-49,7		-2,5	238,4?	L+V → L		
	3	11	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,2		-3,0	125,4	L+V → L		
	12349 5" pies (≈3764,1 m)	agregados granulares											

TABLA 14. Datos de microtermometría de IF obtenidos de los agregados granulares en vetillas del pozo Alfa 2. Convenciones: AC = IF acuosa, HC = IF de hidrocarburo, AIF = Asociación de IF, FIF = Familia de IF, Pfd = Temperatura de la primera fusión detectable, Tffh = Temperatura Final del fusión del hielo, Th = Temperatura de homogenización, * IF que solo se calentaron.

SECTOR	MUESTRA	TIPO TEXTURAL	FIF	AIF	TIPO IF	CLASIFICACIÓN GENÉTICA	FASES	RELACIÓN L/V	PFD (°C)	TFFH (°C)	TH (°C)	HOMOGENIZACIÓN	
POZO ALFA 1	6003 8" pies (1830 m) ~	agregados granulares	1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8			69,3	L+V → L	
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8			64,3	L+V → L	
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				76,8	L+V → L
			1	18	AC	PRIMARIA	L+V	0,7	-50,9		-6,6	181,6	L+V → L
			3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				59,8	L+V → L
			3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				78,7	L+V → L
			3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				73,8	L+V → L
			3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				70,5	L+V → L
			3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,7		-2,3	80,8	L+V → L
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				87,5	L+V → L
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				87,1	L+V → L
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				81,8	L+V → L
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				81,5	L+V → L
			1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				78,9	L+V → L
	1	17	HC	PRIMARIA	L+V	0,8				79,9	L+V → L		
	1	17	HC-AC	PRIMARIA	L _{H2O} +LHC+V		-50,1		-1,9	75,5	L _{H2O} +LHC+V → L _{H2O} +LHC		
	2	19	HC	SECUNDARIA	L+V	0,8				77,5	L+V → L		
	2	19	HC	SECUNDARIA	L+V	0,9				72,4	L+V → L		
	2	19	HC	SECUNDARIA	L+V	0,9				76,7	L+V → L		
	2	19	HC	SECUNDARIA	L+V	0,9				71,8	L+V → L		
	3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				79,8	L+V → L		
	3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				79,6	L+V → L		
	3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				87,3	L+V → L		
	3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				71,3	L+V → L		
	3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				74,8	L+V → L		
	3	21	HC	SECUNDARIA	L+V	0,95				75,0	L+V → L		
	3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,8		-1,1	158,6	L+V → L		
	3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-55,1		-0,9	87,8	L+V → L		
3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-55,1		-7,0	73,5	L+V → L			
3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,2		-1,3	74,8	L+V → L			
3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95				112,2	L+V → L			
3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95				111,7	L+V → L			
3	20	AC	SECUNDARIA	L+V	0,95	-50,7		-1,7	148,0	L+V → L			

TABLA 15. Datos de microtermometría de IF obtenidos de los agregados granulares en vetillas del pozo Alfa 1. Convenciones: AC = IF acuosa, HC = IF de hidrocarburo, AIF = Asociación de IF, FIF = Familia de IF, Pfd= Temperatura de primera fusión detectable, Tffh = Temperatura Final del fusión del hielo, Th = Temperatura de homogenización, * IF que solo se calentaron.

SECTOR	MUESTRA	TIPO TEXTURAL	FIF	AIF	TIPO IF	CLASIFICACIÓN GENÉTICA	FASES	RELACIÓN L/V	PFD (°C)	TFFH (°C)	TH (°C)	HOMOGENIZACIÓN	
POZO ALFA 3	11453 pies (≈3490,9 m)	agregados granulares	3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95			80,6	L+V → L	
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95			59,8	L+V → L	
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95			76,0	L+V → L	
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95			79,8	L+V → L	
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95			66,8	L+V → L	
			3	25	AC	PRIMARIA	L+V	0,95	-50,2		-8,9	53,8	L+V → L
			3	25	AC	PRIMARIA	L+V	0,95	-50,7		-13,5	115,4	L+V → L
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95				83,3	L+V → L
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95				86,2	L+V → L
	11453'3" pies (≈3491 m)	agregados granulares	3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95				94,1	L+V → L
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95				68,5	L+V → L
			3	25	AC	PRIMARIA	L+V	0,95			-6,0	152,2	L+V → L
			3	25	AC	PRIMARIA	L+V	0,95			-8,5	116,6	L+V → L
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95				73,2	L+V → L
			3	26	HC	PRIMARIA	L+V	0,95				75,9	L+V → L
11651'5" pies (≈3551,4 m)	agregados granulares	3	25	AC	PRIMARIA	L+V	0,95			-3,2	86,8	L+V → L	

TABLA 16. Datos de microtermometría de IF obtenidos de los agregados granulares en vetillas del pozo Alfa 3. Convenciones: AC = IF acuosa, HC = IF de hidrocarburo, AIF = Asociación de IF, FIF = Familia de IF, Pfd = Temperatura de primera fusión detectable, Tffh = Temperatura Final del fusión del hielo, Th = Temperatura de homogenización, * IF que solo se calentaron.

4.6 CALCULO DE LA DENSIDAD Y PRESIÓN HIDROSTÁTICA DE ATRAPE

Mediante el empleo de los programas BULK e ISOC (Bakker, 2003), se calcularon parámetros como la densidad (en g/cm^3), el volumen molar (cm^3/mol), la presión de homogenización o presión mínima de atrape (bar) y la máxima presión estimada de atrape (bar) a partir de IF de tipo acuoso pertenecientes a las asociaciones de inclusiones fluidas (AIF) 6, 11, 20 y 25 (secundarias) contenidas en los agregados granulares de las vetillas de los pozos. Debido a la dificultad de realizar mediciones microtermométricas en IF de tipo acuoso pertenecientes a la AIF 18, no se pudieron obtener datos de IF de tipo primario.

Para obtener los resultados se introdujeron los siguientes parámetros en los programas:

Programa BULK:

1. Sistemas predefinidos (se seleccionó la opción 1)
2. $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ (corresponde a la opción 2)
3. Modelo termodinámico para la solución acuosa (se escogió $\text{H}_2\text{O} - \text{Sales}$)
4. Ecuación puramente empírica (se escogió la de Naden (1996) $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2$)
5. Salinidad de sales disueltas (se escogió el porcentaje en masa)
6. Ecuación de estado del sistema acuoso (se selecciono la de Oakes *et al.*, (1990): $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CaCl}_2$)
7. Homogenización total y fracciones de volumen (se escogió la temperatura de homogenización)
8. Modo de homogenización (se seleccionó la opción 2 que corresponde a líquido)

Programa ISOC:

1. Selección del sistema fluido (se escogió la cantidad de fracción sustancia de todos los componentes)
2. $X(\text{H}_2\text{O})$
3. $X(\text{Na}^+)$
4. Densidad total del fluido (opción 2 que corresponde a g/cm^3)

5. Ecuación de estado para el cálculo de las isocoras (se escogió la opción 5 que corresponde a Bodnar y Vityk (1994), Knight y Bodnar (1989): H₂O-NaCl)
6. Temperatura de homogenización
7. Opción de continuar con la ecuación de estado (se escoge si)
8. Corrección automática (T inferior: 50 °C, T superior: 170 °C)
9. Cantidad de pasos (se escogieron 100)

Los resultados son expuestos en la TABLA 17, tal como se observa, la densidad calculada de las IF analizadas para los, osciló entre 1,01 – 1,13 g/cm³, el volumen molar osciló entre los 17,15 -19,42 cm³/mol, la presión de homogenización o mínima presión de atrape calculada para estas IF vario predominantemente entre 4,5 y 5,93 bar (un solo dato expuso una presión hidrostática de atrape de 23,5 bar) y la máxima presión de atrape, teniendo como referencia las máximas temperaturas posibles, fue calculada entre 298,2- 2591,1 bar o su equivalente de 29,82 MPa a 259,11 Mpa.

Sector	muestra	FIF	AIF	CLASIFICACIÓN GENÉTICA	ρ (g/cm ³)	Vm (cm ³ /mol)	Th (°C)	Ph (bar)	Tmax (°C) estimada	Pmax (bar)	Pmax (Mpa)
Pozo Alfa 1	6021'3" pies	3	20	SECUNDARIA	1,02	17,88	148	4,82	145	-	-
		3	20	SECUNDARIA	1,01	17,94	158,6	5,46	145	-	-
Pozo Alfa 2	12333 pies	3	11	SECUNDARIA	1,08	17,42	114,7	4,72	158	1007,1	100,70
		3	11	SECUNDARIA	1,05	17,65	163,9	5,93	158	-	-
		3	11	SECUNDARIA	1,02	17,89	141,7	4,60	158	298,2	29,82
		3	11	SECUNDARIA	1,11	17,27	135,3	4,50	158	520,2	52,02
		3	11	SECUNDARIA	1,08	17,41	117,2	4,66	158	945,5	94,55
	12349'5" pies	3	11	SECUNDARIA	1,08	17,42	127,3	4,49	158	687,9	68,79
		3	11	SECUNDARIA	1,03	17,77	125,4	4,51	158	638,4	63,84
Pozo Alfa 3	11453 pies	3	25	PRIMARIA	1,13	17,15	115,4	4,70	140	616,8	61,68
	11453'3" pies	3	25	PRIMARIA	1,06	17,55	152,2	5,03	140	-	-
		3	25	PRIMARIA	1,09	17,39	116,6	4,67	140	547,3	54,73
Mesa de Los Santos	LHR201	3	6	SECUNDARIA	1,07	19,42	126,9	4,50	215	1926,4	192,64
	LHR203	3	6	SECUNDARIA	1,00	17,98	228,7	23,50	215	-	-
		3	6	SECUNDARIA	1,08	17,45	105,9	4,98	215	2591,1	259,11
		3	6	SECUNDARIA	1,00	18,02	156,2	5,29	215	1034,3	103,43
		3	6	SECUNDARIA	1,00	17,98	100,2	5,18	215	2150,3	215,03

TABLA 17. Datos de la densidad (g/cm³), volumen molar (cm³/mol), presión de homogenización (Ph en bar) y presión máxima estimada de atrape (Pmax en bar y en MPa) obtenidos mediante el empleo de los programas BULK e ISOC (Bakker, 2003).

4.7 GEOQUÍMICA DE TIERRAS RARAS (REE)

El estudio geoquímico de tierras raras (*rare earth elements* o REE) se realizó en muestras (carbonatos) de roca encajante y venas con el propósito de comprender la procedencia de estos elementos presentes en los agregados granulares, granulares de cristales elongados y fibrosos en calcitas y dolomitas; y para identificar diferencias geoquímicas entre los diferentes pozos. Así mismo se pretende establecer si los carbonatos retienen el carácter marino.

Dada la enorme dificultad para realizar separaciones de cada tipo textural de relleno en cada una de las vetillas analizadas, se intentó coleccionar micro-muestras de los tipos de agregados más dominantes en cada una de éstas, los cuales son mayoritariamente los agregados granulares.

En la TABLA 18, se exponen las concentraciones en partes por millón (ppm) de REE tanto en roca encajante como el material de vena presentes en muestra de roca encajante y venas tanto del sector de La Mesa de Los Santos, como de los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3 del Valle Medio del Magdalena.

REE	FORMACION ROSABLANCA								CONDRI C1 (Taylor & McLennan,
	ALFA 1 6021'3"		LHR2-01		ALFA 3 11503'7"		ALFA 2 12349'5"		
	CALIZA	VENA	CALIZA	VENA	CALIZA	VENA	CALIZA	VENA	
La	7,7790	0,7310	8,3510	0,3110	29,2700	2,2740	5,6180	2,6110	0,3670
Ce	13,2400	0,8860	9,0130	0,5470	52,1600	6,8930	11,7500	10,3100	0,9570
Pr	1,5620	0,1130	1,5610	0,0580	6,3200	1,0140	1,4090	2,2980	0,1370
Nd	5,9020	0,4340	6,4010	0,2120	22,4900	4,5430	5,4640	16,0100	0,7110
Sm	1,0790	0,0870	1,3070	0,0440	4,2700	1,0090	1,0660	6,0970	0,2310
Eu	0,2560	<0,023	0,3440	<0,023	1,0000	0,3180	0,2910	10,4900	0,0870
Gd	1,3180	0,1080	1,7590	0,0510	4,6920	1,0150	1,2260	7,0650	0,3060
Tb	0,1810	<0,037	0,2400	<0,037	0,6200	0,1230	0,1580	0,8360	0,0580
Dy	0,9940	0,0700	1,4380	<0,043	3,2860	0,5600	0,8740	3,9660	0,3810
Ho	0,2130	<0,034	0,3200	<0,034	0,6560	0,1020	0,1590	0,6460	0,0851
Er	0,6170	0,0370	0,9160	0,0220	1,9280	0,2550	0,4180	1,3410	0,2490
Tm	0,0890	<0,019	0,1230	<0,019	0,2790	0,0270	0,0570	0,1270	0,0356
Yb	0,5720	<0,043	0,7480	<0,043	1,8670	0,1450	0,3650	0,6070	0,2480
Y	7,2550	0,4980	11,1900	0,2860	16,1200	3,5840	3,7400	31,3600	2,1000

TABLA 18. Concentraciones de REE encontradas en vena y roca encajante de los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 y del sector de La Mesa de Los Santos, así mismo, se ilustra la concentración en ppm de las tierras raras, en el condrito C1 de acuerdo a Taylor & McLennan (1985).

Como se puede observar, la concentración de REE por lo general es mayor en la roca encajante que en la vena (con la excepción de los elementos Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Y en la vena de la muestra Alfa 2 12349'5"). También se puede visualizar que las REE en mayor cantidad son: Lantano (hasta 30 ppm), Cerio (hasta 53 ppm), Neodimio (hasta 22,5 ppm) e Ytrio (hasta 32 ppm), el resto de los elementos presenta una concentración entre <0,5 ppm y 8 ppm.

Los datos en la Tabla 17, ilustran también que los LREE (Y, La, Ce, Pr, Nd) tanto en vena como en roca encajante son los que presentan en una mayor concentración (Y=0,3-32 ppm; La=0,3-29 ppm; Ce=0,9-52 ppm; Pr= 0,11-6,32 ppm; Nd=0,21-22,5 ppm) seguidos de los MREE (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) (Sm=0,08-6 ppm; Eu=0,023-10,5 ppm; Gd= 0,05-7 ppm; Tb=0,037-0,83 ppm; Dy=0,043-4 ppm; Ho=0,034-0,65 ppm); los HREE (Er, Tm y Yb) son los que tienen las concentraciones más bajas (Er=0,03-1,92 ppm; Tm=0,019-0,3 ppm; Yb= 0,043-1,87 ppm).

Al comparar entre las concentraciones de REE en la roca encajante, las calizas del pozo Alfa 3 son las que poseen las mayores concentraciones de REE en ppm (La=29,27; Ce=52,16; Pr=6,32; Nd=22,49; Sm=4,27; Eu=1; Gd=4,63; Tb= 0,62; Dy=3,29; Ho=0,65; Er=1,93; Tm=0,28; Yb=1,86; Y=16,12), mientras que las calizas de pozo Alfa 2 son las que poseen menores concentraciones de REE en ppm (La=5,62; Ce=11,75; Pr=1,41; Nd=5,46; Sm=1,26; Eu=0,29; Gd=1,22; Tb=0,16; Dy=0,87; Ho=0,16; Er=0,42; Tm=0,06; Yb=0,36; Y=3,74). A nivel de venas, se observa que la muestra del pozo Alfa 2 es la que posee la mayor concentración de REE en ppm (La= 2,61; Ce=10,31; Pr=2,30; Nd=16; Sm=6,1; Eu=10,5; Gd=7,06; Tb=0,83; Dy=3,97; Ho=0,64; Er=1,34; Tm=0,12; Yb=0,60; Y=31,36), mientras que la muestra LHR201 es la que presenta menor concentración de REE en ppm (La=0,31; Ce=0,54; Pr=0,06; Nd=0,21; Sm=0,04; Eu=0,02; Gd=0,05; Tb=0,03; Dy= 0,043; Ho=0,034; Er=0,022; Tm=0,02; Yb=0,04; Y=0,29).

4.7.1 NORMALIZACIÓN DE REE

En la normalización de los elementos de REE, se emplearon las concentraciones del condrito C1 (Taylor & McLennan, 1985), los Aracnigramas resultantes son expuestos en la FIGURA 70

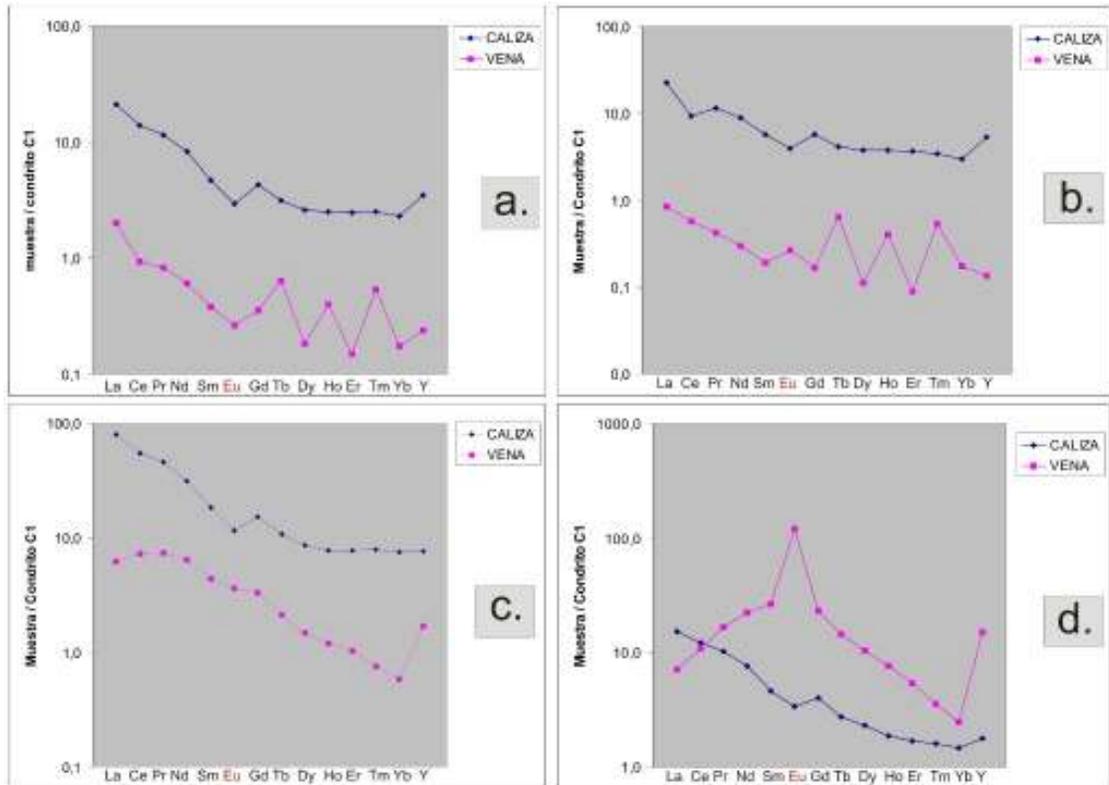


FIGURA 70. Diagramas de normalización de los REE contenidos en las muestras de roca caja y vena con respecto al condrito C1 para a) Alfa 1 6021´3", b) LHR201 (sector Mesa de Los Santos), c) Alfa 3 11503´7", d) Alfa 2 12349´5".

Como se observa en la FIGURA 70 para las muestras de roca encajante (Alfa 1 6021´3", LHR201, Alfa 3 11503´7", Alfa 2 12349´5), el Europio y el Cerio presentan una anomalía negativa al encontrarse por debajo de la tendencia marcada por los REE; para las muestras de vena, en Alfa 1 6021´3" (FIGURA 70a) tanto el Europio como el Cerio exhiben una anomalía negativa, para la muestra LHR201 (FIGURA 70b) el Europio exhibe una anomalía positiva y el Cerio una anomalía negativa; para la muestra Alfa 3 11503´7" (FIGURA 70c) el Cerio exhibe una anomalía positiva y el Europio una negativa, para la muestra Alfa 2 12349´5" (FIGURA 70d) tanto el Cerio como el Europio exhiben una anomalía positiva.

En la TABLA 19, se ilustran los valores normalizados de REE, el fraccionamiento de estos así como las anomalías del Cerio (Ce) y el Europio (Eu) de acuerdo con el condrito C1.

REEN	ALFA 1 6021'3"		LHR201		ALFA 3 11503'7"		ALFA 2 12349'5"	
	CALIZA N	VENA N	CALIZA N	VENA N	CALIZA N	VENA N	CALIZA N	VENA N
<i>La</i>	21,196	1,992	22,755	0,847	79,755	6,196	15,308	7,114
<i>Ce</i>	13,835	0,926	9,418	0,572	54,504	7,203	12,278	10,773
<i>Pr</i>	11,401	0,825	11,394	0,423	46,131	7,401	10,285	16,774
<i>Nd</i>	8,301	0,610	9,003	0,298	31,632	6,390	7,685	22,518
<i>Sm</i>	4,671	0,377	5,658	0,190	18,485	4,368	4,615	26,394
<i>Eu</i>	2,943	0,264	3,954	0,264	11,494	3,655	3,345	120,575
<i>Gd</i>	4,307	0,353	5,748	0,167	15,333	3,317	4,007	23,088
<i>Tb</i>	3,121	0,638	4,138	0,638	10,690	2,121	2,724	14,414
<i>Dy</i>	2,609	0,184	3,774	0,113	8,625	1,470	2,294	10,409
<i>Ho</i>	2,503	0,400	3,760	0,400	7,709	1,199	1,868	7,591
<i>Er</i>	2,478	0,149	3,679	0,088	7,743	1,024	1,679	5,386
<i>Tm</i>	2,500	0,534	3,455	0,534	7,837	0,758	1,601	3,567
<i>Yb</i>	2,306	0,173	3,016	0,173	7,528	0,585	1,472	2,448
<i>Y</i>	3,455	0,237	5,329	0,136	7,676	1,707	1,781	14,933
<i>(La/Yb)_N</i>	9,190	11,488	7,544	4,887	10,594	10,598	10,401	2,907
<i>(La/Sm)_N</i>	4,538	5,289	4,022	4,449	4,315	1,419	3,317	0,270
<i>(Gd/Yb)_N</i>	1,867	2,036	1,906	0,961	2,037	5,673	2,722	9,433
<i>Eu_N / v(Sm_N*Gd_N)</i>	0,656	0,725	0,693	1,484	0,683	0,960	0,778	4,884
<i>Ce_N / v(La_N*Pr_N)</i>	0,890	0,722	0,585	0,954	0,899	1,064	0,979	0,986

TABLA 19. Valores normalizados de REE, fraccionamiento de REE y anomalías del Cerio y Europio con respecto al condrito C1.

Como se observa en la Tabla, el fraccionamiento de los REE $(La/Yb)_N$ a nivel de roca encajante es mayor en la muestra Alfa 3 11503'7" $(La/Yb)_N=10,594$ y menor en la muestra LHR201 $(La/Yb)_N=7,544$; en los LREE $(La/Sm)_N$, se observa que el fraccionamiento es mayor en la muestra Alfa 1 6021'3" $(La/Sm)_N=4,538$ y menor en la muestra Alfa 2 12349'5" $(La/Sm)_N=3,317$. A nivel de HREE $(Gd/Yb)_N$, la muestra Alfa 2 12349'5" es la que presenta un mayor fraccionamiento $(Gd/Yb)_N=2,722$ y la muestra Alfa 1 6021'3" es la que presenta menor fraccionamiento $(Gd/Yb)_N=1,867$.

A nivel de venas el fraccionamiento de los REE $(La/Yb)_N$ es mayor en la muestra Alfa 1 6021'3" $(La/Yb)_N=11,488$ y menor en la muestra Alfa 2 12349'5" $(La/Yb)_N=2,907$; en los LREE el fraccionamiento es mayor en la muestra Alfa 1

6021'3" $(La/Sm)_N=5,289$ y menor en la muestra Alfa 2 12349'5" $(La/Sm)_N=0,270$. En los HREE, el fraccionamiento es mayor en la muestra Alfa 2 12349'5" $(Gd/Yb)_N=9,433$ y la muestra LHR201 es la que exhibe un menor fraccionamiento $(Gd/Yb)_N=0,961$.

Para las anomalías del Europio $(Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)})$ a nivel de roca encajante todas las muestras exhiben valores negativos (<1) mientras que a nivel de vena las muestras Alfa 1 6021'3" $(Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)})=0,725$ y Alfa 3 11503'7" $(Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)})=0,960$ tienen una anomalía negativa para el Europio. Las muestras Alfa 12349'5" y del sector de La Mesa de Los Santos (LHR201) exhiben una anomalía positiva $(Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)})=4,884$ y $(Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)})=1,484$ respectivamente.

Para las anomalías del Cerio $(Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)})$ a nivel de roca encajante todas las muestras exhiben una anomalía negativa (<1) mientras que a nivel de vena las muestras Alfa 1 6021'3", LHR201, Alfa 2 12349'5" exhiben valores negativos $(Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)})=0,722$; $(Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)})=0,954$; $(Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)})=0,986$ respectivamente, y la muestra Alfa 3 11503'7" exhibe una anomalía positiva $(Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)})=1,064$.

4.8 CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS DATABLES

En la TABLA 20 se ilustra la concentración (en ppm) de los elementos datables Plomo (Pb), Rubidio (Rb), Estroncio (Sr), Potasio (K), Uranio (U), Renio (Re), Torio (T) y Escandio (Sc) en roca encajante y en vena.

	ALFA 1 6021'3"		LHR2-01		ALFA 3 11503'7"		ALFA 2 12349'5"	
	CALIZA	VENA	CALIZA	VENA	CALIZA	VENA	CALIZA	VENA
Pb	1,5320	1,1750	1,0790	0,5430	26,5800	0,8500	4,8170	0,7940
Rb	7,4860	1,6620	2,5680	1,1460	152,7000	0,9750	5,3600	1,5860
Sr	412,5000	218,3000	611,3000	1023,0000	279,3000	361,6000	602,3000	9322,0000
K	2201,0000	579,8000	669,6000	534,8000	35200,0000	471,1000	1825,0000	844,3000
U	4,5090	0,0440	7,4260	22,7800	1,9200	0,1050	4,7760	0,0340
Re	<0,029	<0,029	<0,029	<0,029	<0,029	<0,029	<0,029	<0,029
Th	1,4820	0,0750	0,8150	0,1460	7,9420	0,1450	1,0610	0,1440
Sc	18,3800	9,6570	12,3000	8,6900	14,3000	5,2100	10,0700	5,8540

TABLA 20. Concentración de elementos datables en muestra de vena y roca caja pertenecientes a los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 y al sector de La Mesa de Los Santos.

Para efectos de la presente investigación solo serán consideradas las concentraciones de estos elementos en las venas. Como se observa en la Tabla los elementos que se presentan en mayor cantidad son el Estroncio (Alfa 1 = 218 ppm, LHR201 = 1023 ppm, Alfa 3 = 362 ppm, Alfa 2 = 9322 ppm), el Potasio (Alfa 1 = 580 ppm, LHR201 = 535 ppm, Alfa 3 = 471 ppm, Alfa 2 = 844 ppm) y el Escandio (Alfa 1=10 ppm, LHR201 = 9 ppm, Alfa 3 = 5 ppm, Alfa 2 = 6 ppm), los demás elementos presentan concentraciones menores a 2 ppm siendo el Renio el más escaso (concentraciones menores a 0,029 ppm en todas las muestras de vena).

Al comparar entre las concentraciones encontradas en las diferentes pozos, se observa que la muestra Alfa 2 12349'5" posee las mayores concentraciones de Estroncio y Potasio (9322 ppm y 844 ppm respectivamente) y el pozo Alfa 1 1 6021'3" posee las mayores concentraciones de Escandio (18 ppm); la muestra Alfa 3 11503'7" posee las menores concentraciones de Estroncio, Potasio y Escandio (372, 471 y 5 ppm respectivamente).

5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

5.1 CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS DE LAS VENAS

El espesor de la Formación Rosablanca de acuerdo con el estudio de Julivert (1961) es de aproximadamente 984,3 pies (300 m) en el sector de La Mesa de Los Santos; a nivel del Valle Medio del Magdalena, no fue posible determinar el espesor para el pozo Alfa 1, en el pozo Alfa 2, la unidad tiene un espesor de 438,7 pies ($\approx 133,72$ m) y en el pozo Alfa 3 un espesor de 298,6 pies ($\approx 91,01$ m).

Los núcleos de rocas sedimentarias de esta unidad estratigráfica, con presencia importante de vetillas reconocibles a escala macroscópica, solo se reconocieron en los intervalos 5880-6080 pies (1792,2 – 1853,2 metros), 12300- 12380 pies (3749 - 3773,4 metros) y 11450-11650 pies (3490 - 3550,9 metros), para los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3 respectivamente (ver FIGURA 71), y a nivel de superficie para el sector de la Mesa de Los Santos (del cual no fue posible reconocer el intervalo en que se localizaron las vetillas). Tanto la litología (a nivel de muestras de núcleos) presente por arriba y por debajo de estos intervalos, no presentaban vetillas reconocibles a escala macroscópica.

En los intervalos muestreados de los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 así como del sector de La Mesa de Los Santos, la roca encajante está compuesta, según clasificación de Dunham (1962), por Wackestones y Mudstones Calcáreos (pozo Alfa 1); Packstones, Grainstones y Mudstones calcáreos (pozo Alfa 2), y Packstones y Mudstones calcáreos (pozo Alfa 3). Las vetillas observadas tienen un espesor comprendido entre 1 mm y 3 cm, y suelen disponerse de manera tanto paralela, como discordante, respecto a la estratificación (ver FIGURA 71). Composicionalmente, estas vetillas están formadas por cristales de carbonatos, con dimensiones que oscilan entre unas décimas de milímetro hasta 2 mm de diámetro, de colores blancos-amarillentos, asociados en agregados granulares y fibrosos, de formas tipo regular, elongada y acicular.

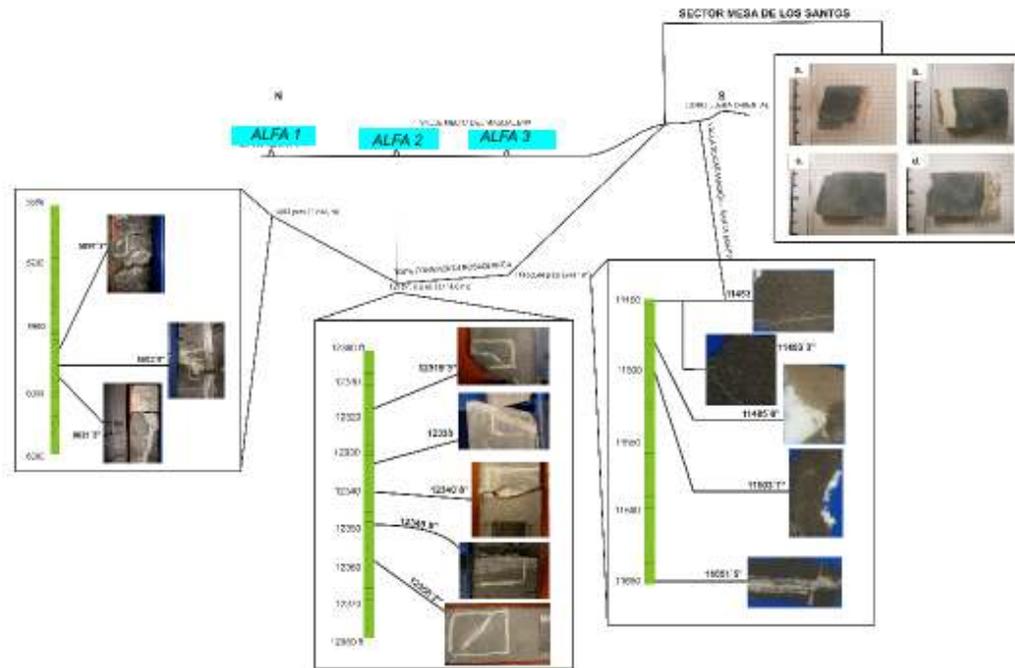


FIGURA 71. Esquema regional en sentido N-S en el cual se ilustran los intervalos de los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3, así como del sector de la Mesa de Los Santos (superficie) que exhiben un importante desarrollo de venas.

5.2 PETROGRAFÍA

5.2.1 PROCESOS PREVIOS A LA FORMACIÓN, APERTURA Y RELLENO DE LAS FRACTURAS

Los análisis de petrografía y catodoluminiscencia, indican que la roca caja sufrió varios cambios diagenéticos, los cuales fueron identificados como eventos 1, 2, 3 (FIGURAS 54a, 54b, 57b, 60b); estos eventos fueron asociados fundamentalmente a los siguientes cambios (FIGURA 72):

- Crecimiento de dolomita en la matriz y en los aloquímicos (FIGURAS 72a, b, c)
- Crecimiento de calcita, en la cual está fundamentalmente va reemplazando a la micrita en la matriz (FIGURA 72c)

- Formación de estilolitos (FIGURA 72a)

Estos cambios estarían indicando en la Formación Rosablanca según Naranjo *et al.*, 2009 diferentes eventos de precipitación y disolución que modificaron la calidad de la roca como reservorio (TABLA 21). Inicialmente después de la depositación ocurrieron fenómenos de micritización y leve compactación que permitieron la litificación de los sedimentos así como la reacomodación de las partículas originando contactos de tipo puntuales a longitudinales, posteriormente ocurrió la recristalización en forma selectiva de la matriz por cristales de dolomita de formas euhedrales. Otro evento diagenético importante fue la formación de pirita euhedral a subhedral que reemplazó parcialmente a la matriz, posiblemente debido a la modificación de la materia orgánica por reducción bacteriana.

Posteriormente en condiciones geoquímicas ligeramente fluctuantes ocurrió la disolución parcial de las calizas y simultáneamente precipitación de bandas intercaladas de dolomita y calcita moderadamente ferrosa. Posteriormente los fenómenos de deformación, originaron las fracturas.

5.2.2 RASGOS TEXTURALES DE LAS VENAS

Tres principales rasgos texturales del material de relleno de las venas en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3 a nivel del Valle Medio del Magdalena, así como en el sector de La Mesa de Los Santos en el flanco oeste de la Cordillera Oriental, fueron reconocidos mediante estudios petrográficos. Estos fueron denominados como: agregados granulares, agregados granulares elongados y agregados fibrosos. A continuación, se hace una breve referencia de estos aspectos mineralógico-texturales.

5.2.2.1 Agregados Granulares

Formados fundamentalmente por calcita, y puntualmente barita, celestina, pirita y cuarzo tal como se logró precisar mediante exploraciones al SEM. La calcita que forma esta asociación aparece como individuos subhedrales a anhedrales, de tamaño entre 0,1 – 2 mm, incoloros, con grado bajo - medio de relieve, con maclas lamelares y colores de interferencia blancos de tercer orden; en los individuos de mayor tamaño aparecen fragmentos angulares de la roca encajante.

5.2.2.2 Agregados granulares elongados

Formados fundamentalmente por calcita, la cual aparece como individuos euhedrales de hábito tabular, tamaño que oscila entre 0,2 – 1mm, incoloros, de grado bajo-medio de relieve, con colores de interferencia blancos de tercer orden; los individuos que componen esta familia se presentan orientados en forma perpendicular con respecto a la pared de la roca encajante y paralelos entre sí.

5.2.2.3 Agregados fibrosos

Compuestos por dolomita en el pozo Alfa 3, según los análisis puntuales de SEM y por calcita en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y en el sector de La Mesa de Los Santos. Los cristales que conforman esta familia aparecen como fibras cuyo tamaño oscila entre 0,1 a 1,5 mm, orientados en forma perpendicular a la pared de la roca encajante, para el caso del pozo Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos, y

formando un ángulo mayor a 70° con respecto a la pared de la roca caja, para el caso de los pozos Alfa 1 y Alfa 3.

5.2.3 SECUENCIA TEMPORAL DE LOS EVENTOS DE APERTURA Y RELLENO DE LAS FRACTURAS

La relación observada entre los diferentes tipos texturales de relleno, permite concluir que en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y en el sector de La Mesa de Los Santos, los agregados granulares debieron formarse con anterioridad a los agregados granulares elongados y éstos a su vez ser anteriores a los agregados fibrosos (FIGURA 73). Sin embargo, en el pozo Alfa 3 se observan algunos agregados granulares, cortando agregados granulares elongados y fibrosos. No se ha podido establecer la existencia de otro pulso generador de agregados granulares diferente al evento tardío reconocido en el pozo Alfa 3, así mismo la petrografía nos indica que en este pozo los agregados fibrosos y granulares elongados se formaron con anterioridad a los agregados granulares (FIGURA 74).

Tomando como referencia la clasificación de venas o vetillas, propuesta por Dunne y Hancock (1994); en donde se diferencian aquellas venas o vetillas de relleno (formadas por relleno de un espacio abierto) y las de reemplazamiento (aquellas que presentan minerales que proceden del reemplazamiento de la roca caja); se concluye que las vetillas estudiadas son de relleno y no de reemplazamiento. En este mismo sentido, es importante resaltar que desde el punto de vista de la textura del relleno, los agregados granulares se interpretan como generados en ambientes de apertura rápida de las fracturas, siendo ésta mayor que el relleno de la misma. Por otro lado, los agregados granulares elongados y fibrosos, se interpretan como producidos por apertura lenta y/o producción muy lenta del material del relleno, tal como ha sido propuesto por Mišik (1971) y Dunne y Hancock (1994), entre otros. Asimismo, apoyados en datos experimentales obtenidos por Wilson (1994), es posible concluir que los agregados granulares debieron haber nucleado en un ambiente de deformación nula o despreciable, es decir, debieron formarse mediante un crecimiento estático

o tipo *free-face*, mientras que los agregados granulares elongados y fibrosos, debieron nuclear en ambientes con presencia de esfuerzos, lo cual genera un crecimiento tipo *contact growth*.

Finalmente, según Cox (2005, 2010), los rellenos de vetillas tipo agregados granulares, se relacionan con fracturas puramente extensionales, las cuales se forman en el plano σ_1 - σ_2 (σ_1 - $\sigma_3 < 4T$), mientras que los rellenos de fracturas tipo granular elongados y fibroso, se relacionan con fracturas tipo híbridas de extensión-cizallamiento, en las cuales el ángulo formado por el eje de esfuerzo σ_1 con el plano de la fractura de extensión, suele ser de $0^\circ < \alpha < 25^\circ$ ($4 < \sigma_1$ - $\sigma_3 < 5.7T$).

Apoyados en las observaciones y consideraciones anteriormente mencionadas, es posible sugerir, que los agregados granulares debieron formarse en un ambiente de extensión generalizada de la cuenca (posiblemente, relacionada con su etapa de subsidencia), mientras que los agregados elongados y fibrosos, debieron haberse formado en un ambiente compresivo de la cuenca, posiblemente asociados a la inversión de ésta. En este mismo sentido, es importante igualmente resaltar, considerando que en el pozo Alfa 3 existen agregados granulares cortando los agregados granulares elongados y fibrosos, que en ese sector concreto debió existir un evento extensivo importante tardío (más tardío que el evento de deformación asociado a la generación de los agregados fibrosos), el cual debió generar mejores condiciones para el flujo de fluidos en ese sector (vía fracturas), en una etapa muy reciente de la evolución de la cuenca. Esto mismo, nos conduce a pensar que al interior de la cuenca, existe una compartimentación (bloques tectónicos) que condicionó los efectos de la historia deformativa de la cuenca, tal como se concluye de la diferencia, en temporalidad relativa, en la secuencia de formación de los diferentes rasgos texturales del relleno, en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos, en comparación con lo observado en el pozo Alfa 3.

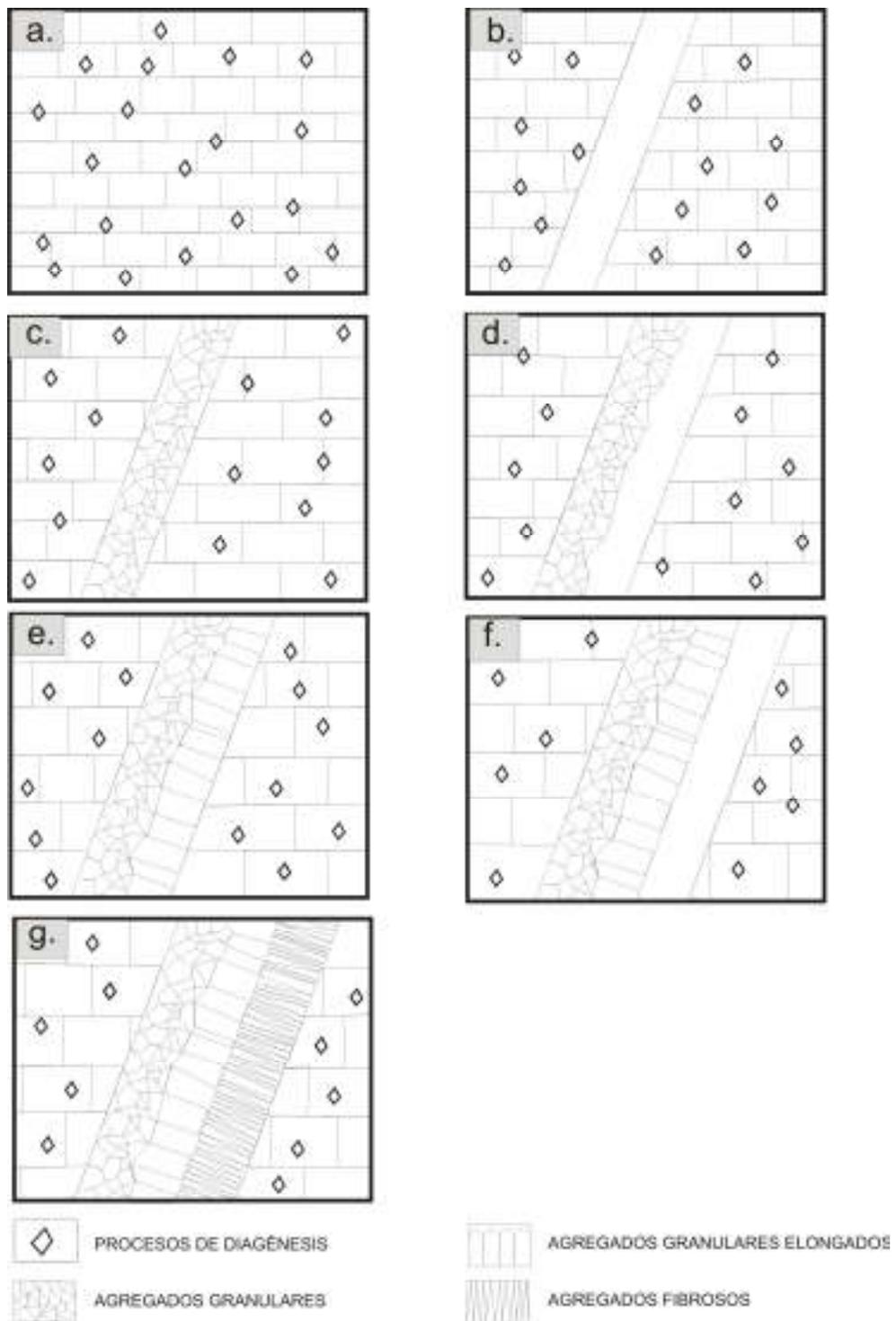


FIGURA 73. Secuencia de los eventos de apertura y relleno de las venas en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de la Mesa de Los Santos (en sentido de a hacia g): a) eventos de diagénesis previos al fracturamiento, b, c) apertura y formación de los agregados granulares, d, e) apertura y formación de los agregados granulares elongados, f, g) apertura y formación de los agregados fibrosos.

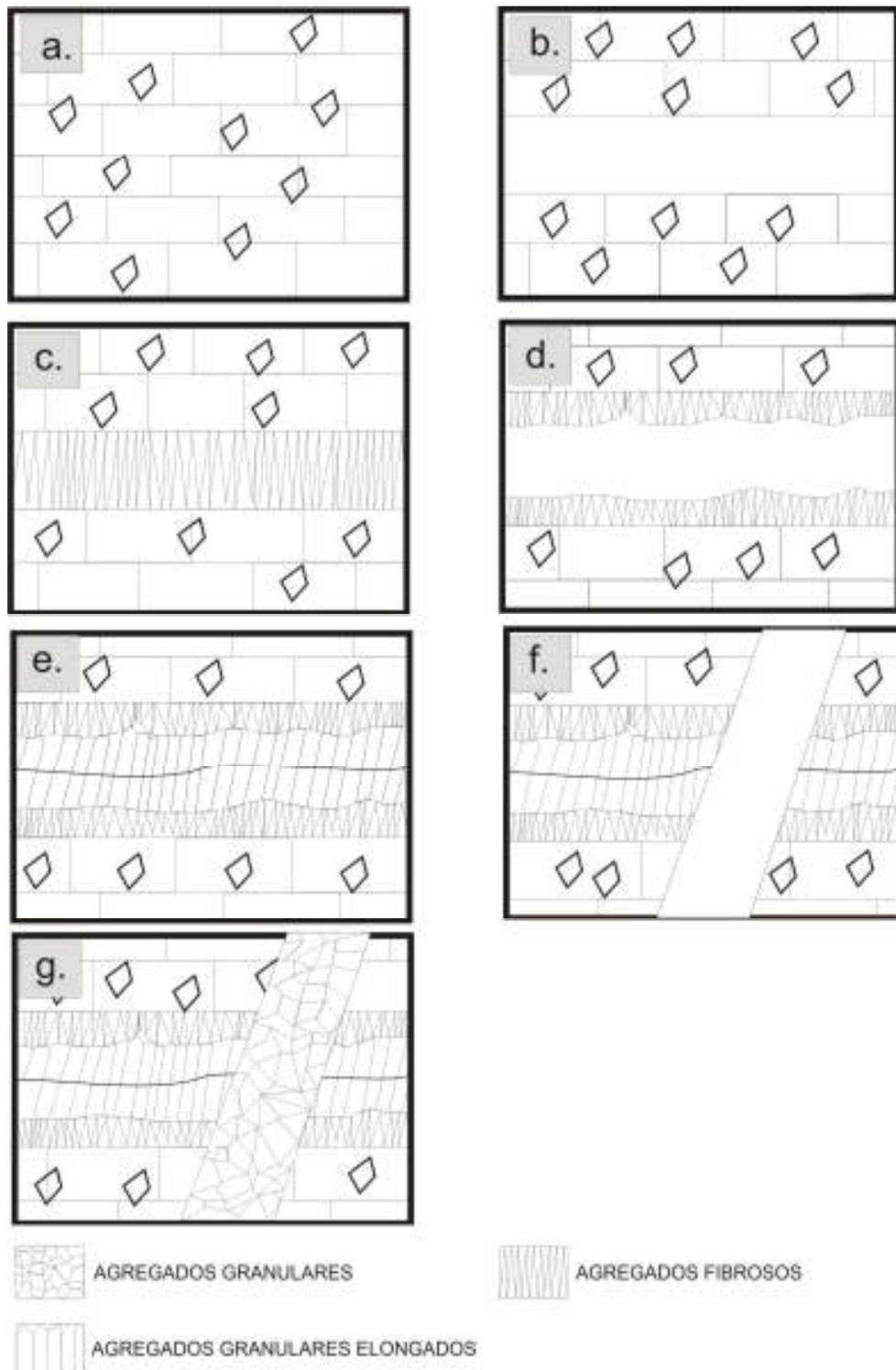


FIGURA 74. Secuencia de los eventos de apertura y relleno de las venas en el pozo Alfa 3 (en sentido de a hacia g): a) eventos de diagénesis previos al fracturamiento, b, c) apertura y formación de los agregados fibrosos, b) d, e) apertura y formación de los agregados granulares elongados, f, g) apertura y formación de los agregados granulares.

5.3 INCLUSIONES FLUIDAS

Las IF objeto del presente estudio, se observaron mejor en las calcitas de los agregados granulares, y por tal razón, fue en estos donde se realizaron los análisis petrográficos y las mediciones microtermométricas. Tanto en los agregados granulares elongados, como fibrosos, debido al casi generalizado diminuto tamaño de las IF, la captura de datos confiables no fue exitosa.

En términos generales, en las calcitas de los agregados granulares de los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 y del sector de la Mesa de Los Santos, luego del análisis de un gran número de asociaciones de Inclusiones Fluidas (AIF), y para fines de facilitar su estudio, se decidió clasificar todas las AIF observadas en dos grandes grupos, utilizando como criterio exclusivamente las fases presentes. Un grupo de IF compuestas por dos fases, Líquido-Vapor (L+V), y otro grupo compuesto por IF de una sola fase, Líquida (L). Posteriormente, el primer grupo de IF (L+V), se dividió en tres familias (FIF 1, FIF 2 y FIF 3), mientras que para el segundo grupo de IF, solo se reconoció una sola familia de IF (FIF 4). La FIF-1(AIF 17 y 18), generalmente corresponde a IF compuestas de L+V, en donde el vapor puede llegar a ocupar entre un 15 a un 20% del total del volumen de las IF. El carácter temporal de estas IF, permitió definir las como primarias. La FIF 2 (AIF 19), corresponde a IF compuestas de L+V, en donde el vapor ocupa entre el 10 al 20% del total del volumen de las IF. Su carácter temporal, permitió definir las como secundarias. La FIF 3 (AIF 6, 11,12, 20, 21, 25, 26), también corresponden a IF (L+V), en las cuales el vapor puede llegar a ocupar menos del 10% del volumen total de la IF. El carácter temporal de esta FIF 3, permite subdividir esta familia de IF en primarias (pozo Alfa 3) y secundarias (pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos).La FIF 4 (AIF 13, 22, 27) corresponde a IF monofásicas, compuestas por una fase líquida acuosa; su carácter temporal, permitió definir las como primarias (pozo Alfa 3) y secundarias (pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos).

Por otro lado, en las mismas calcitas constituyentes de los agregados granulares, se identificaron unas morfologías irregulares de color negro, que finalmente fueron

interpretadas como antiguas IF que debieron haber sufrido decrepitación por procesos naturales, lo mismo que IF afectadas por procesos de fuga (*leakage*)

Antes de abordar la discusión sobre los resultados de microtermometría y los pulsos de hidrocarburos encontrados en el área de estudio, es necesario considerar de acuerdo a Munz (2001), que el petróleo siempre coexiste con una fase fluida acuosa en una cuenca sedimentaria. Aun en reservorios con una alta saturación de petróleos, el agua de formación no puede ser completamente desplazada.

A nivel general, la solubilidad del agua en el petróleo es ignorada por dos argumentos (Munz, *et al.*, 1999b):

- La solubilidad del agua en petróleo es muy pequeña.
- Las propiedades del agua podrían ser significativamente diferentes de los compuestos más polares del petróleo.

La solubilidad de compuestos de petróleo en agua es también baja, pero a diferencia del agua esta no puede ser ignorada (Munz, 2001). Una alta solubilidad es encontrada para el metano y los aromáticos ligeros. Las propiedades del metano son significativamente diferentes a las del agua. El metano disuelto en el agua puede entonces, cambiar las propiedades PVT del fluido acuoso (Hanor, 1980), y necesita ser considerado en la estimación de las condiciones de temperatura y presión de atrape.

Las condiciones de presión y temperatura de atrape para dos fases fluidas coexistentes, sin solubilidad mutua puede ser estimado mediante el principio de intersección de isocoras (Roedder & Bodnar, 1980). Para dos fluidos con una solubilidad mutua, sin embargo, el criterio de inmiscibilidad es igual a la temperatura de homogenización, donde los fluidos de baja densidad homogenizan a la fase vapor, y los fluidos de alta densidad a la fase líquida (Roedder, 1984). Idealmente, las IF acuosas y de hidrocarburos deberán entonces mostrar la misma

temperatura de homogenización. Numerosos ejemplos muestran que las IF de hidrocarburos típicamente homogenizan a menores temperaturas que las IF acuosas coexistentes (Nedkvitne *et al.*, 1993; Munz *et al.*, 1998, 1999a). La razón para esto es que la solubilidad mutua es tan pequeña para ser observada por microtermometría. La homogenización analizada de las inclusiones acuosas representa la homogenización final. Las transiciones de fase (por ejemplo, homogenización parcial, fusión de clatratos) relacionadas con el metano disuelto podrían tomar lugar a bajas temperaturas, pero son normalmente difíciles de observar (Munz, 2001). La homogenización de las IF de petróleo, sin embargo representa solo una homogenización parcial. La homogenización final podría haber sido la disolución de la fase acuosa en la entonces única fase de petróleo. Sin embargo, debido a las cantidades extremadamente pequeñas de agua, esta transición de fase no ha sido reportada. Observaciones de un fluido acuoso dentro de una inclusión de petróleo generalmente es relacionada a un atrapamiento heterogéneo (Munz, 2001). La temperatura final de homogenización, por lo tanto, no tiene alguna relevancia y no se puede en muchos casos, ser medida sin decrepitación. La inmiscibilidad es por lo tanto difícil de mostrar a partir de la microtermometría, y el reconocimiento de IF acuosas y de hidrocarburos en equilibrio y coexistentes, debe basarse solo en criterios texturales. Si el criterio textural indica un atrapamiento contemporáneo de IF acuosas y de hidrocarburos, una saturación en metano de las inclusiones acuosas puede ser asumido, y la temperatura de homogenización de las IF acuosas representan la temperatura de atrape de ambos tipos de IF (Nedkvitne *et al.*, 1993).

Teniendo en cuenta lo anteriormente planteado, así como los datos de petrografía y microtermometría de IF, se puede afirmar que en la formación Rosablanca, se presentaron dos pulsos de migración de hidrocarburos, compuestos por hidrocarburos asociados a fluidos-acuoso salinos. A continuación se describen estos pulsos:

5.3.1 PRIMER PULSO DE MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS

Sus evidencias solo se preservaron en el pozo Alfa 1, tal como lo indica la presencia de IF de tipo primario pertenecientes a la FIF 1, este evento fue simultáneo con la apertura y formación de los agregados granulares de calcita en este pozo. Los datos de petrografía de las IF obtenidos en el pozo Alfa 1, sugieren que durante este evento migraron paleofluidos compuestos por una mezcla de fluidos acuoso-salinos e hidrocarburos de color amarillo claro y tipo pesado con una gravedad API de 35 (Goldstein y Reynolds, 1994) de acuerdo a los tonos verdes observados en las IF de hidrocarburos de la FIF 1 (FIGURA 66a); los datos de microtermometría obtenidos de IF acuosas y de hidrocarburos pertenecientes a las AIF 17 y 18 (que pertenecen a la FIF), sugieren que estos paleofluidos pertenecían al sistema químico $H_2O-NaCl-CaCl_2$ además de hidrocarburos, tenían una salinidad comprendida entre 3,23 - 9,98 % wt NaCl, y migraron a temperaturas mínimas entre 60 - 85 °C (FIGURA 75a); aunque es probable que hayan migrado a temperaturas mayores, debido a que no se midieron IF acuosas debido a que muchas de ellas están afectadas por fenómenos de leakage y decrepitación.

Así mismo los datos de REE obtenidos a partir de los agregados granulares en el pozo Alfa 1 indican que estos se formaron a partir de paleofluidos provenientes de la misma roca encajante (Formación Rosablanca); esto implica que esta unidad en algún momento de su historia geológica, debido al enterramiento causado por la carga sedimentaria suprayacente generó y expulso hidrocarburos de tipo relativamente pesado los cuales fueron acompañados de fluidos acuoso-salinos; en conjunto estos paleofluidos migraron a través de las fracturas y de la porosidad primaria (Naranjo et al., 2009); lo cual significa que durante este evento la Formación Rosablanca se comportó como un reservorio naturalmente fracturado y como un reservorio de porosidad mixta en las facies granosoportadas.

5.3.2 SEGUNDO PULSO DE MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS

Sus evidencias se preservaron en los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 y en el sector de la Mesa de Los Santos tal como lo indican la presencia de las IF pertenecientes a las FIF 2, 3 y 4. En los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos este evento fue posterior a la formación de los agregados granulares, granulares elongados y fibrosos (las FIF 3 y 4 son secundarias en los agregados granulares de los pozos anteriormente mencionados así como en el sector de la Mesa de Los Santos); mientras que en el pozo Alfa 3 este evento fue simultáneo con la formación de los agregados granulares (los datos de petrografía muestran que la formación de estos fue el evento más tardío: en estos agregados granulares las IF de las FIF 3 y 4 para el pozo Alfa 3 son de tipo primario), y posterior a la formación de los agregados fibrosos y agregados granulares elongados. Los datos obtenidos a partir de la petrografía de IF indican una participación de paleofluidos compuestos por una mezcla de fluidos acuosos e hidrocarburos incoloros y ligeros con una gravedad API de 40 - 50 (Goldstein y Reynolds, 1994) de acuerdo a los colores azules y blancos que exhiben las IF de hidrocarburos bajo luz UV (FIGURAS 66b, 66c, 67b, 68b, 68d). Los datos de microtermometría efectuados en IF pertenecientes a las AIF 6, 11, 12, 20, 21, 25 y 26 sugieren un sistema químico $H_2O-NaCl-CaCl_2$ además de hidrocarburo, una salinidad entre 0,35 - 17,34 %wt NaCl y unas temperaturas de migración comprendidas entre 55 - 145 °C para el pozo Alfa 1 (FIGURA 75b), 60 - 158 °C para el pozo Alfa 2 (FIGURA 75c), 55 - 140 °C para el pozo Alfa 3 (FIGURA 75d), y 100 - 215 °C en el sector de La Mesa de Los Santos (FIGURA 75e).

Las temperaturas de homogenización obtenidas para este evento en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y Alfa 3, coinciden en lo fundamental con las temperaturas de homogenización de IF de fluorescencia azul reportadas por Naranjo *et al.*, (2009) las cuales se ubicaron en el intervalo 85 - 140 °C; así mismo Naranjo *et al.*, (2009) reporta que a nivel del Valle Medio del Magdalena, estos hidrocarburos de fluorescencia azul y livianos, migraron a temperaturas mínimas entre los 80-120 °C.

De acuerdo con los datos de REE obtenidos partir de los agregados granulares del pozo Alfa 3, se puede establecer que los paleofluidos involucrados con la formación de los agregados granulares en ese pozo, provinieron de una fuente diferente a la roca caja; al ser las IF de tipo primario de las FIF 2 y 3 del pozo Alfa 3 cogenéticas con las IF de tipo secundario de las FIF 2 y 3 de los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos, significaría que los paleofluidos compuestos por fluidos acuoso-salinos e hidrocarburos que participaron en este evento, provinieron de una fuente diferente a la Formación Rosablanca, y las fracturas fueron las vías de migración de tales paleofluidos. En este sentido, esta unidad se comportó como un reservorio naturalmente fracturado.

Además los datos de petrografía (inclusiones fluidas acuosas y de hidrocarburos cogenéticas) integrados con los de microtermometría (variabilidad en las temperaturas de homogenización) nos permiten establecer que los paleofluidos involucrados en los dos eventos anteriormente mencionados de carga de hidrocarburos, se movieron a través de la Formación Rosablanca en estado heterogéneo, es decir durante el primer evento a lo largo de poros y fracturas, y durante el segundo evento a lo largo de las fracturas se movió un sistema compuesto por una mezcla inmiscible de fluidos acuoso-salinos e hidrocarburos. Otro aspecto a tener en cuenta, es la diferencia termal entre el sector de la Mesa de Los Santos (en donde los fluidos tiene temperaturas mayores a 200 °C) y el Valle Medio del Magdalena en donde las temperaturas no superan los 160 °C, la ausencia de hidrocarburos en el sector de La Mesa de Los Santos y las mayores temperaturas de los paleofluidos durante el segundo evento, puede explicarse como el resultados de mezclas con paleofluidos calientes que provinieron de la parte más profunda de la cuenca y se encontraban a mayor temperatura, los cuales al ascender se mezclaron con los paleofluidos del se segundo evento en el sector de la mesa de Los Santos y destruyeron cualquier evidencia de hidrocarburo asociado con estos.

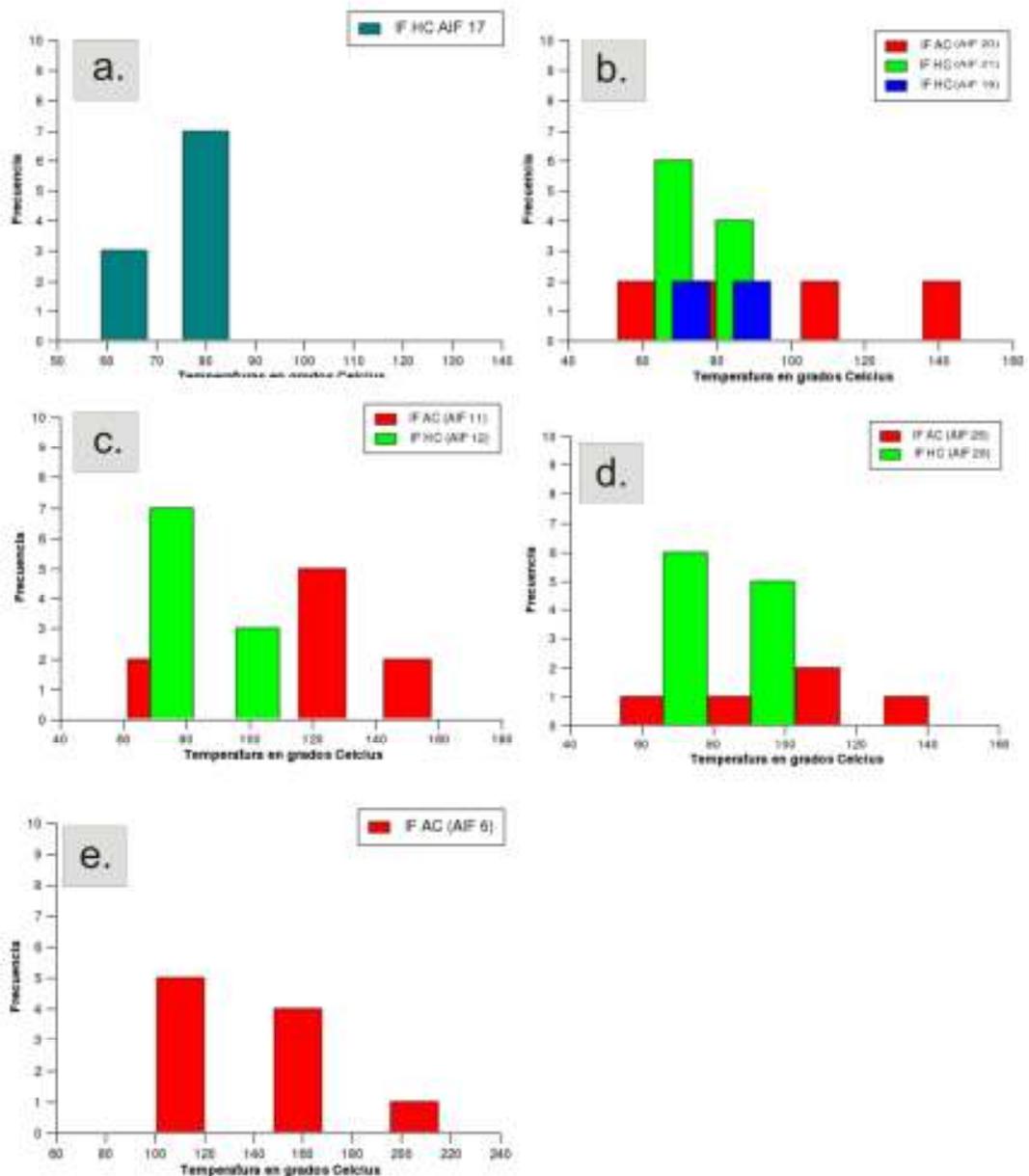


FIGURA 75. Histogramas de las temperaturas de homogenización (en grados Celcius) de: a y b) pozo Alfa 1 (AIF 17: IF primarias, AIF 19, 20, 21: IF secundarias), c) pozo Alfa 2 (AIF 11, 12: IF secundarias), d) pozo Alfa 3 (AIF 25, 26: IF secundarias), e) sector Mesa de Los Santos (AIF 6: IF secundarias). Convenciones: IF AC = IF acuosas, IF HC = IF de hidrocarburos.

La presencia de IF afectadas por procesos de leakage y decrepitación en los agregados granulares, así como en los agregados granulares y fibrosos, puede estar indicando dos cosas: primero la existencia de antiguos pulsos de paleofluidos, los cuales fueron responsables de la formación de los agregados

granulares elongados y luego de los agregados fibrosos en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos; y de los agregado fibrosos primero y luego de los agregados granulares elongados en el pozo Alfa 3, durante una etapa temprana de la evolución de la cuenca. Segundo, una evolución en la trayectoria P-T, en la cual la Formación Rosablanca fue enterrada profundamente debido a carga sedimentaria suprayacente, alcanzando cada vez mayores temperaturas; este aumento progresivo de P y T origino la destrucción total o parcial de muchas IF cuyo fluidos escaparon a través de los planos de exfoliación de las calcitas o dolomitas.

5.3.3 CONDICIONES DE DENSIDAD Y PRESIÓN HIDROSTÁTICA DE ATRAPE

A partir de los datos expuestos en la TABLA 17 mediante el empleo de los programas BULK e ISOC (Bakker, 2003), se puede establecer lo siguiente: primero, durante el segundo evento de migración de paleofluidos en la Formación Rosablanca, los fluidos acuosos y los de hidrocarburos migraron a través de las fracturas en estado líquido, esto es corroborado por la densidad (>1) determinada para las IF de tipo acuoso a partir del programa BULK, así como la homogenización a estado líquido tanto de las IF acuosas y las IF de hidrocarburos pertenecientes a la FIF 3 (AIF 6, 11,12, 19, 20, 21, 25, 26), durante los ensayos de microtermometría; segundo la cercanía entre los valores calculados de las presiones mínimas de atrape, nos pueden indicar que la Formación Rosablanca se encontraba aproximadamente al mismo nivel en los tres pozos de perforación al momento de producirse el segundo pulso de migración de paleofluidos.

Para enlazar la historia de carga de hidrocarburos en la Formación Rosablanca, con las curvas de enterramiento de la Formación Rosablanca, se empleará el criterio de las temperaturas de homogenización de las IF de hidrocarburos para el primer pulso, debido a que para este pulso la unidad generó y expulso hidrocarburos, por lo tanto, la temperatura alcanzada por la roca caja será igual a la del paleofluido (liquidos acuoso salinos + hidrocarburos).

Para el segundo pulso de hidrocarburos se empleará el parámetro de las presiones máximas de atrape con su equivalente profundidad de atrape (se tomarán como referencia los pozos Alfa 2 y Alfa 3) esto debido a que el segundo pulso provino de una fuente diferente a la Formación Rosablanca, lo que implico que la temperatura del paleofluido pudo o no ser diferente a la de la roca encajante, los resultados son mostrados en la FIGURAS 76 y 77.

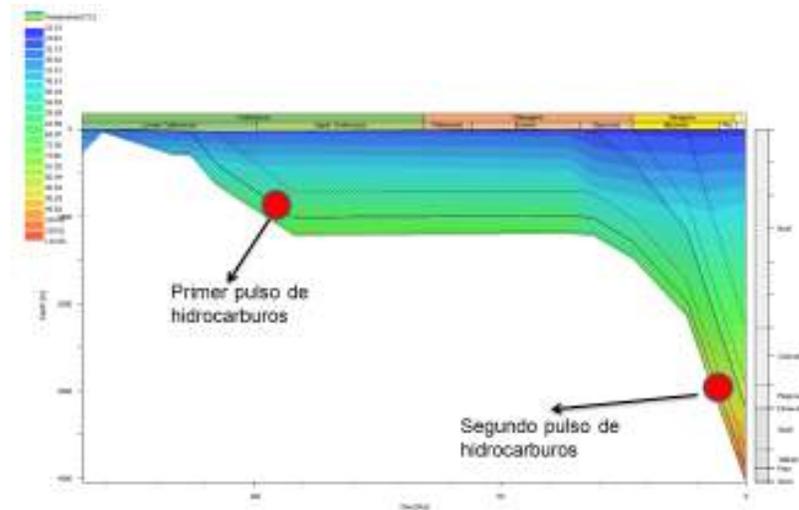


FIGURA 76. Curva de enterramiento del pozo Alfa 2 en la cual se exponen las edades estimadas para el primer y segundo eventos de paleofluidos.

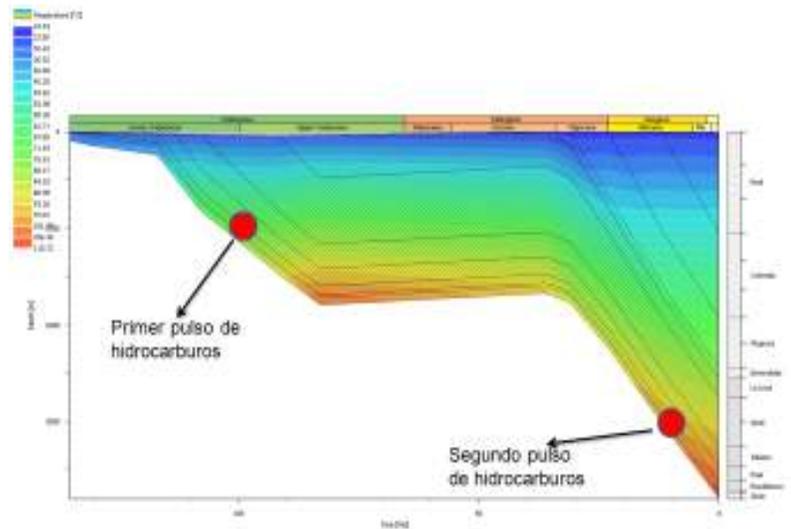


FIGURA 77. Curva de enterramiento del pozo Alfa 3 en la cual se exponen las edades estimadas para el primer y segundo eventos de paleofluidos.

De acuerdo con las figuras anteriores, el primer pulso de paleofluidos o evento de carga de hidrocarburos tuvo lugar durante el límite Cretáceo Inferior y Cretáceo Superior aproximadamente hace 100 m.a y tal como se había mencionado anteriormente, este fue consecuencia de la madurez termal de la Formación Rosablanca, como se observa este tuvo lugar cuando la Formación Rosablanca se encontraba enterrada alrededor de 1 km de profundidad. De acuerdo a los datos de la TABLA 17 la presión litostática de atrape ejercida por los paleofluidos que migraron a través de la Formación Rosablanca durante el segundo evento de carga de hidrocarburos fue mayor a 298 bares, significando que durante este evento la unidad se encontraba enterrada a una profundidad de al menos 3 km que las FIGURAS 76 y 77 corresponden al Mioceno (alrededor de 10 m.a).

Hay que tener en cuenta que para precisar mejor las edades de los eventos de carga de hidrocarburo en la Formación Rosablanca es aconsejable acompañar estos modelos de migración de hidrocarburos basados en datos de IF con análisis geocronológicos y con curvas de enterramiento refinadas lo cual dará un mayor peso a las interpretaciones obtenidas.

5.4 ANÁLISIS DE REE

El análisis de la información señalada en los arcnigramas; valores de fraccionamiento de REE y de anomalías de Ce y Eu, permite sugerir lo siguiente:

- Existen diferencias geoquímicas significativas de los REE en las calizas y los materiales de relleno de vetillas, especialmente en los pozos Alfa 2 y Alfa 3, en el cual los valores de HREE aumentan significativamente en los materiales de relleno de vetillas, en comparación con la roca encajante; y las anomalías del Europio y Cerio, se ven claramente modificadas (siendo más importante en el caso del pozo Alfa 2).
- Los patrones de REE, de todas las muestras de calizas de la Formación Rosablanca analizadas, corroboran el carácter marino de esta unidad, tal como

lo indican las anomalías negativas de Eu y Ce. Este aspecto muestra que los REE en esta formación, retiene el carácter marino de este material.

- Los REE presentes en los materiales de relleno de vetillas analizados en el pozo Alfa 1, fueron extraídas en su totalidad de las calizas de la Formación Rosablanca, tal como se infiere de la enorme similitud entre estos dos arcnigramas, valores de fraccionamiento y valores de las anomalías de Europio y Cerio.
- La anomalía positiva del Eu en el pozo Alfa 2, así como en el sector de La Mesa de Los Santos, y del Cerio en el pozo Alfa 3, parecen sugerir una mayor extracción del Europio de la Roca encajante o su incorporación adicional desde afuera.
- La ausencia de una anomalía negativa en Eu en los materiales de relleno de vetillas de los pozos Alfa 2, Alfa 3 así como en el sector de La Mesa de Los Santos posiblemente guarde relación con el ambiente oxidante en el que debió tener lugar la formación de estos componentes. En este mismo sentido, no se descarta la incorporación de éste elemento desde otra fuente adicional, distinta a la roca encajante.

Apoyados en los datos anteriores, es posible sugerir que los rellenos de las vetillas analizadas, apuntan a que estos debieron desarrollarse en ambientes tipo sistema cerrado para el pozo Alfa 1 (flujo intraformacional de fluidos), y en tipo sistema abierto (flujo transformacional de fluidos) para los pozos Alfa 2 (especialmente en éste), Alfa 3 y el sector de La Mesa de Los Santos.

6. CONCLUSIONES

- Las venas identificadas en los pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3 (VMM), y en el sector de La Mesa de Los Santos (Cordillera Oriental) son estructuras de relleno de fracturas. Desde el punto de vista de la textura del relleno, se han identificado tres tipos de agregados: granulares (AG), granulares elongados (AGE) y fibrosos (AF).
- Los AG, se interpretan como generados en ambientes de apertura rápida de las fracturas, siendo ésta mayor que el relleno de la misma, mientras que los agregados granulares elongados y fibrosos, se interpretan como producidos por apertura lenta y/o producción muy lenta del material del relleno. Asimismo, se interpreta que los AG debieron haber nucleado en un ambiente de deformación nula o despreciable (lo cual controla un crecimiento estático o tipo *free-face*), mientras que los AGE y AF fibrosos, debieron nuclear en ambientes con presencia de esfuerzos (lo cual controla un crecimiento tipo *contact growth*). Esto implica, que los AG debieron formarse en un ambiente de extensión generalizada de la cuenca (posiblemente, relacionada con su etapa de subsidencia), mientras que los AGE y AF, debieron haberse formado en un ambiente compresivo de la cuenca, posiblemente asociados a la inversión de ésta. Considerando que en el pozo Alfa 3, los AG cortan a los AGE y AF, se sugiere que en ese sector concreto debió existir un evento extensivo importante tardío.
- Asumiendo una misma relación causa-efecto para la formación de las vetillas estudiadas, es posible considerar a nivel del Valle Medio del Magdalena, que éstas debieron generarse en ambientes de deformación no co-axial, en donde un primer evento produjo extensión pura en el norte (Pozos Alfa 1 y Alfa 2), mientras que en el sur (Pozo Alfa 3) generaba un evento compresivo con fracturas y rellenos de ambientes híbridos (extensión-cizallamiento). Un

segundo evento de deformación tardío, en consecuencia, debió generar efectos contrarios (extensión cizallamiento al norte - pozos Alfa 1 y Alfa 2 y extensión pura al sur – pozo Alfa 3. El sector de La Mesa de Los Santos, se comportó de la misma forma que el sector de los pozos Alfa 1 y Alfa 2.

- Apoyados en el estudio de la geoquímica de los REE, es posible concluir que existen diferencias geoquímicas significativas de los REE en las calizas y los materiales de relleno de vetillas, especialmente en los pozos Alfa 2 y Alfa 3, aunque los patrones de REE en las rocas, siempre corroboran el carácter marino de la Formación Rosablanca. Por otro lado, se evidencia que los REE presentes en los materiales de relleno de vetillas analizados en el pozo Alfa 1, fueron extraídas en su totalidad de las calizas de la Formación Rosablanca, lo cual implica que la formación de éstas vetillas debió desarrollarse en ambientes tipo sistema cerrado; mientras que para los pozos Alfa 2, Alfa 3 y el sector de La Mesa de los Santos, éste debió desarrollarse fundamentalmente en un sistema abierto.
- El análisis de las IF, permitió establecer para la Formación Rosablanca, la presencia de dos pulsos de migración de hidrocarburos asociados con fluidos acuosos: el primero, al parecer está relacionado con el enterramiento de la unidad, tal como lo evidencia la presencia de IF fluidas primarias pertenecientes a la FIF 1 en calcitas de los AG de vetillas del pozo Alfa 1; así mismo, los datos de REE obtenidos para este pozo indicarían que este pulso estaría relacionado con la madurez termal que llegó a tener la Formación Rosablanca la cual le permitió generar y expulsar hidrocarburos vía fracturamiento o porosidad de tipo primario o secundario (sistema cerrado para el pozo Alfa 1 de acuerdo a los datos de REE); el segundo pulso fue posterior a la formación de los agregados granulares elongados y fibrosos en los pozos Alfa 1, Alfa 2 y el sector de La Mesa de Los Santos, y fue simultáneo con la formación de los agregados granulares en el pozo Alfa 3, tal como lo

evidencias la presencia de IF de tipo primario (pozo Alfa 3) y secundario (pozos Alfa 1, Alfa 2, sector Mesa de Los Santos) pertenecientes a las FIF 3 y 4. Los datos de REE obtenidos de los agregados granulares del pozo Alfa 3 permiten sugerir que este pulso estuvo relacionado con paleofluidos que no provenían de la Formación Rosablanca (sistema abierto). Los paleofluidos durante el segundo evento migraron a través de la Formación Rosablanca, por el sistema de fracturas.

- Las diferencias en la birrefringencia de los hidrocarburos presentes en las FIF1, FIF2, y FIF 3 indican que el primer pulso de hidrocarburos (preservado mejor a nivel de las IF solo en el pozo Alfa 1), se corresponde con hidrocarburos relativamente pesados, mientras que aquellos relacionados con segundo pulso, se corresponde con hidrocarburos más livianos; esto es corroborado con los colores de fluorescencia que exhiben los hidrocarburos pertenecientes a las anteriores familias, bajo luz UV (colores verdes para los hidrocarburos de la FIF 1, blancos para los hidrocarburos de la FIF 2 y azules para los hidrocarburos de la FIF 3). Los datos de microtermometría indican que los paleofluidos migraron a temperaturas mínimas de 60 – 85 °C durante el primer pulso; mientras que durante el segundo pulso los paleofluidos migraron a temperaturas entre 55 – 158 °C a nivel de Valle Medio del Magdalena (pozos Alfa 1, Alfa 2, Alfa 3), y a temperaturas de entre 100 – 215 °C en el sector de La Mesa de Los Santos.
- La presencia de IF afectadas por decrepitación y por procesos de fuga, reconocidas fundamentalmente en los pozos Alfa 1 y Alfa 2 apunta a la existencia de antiguos pulsos de migración de fluidos, los cuales debieron circular por la cuenca en una etapa más temprana de evolución de ésta, pero no resistieron las condiciones de P-T alcanzada por las rocas.

- Considerando los datos obtenidos, es posible establecer que le área localizada entre los pozos Alfa 1 y Alfa 2 es de interés posteriores estudios de exploración de hidrocarburos, dado el fuerte cambio de la Formación Rosablanca a profundidad. Este hecho junto con los datos de REE e IF, parece indicar la presencia de condiciones favorables para una migración de hidrocarburos, via fracturas intraformacionales, en dirección sur –norte.

7. RECOMENDACIONES

- Realizar análisis de datación geocronológica en carbonatos de los agregados granulares de pozo Alfa 1 y Alfa 3 con el objeto de determinar con exactitud las edades en que ocurrieron el primer y el segundo evento de migración de paleofluidos, y atarlas a las curvas de enterramiento de la Formación Rosablanca.
- Hacer análisis de isotopos estables de carbono y oxígeno en los agregados granulares de los pozos Alfa 2, Alfa 3 y el sector de La mesa de Los Santos con el objetivo de determinar la fuente de los paleofluidos que dieron origen a estos agregados.
- Realizar Curvas de enterramiento para la Formación Rosablanca en el sector de la Mesa de los Santos en aras de enlazar la historia de esta unidad con los eventos de carga de hidrocarburos que la han afectado.
- Hacer análisis de Inclusiones Fluidas (IF) en en fracturas de la Formación Rosablanca en otros pozos de la Cuenca del Valle medio del Magdalena para estableces la presencia de otros eventos de cargo de hidrocarburos.
- Realizar análisis de espectroscopía Raman y Cromatografía de gases en las IF acuosas y de hidrocarburos presentes en cada una de las AIF identificadas en los agregados granulares con el objetivo de identificar y establecer la composición de la fase gaseosa y de los hidrocarburos que intervinieron en los tres eventos de migración de paleofluidos en la Formación Rosablanca.
- Realizar análisis de biomarcadores en los hidrocarburos contenidos en IF de las FIF 2 y 3, en aras de determinar la unidad generadora de estos hidrocarburos.

- Realizar análisis de Laser Ablation ICP – MS en los solutos de las IF de tipo acuoso pertenecientes a las AIF identificadas en los agregados granulares, con el objetivo de identificar la composición exacta de los fluidos acuosos que intervinieron en los eventos de migración de paleofluidos.
- Realizar análisis de microsonda electrónica en cada una de las familias identificadas en los materiales de relleno de las fracturas con el objetivo de estudiar cambios geoquímicos en la composición de los fluidos que migraron a través de la Formación Rosablanca.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Augustsson, C., Bahlburg, H., 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenience indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 15 – 26.
- Bakker, R. J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programas for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology* 194, 3 – 23.
- Barbin, V., Schvoerer, M., 1997. Cathodoluminescence and geosciences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth Planet Sc Lett* 325, 157 – 169.
- Baron, M., Parnell, J., Darren, M., Carr, A., Przyjalgowsky, M., Feely, M., 2008. Evolution of hydrocarbon migration style in a fractured reservoir deduced from fluid inclusion data, Clair Field, west of Shetland, UK. *Marine and Petroleum Geology* 25, 153 – 172.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. A., Martínez, J. F., 2007. Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. ANH, 91 p.
- Blenkinsop, T. G., Rutter, E. H., 1986. Cataclastic deformation of quartzite in the Moine thrust zone. *Journal of Structural Geology* 8, 669 – 682.
- Bodnar, R. J., Bethke, P. M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions. I. Fluorite and Sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Economic Geology* 79, 141-161.
- Bodnar, R. J., Binns, P. R., Hall, D. L., 1989. Synthetic fluid inclusions. VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behavior of fluids inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure. *Journal of Metamorphic Geology* 7, 229-242.

- Bons, P. D., Jessell, M. W., 1997. Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localized dissolution-precipitation creep. *Mineral Mag* 61, 53 – 6.
- Bons, P. D., 2000. The formations of veins and microstructures. In: Jessell, M. W., Urai, J. L., (eds) *Stress, strain and structure, a volume in honour of W. D. Means*. *J Virt Explorer* 2.
- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63 – 114.
- Caja, M. A., Permanyer, A., Marfil, R., Al-Aasm, I. S., Martín-Crespo, T., 2006. Fluid flow record from fracture-fill calcite in the Eocene limestones from the South-Pyrenean Basin (NE Spain) and its relationship to oil shows. *Journal of Geochemical Exploration* 89, 27 – 32.
- Calderón, H., Franco, R. A., 2004. Estudio Estructural y Petrográfico de Inclusiones Fluidas y su relación con el Flujo de Fluidos, en la secuencia sedimentaria del Cretácico y terciario aflorante en el sector de la vía Recetor – aguazul (Departamento de Casanare). Tesis de grado. Universidad Industrial de Santander, 161 p.
- Cardozo, E., Ramírez, C., 1985. Ambientes de depósito de la Formación Rosablanca: área de Villa de Leiva. En *Proyecto Cretácico*. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 16, XIII, 1-13.
- Campbell, C. J., 1968. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting, in *Fourth Caribbean Geological Conference, 1965: Porto f Spain, Trinidad*, p. 247-261.
- Cediél, F., 1968. El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. Servicio Geológico Nacional. *Boletín Geológico*, 16 (1-3): 5-96.
- Cooper, M. A., Adidison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pullham, A. J., Taborda, A., 1995. Basin development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin* 79, No 10. P 1421-1443.

- Cox, S.F., 2005. Coupling Between Deformation, Fluid Pressures, and Fluid Flow in Ore-Producing Hydrothermal Systems at Depth in the Crust. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 39 -75.
- Cox, S. F. (2010), The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones, *Geofluids*.
- de Roo, J. A., Weber, K., 1992. Laminated veins and hydrothermal breccia as markers of low -angle faulting, Rhenish Massif, Germany. *Tectonophysics* 208, 413 – 430.
- Dietrich, D., Grant, P. R., 1985. Cathodoluminescence petrography of syntectonic quartz fibres. *Journal of Structural Geology* 7, 541 – 554.
- Dickey, P. A., 1992. La Cira-Infantas Field-Colombia, Middle Magdalena Valley. Structural Traps VII. In: Beaumont, E. A., Foster, N. H. (Eds.), *AAPG Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields*, pp 323-347.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.
- Dunne, W. M. and Hancock, P. L., 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, pp. 101-120, New York.
- Durney, D. W., Ramsay, J. G., 1973. Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. En: DeJong, K. A., Sholten, R., (eds). *Gravity and tectonics*. Wiley, New York, pp 67 – 95.
- El Ali, A., Barbin, V., Calas, G., Cervelle, B., Ramseyer, K., Bourelec, J., 1993. Mn⁺²- activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. *Chemical Geology* 104, 189 -102.

- Elderfield, H., Greaves, M. J., 1981. Negative cerium anomalies in the rare earth element pattern of oceanic ferromanganese nodules. *Earth Planet. Sci. Lett* 55, 163 – 170.
- Etchecopar, A., Malavieille, J., 1987. Computers models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear sense determination. *Journal of Structural Geology* 9, 667 – 677.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O’Nions, R. K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1199 – 1212.
- Fabre, A., 1987. Tectonique et generation d’hydrocarbures: un modèle de evolution de la Cordillère Orientale de Colombie et du basin del llanos pendant le Cretacé et le Tertiaire: *Archive Science Genève*, v. 40, p. 145-190.
- Fan, A., Yang, R., Feng, Q., Liu, Y., Han, Z., 2006. Applications of Fluid Inclusions in the Study of natural Gas Geology in Ordos Basin. *J. China Univ. of Mining & Tech.* Vol. 16 No. 4. 443-447.
- Fisher, D., Brine, T., 1990. The character and distribution of mineralized fractures in the Kodiak Formation, Alaska: implicatio for fluid flow in an underthrust secuencia. *J Geophys Res* 95 (B6), 9069 – 9080.
- Fisher, D. M., Brantley, S. L., 1992. Models of quartz overgrowths and vein formation; deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *J Geophys Res* 97, 20043 – 20061.
- Gillhaus, A., Habermann, D., Meijer, J., Richter, D. K., 2000. Cathodoluminescence spectroscopy and micro – PIXE: combined high – resolution Mn analysis in dolomites: First results. *Nucl Instr Meth Phys Res B* 161 – 163, 842 – 845.
- Goldstein, R. H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, 159 – 193.
- Goldstein, R. H., Reynolds, J. T., 1994. Systematics of Fluid Inclusions in diagenetic minerals. *SEPM short course* 31, 199p.

- Gómez, J. A., 1984. Cuencas Sedimentarias, Campos Petrolíferos y de gas en Colombia. Universidad Industrial de Santander, 220 p.
- Gómez, E., 2001. Tectonic control on the late Cretaceous to Cenozoic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basins, Colombia (Ph. D, thesis): Ithaca, New York, Cornell University, 619 p.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S., 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. GSA Bulletin 117, 5/6, p. 547-569.
- Götze, J., 2000. Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy. Freiburger Forschungshefte, C 485, Freiberg TU Bergakademie.
- Grant, P. R., White, S. H., 1978. Cathodoluminescence and microstructure of quartz overgrowths on quartz. Scanning Electron Microsc 1, 789 – 794.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A., Korotev, R. L., 1984. The “North American Shale Composite”: its compilation, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 2469 – 2482.
- Guihaumaou, N., Elloutz, N., Jaswal, T. M., Mougín, P., 2000. Genesis and evolution of hydrocarbons entrapped in the fluorite deposit of Koh-i-Maran, (North Kirthar Range, Pakistan). Marine and Petroleum Geology 17, 1151- 1164.
- Habermann, D., Neuser, R. D., Richter, D. K., 1996. REE – activated cathodoluminescence of calcite and dolomite: high – resolution spectrometric analysis of CL emission (HRS-CL). Sediment Geol 101, 1 – 7.
- Habermann, D., Neuser, R. D., Richter, D. K., 1998. Low limit of Mn²⁺ - activated cathodoluminescence of calcite: state of the art. Sed Geol 116, 13 – 24.
- Haskin, M. A., Frey, F. A., 1966. Dispersed and not- so- rare earths. Science 152, 299 – 314.
- Haskin, M. A., Haskin, L. A., 1966. Rare earths in European Shales: a redetermination. Science 154, 507 – 509.

- Haskin, L. A., Hakin, M. A., Frey, F. A., Wildman, T. R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L. H. (ed.), Origin and distributions of the elements, vol. 1. Pergamon, Oxford, 889 – 911.
- Henderson, J. R., Henderson, M. N., Wright, T. O., 1990. Water-sill hypothesis for the origin of certain quartz veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Geology* 18, 654 – 657.
- Hilgers, C., Könh, D., Bons, P. D., Urai, J. L., 2001. Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: II. Numerical simulation of the evolution of antitaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology* 23, 873 – 885.
- Hilgers, C., Urai, J. L., 2002. Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications. *Tectonophysics* 352, 257 – 274.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G. A., Llorente, M. A., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, v. 23, p. 237-240.
- Humphries, S. E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 315 – 341.
- Jaeger, J. C., 1963. Extensional failures in rocks subject to fluid pressure. *J Geophys Res* 68, 6066 – 6067.
- Jonk, R., Parnell, J., Witham, A., 2005. Fluid inclusion evidence for a Cretaceous – Palaeogene petroleum system, Kagerlussuaq Basin, East Greenland. *Marine and Petroleum Geology* 22, 319 – 330.
- Julivert, I. Z., 1963. Estudio petrográfico de las calizas de la Formación Rosablanca de la región de la Mesa de Los Santos. *Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander*, No. 15, p 5 -34.
- Kanaori, Y., 1986. a SEM cathodoluminescence study of quartz in mildly deformed granite from the region of the Atotsugawa Fault, central Japan. *Tectonophysics* 131, 133 – 146.

- Könh, D., Passhier, C. W., 2000. Shear sense indicators in striped bedding-veins. *Journal of Structural Geology* 22, 1141 – 1151.
- Könh, D., Hilgers, C., Bons, P. D., Passhier, C. W., 2000. Numerical simulation of fibre growth in antitaxial strain fringes. *Journal of Structural Geology* 22, 1141 – 1151.
- Kavas, E. J., Rodgers, D. A., Binger, S. H., 1982. Seismic interpretation of back thrusts and a displacement transfer zone between two en echelon thrust faults, Middle Magdalena Valley, in *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología: Argentina, Actas, v. I, p 565-582.*
- Laubach, S. E., Reed, R. M., Olson, J. E., Lander, R. H., Bonnell, L. M., 2004. Coevolution of crack – seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. *Journal of Structural Geology* 26, 967 – 982.
- León, J. O., 2002. Análisis estratigráfico de la Formación Rosablanca en la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tesis de grado. Universidad Industrial de Santander, 113 p.
- Machel, J. G., 1985. Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins. *Sedimentology* 32, 443 – 454.
- Mantilla, F. L., Tassinari, C. C., Mancini, L. H., 2006. Estudio de Isótopos de C, O, Sr y de elementos de tierras raras (REE) en rocas sedimentarias Cretáceas de la Cordillera Oriental (Dpto de Santander, Colombia): Implicaciones Paleohidrológicas. *Boletín de Geología Vol 28, No 1, p 61 – 80.*
- Marshall, D., 1988. *Cathodoluminescence of geological materials.* Unwin Hyman, Boston.
- Martínez-Ibarra, R., Tritlla, J., Cedillo-Pardo, E., Grajales-Nishimura, J. M., Muriño-Muñeton, G., 2003. Brine and hydrocarbon evolution during the filling of the Cantarell Oil Field (Gulf of Mexico). *Journal of Geochemical exploration* 78-79, 399-403.

- Masuda, A., Nakamura, N., Tanaka, T., 1973. Fine structures of mutually normalized rare – Earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 239 – 248.
- McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E., Hofmann, A. W., 1991. K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- Means, W. D., Li, T., 2001. A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Journal of Structural Geology* 23, 857 – 863.
- Mendoza, H., 1985. La Formación Cumbre – modelo de transgresión marina rítmica, de comienzos del Cretácico, En: Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 16, IX, 1-17.
- Mesa, A. G., 1995. Diagénesis y calidad del reservorio Campo La Cira, Formaciones Mugrosa y Colorado, Valle Medio del Magdalena: Ecopetrol-Instituto Colombiano del Petróleo, Informe Final, 44 p.
- Middleton, D., Parnell, J., Carey, P., Xu, G., 2000. Reconstruction of fluid migration history in Northwest Ireland using fluid inclusion studies. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70, 673-677.
- Misik, (1971): Observations Concerning Calcite Veinlets in Carbonate Rocks. *Journal of Sedimentary Research*. Volume 41. 450 - 460.
- Montgomery, S., 1992. Petroleum potential of Upper and Middle Magdalena Basins, Colombia. Pt. 2. *Petroleum Frontiers* 9 (3), 67.
- Morales, L. G., Podesta, D. J., Hatfield, W. C., Tanner, H., Jones, S. H., Barker, M. H., O'Donoghue, D. J., Mohler, C. E., Dubois, E. P., Jacobs, C., Goss, C. R., 1958. General Geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia: Tulsa, Habitat of Oil Symposium, American Association of Petroleum geologist, P. 641-695.
- Muchez, P., Slobodnik, M., Viaene, W. A., Keppens, E., 1995. Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sedimentary Geology* 96, 191-200.

- Munz, I. A., Iden, K., Johansen, H., Vagle, K., 1998. The fluid regime during fracturing of the Embla field, Central Trough, North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 15, 751 – 768.
- Munz, I. A., Johansen, H., Holm, K., Lacharpagne, J. C., 1999a. The petroleum characteristics of the Frøy field and the Rind discovery, Norwegian North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 16, 633 – 651.
- Munz, I. A., Johansen, H., Johansen, I., 1999b. Characterization of composition and PVT properties of petroleum inclusions: Implications of reservoir filling and compartmentalization. Paper SPE 56519 presented at the 1999 SPE Annual Technical Conference and Exhibition in Houston, 3 – 6 October 1999.
- Munz, I. A., 2001. Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. *Lithos* 55, 195 – 212.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757 – 775.
- Narahara, D. K., Wiltschko, D. V., 1986. Deformation in the hinge region of a chevron fold, Valley and Ridge Province, central Pennsylvania. *Journal of Structural Geology* 8, 157 – 168.
- Naranjo, J. F., Duque, N., Moreno, N., 2009. Definición de eventos diagenéticos y carga de hidrocarburos mediante estudios de petrología en la Formación Rosablanca, Cuenca del Valle Medio del Magdalena. X simposio Bolivariano Exploración petrolera en Cuencas Subandinas. Cartagena (Colombia).
- Nasdala, L., Götze, J., Hanchar, J. M., Gaft, M., Krbetschek, M. R., 2004. Luminiscense techniques in the earth sciences. In: Beran, A., Libowitzky, E (eds)., *Spectroscopic methods in mineralogy*. EMU Notes in Mineralogy, European Mineralogical Union.
- Nash, J. T., 1976. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. U. S. Geological Survey, Prof. Paper 907-D.

- Nedkvitne, T., Karlsen, D. A., Bjørlykke, K., Larter, S., 1993. Relationship between reservoir diagenetic evolution and petroleum emplacement in the Ula field, North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 10, 255 – 270.
- Oliver, N. H. S., Bons, P. D., 2001. Mechanics of the fluid flow and fluid rock interactions in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids* 1, 137 – 162.
- Olsen, W. S., 1954. Source-bed problems in Velasquez Field, Colombia. *AAPG Bulletin* 38, 1645 – 1652.
- Onash, C. M., Davis, T. L., 1988. Strain determination using cathodoluminescence of calcite overgrowths. *Journal of Structural Geology* 13, 595 – 608.
- Ortiz, A., Ruiz, C. F., Gouzales, J., Mantilla, M., 1997. Facies y estratigrafía asociadas a calidad de reservorio del Cretáceo Inferior en el área Zapatoaca-San Vicente de Chucurí, Valle Medio del Magdalena. In: VI Simposio Bolivariano-Explo. En Cuencas Subandinas, Cartagena (abstract).
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D (eds)., 2000. *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer – Verlag, Berlin.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Parnell, J., Baron, M., Mann, P., Carey, P., 2003. Oil migration and bitumen formation in a hydrothermal system, Cuba. *Journal Of Geochemical Exploration* 78 – 79, 409 – 415.
- Passier, C. W., 1982. Mylonitic deformation in the Saint-Berthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relation between ultramylonite and pseudotachylite. *GUA Pap Geol Ser* 1 16, 1 – 173.
- Passier C. W., Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*, Second Edition. Springer, 366 p.

- Pindell, J. L., Higos, R., Dewey, J. F., 1998. Cenozoic palinspatic reconstruction, paleogeographic evolution, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America in Pindell, J. L., and Drake, C. L., eds., Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 58, p. 45-85.
- Ponds, D., 1983. Contribution a l'étude paleobotanique de Mésozoïque et du Cénozoïque de Colombie. Tesis Univ. P. y M. Curie. Paris, 665 p.
- Potter, R. W., Clyne, M. A., Brown, D.L., 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology* 73, 284-285.
- Prada, D. R., Quintero, I., 2004. Estudio Estructural de Fracturas y Análisis de Inclusiones Fluidas en materiales de relleno de venas, en las rocas aflorantes de la transecta Santa María – San Luís de Galeno (Departamento de Boyacá, Borde Oriental de la Cordillera Oriental): Implicaciones Paleohidrogeológicas. Tesis de Grado. Universidad Industrial de Santander, 136 p.
- Ramírez, R. E., 1988. Stratigraphy of the Tertiary of the Middle Magdalena Valley (Colombia), central and northern parts, (M. S. Thesis): Austin, University of Texas, 199 p.
- Ramón, J. C., Dzou, L. I., 1999. Petroleum geochemistry of Middle Magdalena Valley, Colombia. *Organic Geochemistry* 30, 249-266.
- Ramón J. C., Dzou, L. I., Hughes, W. B., Holba, A. G., 2001. Evolution of the Cretaceous organic facies in Colombia: implications for oil composition. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 31-50.
- Ramsay, J. G., 1980. The crack – seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 135 – 139.
- Ramsay, J. G., Hubert, M. I., 1983. The techniques of modern structural geology, 1: Strain analysis. Academic Press, London.
- Ramsey, D., Onasch, C. M., 1999. Fluid Migration in a cratonic setting: the fluid histories of two fault zones in the eastern midcontinent. *Tectonophysics* 305, 307-323.

- Renzoni, G., 1969. Geología del Cuadrángulo J-12, Tunja. Boletín Geológico 24, Ingeominas. p 31-48.
- Renzoni, G., 1985. Paleoambientes en las Formaciones Arcabuco y Cumbre de la Cordillera de los Cobardes, En Proyecto Cretácico. Publicaciones Especiales del Ingeominas, X, 1- 14.
- Richter, D. K., Zinkernagel, U., 1981. Zur Anwendung der Kathodoluminiszenz in der Karbonatpetrographie. Geol Rdsch 70, 1276 – 1302.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, 12. Mineralogical Society of America. 644 p.
- Roedder, E., Bodnar, R. J., 1980. Geologic pressure determination from fluid inclusion studies. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 8, 263 – 301.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Editorial Prentice Hall, 352 p.
- Rossi, C., Goldstein, R. H., Marfil, R., Salas, R., Benito, M. I., Permanyer, A., de la Peña, J. A., Caja, M. A., 2001. Diagenetic and oil migration history of the Kimmeridgian Ascla formation, Maestrat Basin, Spain. Marine and Petroleum Geology 18, 287 – 306.
- Royero Gutierrez, J. M., Clavijo, J., 2001. Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander. Escala 1: 400000. Ingeominas, 92p.
- Sarmiento, L. F., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inference from tectonic models, Disertación Doctoral, Universidad de Amsterdam, 295 p.
- Secor, D. T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. Am J Sci 263, 633 – 646.
- Shamel, S., 1991. Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. In : Biddle, K. (Ed.), Active margin basins. AAPG Memoir, 52, pp 283-301.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. M., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie, London. 239 p.

- Shubert, F., Diamond, L. W., Tóth, T. M., 2007. Fluid – inclusión evidence of petroleum migration through a buried metamorphic dome in the Pannonian Basin, Hungary. *Chemical Geology* 244, 357 – 381.
- Solomon, S. F., 1989. The early diagenetic origin of Lower Carboniferous mottled limestones (pseudobreccias). *Sedimentology* 36, 399 – 418.
- Spölt, C., 1991. Cathodoluminiscense of magnesite: examples from the Eastern Alps. *Geology* 19, 52 – 55.
- Stel, H., 1981. Crystal growth in cataclasites: diagnostic microstructures and implications. *Tectonophysics* 78, 585 – 600.
- Suárez, M. A., 1997. Facies analysis of the Uppper Eocene la Paz Formation, and regional evaluation of the Post-middle Eocene stratigraphy, Northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia (M. S. thesis): Boulder, University of Colorado, 88 p.
- Suchy, V., Heijlen, W., Sykorova, I., Mucbez, Ph., Dobes, P., Hladikova, J., Jackova, I., Safanda, J., Zeman., 2000. Geochemical study of calcite veins in the Silurian and Devonian of the Barrandian basin (Czech Republic): evidence for widespread post-variscan fluid flow in the central part of the Bohemian Massif. *Sedimentary Geology* 131, 201-219.
- Taber, S., 1916. The origin of veins of the asbestiform mineral. *P Natl Acad Sci Usa* 2, 659 – 664.
- Taber, S., 1918. The origin of veinlest in the Silurian and Devonian strata of central New York. *Journal of Geology* 16, 56 – 73.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- ten Have, T., Heynen, W. M. M., 1985. Cathodoluminiscense activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach. *Geol Mijnb* 64, 297 – 310.

- Toro, J., 1991. The termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia, (abs): Vth Internacional Circumpacific terrane conference, Serie Comunicaciones, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, no. 42, p. 226.
- Touret, J. L. R., 2001. Fluids in metamorphic rocks. *Lithos* 55, p 1-25.
- Toussaint, Jean., 1999. Evolución Geológica de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, 242 p.
- Urai, J. L., Williams, P. F., van Roermund, H. L. M., 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* 13, 823 – 836.
- Van den Kerkhof, A. M., Hein, U. F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, p 27-47.
- Van der Hammen, T., 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectonogenesis of the Colombian Andes: *Geologie en Mijnbouw*, v 40, p 181 – 188.
- Velasco, F., 2004. Introducción al Estudio de las Inclusiones Fluidas. XXIII Curso Latinoamericano de Metalogenia. Mendoza, Argentina. 98 p.
- Wakita, H., Rey, P., Schmitt, R. A., 1971. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proc. 2nd Lunar Sci. Conf.* Pergamon Press, Oxford, 1319 – 1329.
- Wang, T. G., He, F., Wang, C., Zhang, W., Wang, J., 2008. Oil filling history of the Ordovician oil reservoir in the major part of the Tahe oilfield, Tarim Basin, NW China. *Organic Geochemistry* 39, 1637 – 1646.
- Wheeler, O., 1929. Report on the Palmira Series with notes on stratigraphy of the Umir, Lisama and La Paz Formations near the Eastern part of the Mares Concession. *Int. Emp. Col. Petr.* (inédito).
- Williams, P. F., 1972. “Pressure shadow” structures in foliated rocks from Bermagui, New South Wales. *J Geol Soc Aust* 18, 371 – 377.

- Wilson, C. J. L., (1994): Crystal growth during a single-stage opening event and its implications for syntectonic veins. *Journal of Structural Geology*. Vol. 16. 9. 1283-1296.
- Wiltschko, D. V., Morse, J. W., 2001. Crystallization pressure versus “crack seal” as the mechanism for banded veins. *Geology* 29, 79 – 82.
- Yang, C., Homman, N. P. O., Malmaqvist, K. G., Johansson, L., Halden, N. M., Varbin, V., 1995. Ionoluminiscense. A new tool for the nuclear microprobe in geology. *Scan Microsc* 9, 43 – 62.
- Yparraguirre, J. A., 2005. Secuencias paragenéticas, alteraciones hidrotermales e inclusiones fluidas de la veta Bienaventurada – Huacocholpa- Huancavelica. *Revista del Instituto de Investigación FIGMMG*, Vol 8, No 15, p 88-97
- Zhang, L., Bai, G., Luo, X., Ma, X., Chen, M., Wu, M., Yang, W., 2008. Diagenetic history of tight sand stones and gas entrapment in the Yulim Gas Field in the central area of the Ordos Basin, China. *Marine and Petroleum Geology* 30, 1-16.