

**GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES DE BARITA-CALCITA Y BARITA-
FLUORITA EN LOS MUNICIPIOS SUCRE Y BOLÍVAR (DEPARTAMENTO
DE SANTANDER)**

DEYSI YAMILE SAAVEDRA PIMIENTO

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2005

**GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES DE BARITA-CALCITA Y BARITA-
FLUORITA EN LOS MUNICIPIOS SUCRE Y BOLÍVAR (DEPARTAMENTO
DE SANTANDER)**

DEYSI YAMILE SAAVEDRA PIMIENTO

**Trabajo de Grado como requisito para optar al Título de
Geóloga**

**LUÍS CARLOS MANTILLA FIGUEROA
Geólogo Ph.D en Petrología y Geoquímica
Director Proyecto de Grado**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2005**

DEDICATORIA

A mi esposo RAFAEL HERNÁN, por su amor, su gran colaboración y apoyo durante mi carrera y por la confianza que ha depositado en mí.

A mis hijos que son un regalo de Dios y mi motivación para seguir adelante en la consecución de mis metas.

A mis Padres, por la educación, la formación y la colaboración que me brindaron.

A mis suegros, por apoyarnos en los momentos difíciles y por su gran colaboración.

A todos, mil gracias.

Deysi Yamile.

AGRADECIMIENTOS

La autora expresa sus agradecimientos:

A DIOS Todopoderoso por concederme la vida e iluminarme para la consecución de mis metas.

A Jesucristo, mi compañero y mi fuente de inspiración.

A Luís Carlos Mantilla Figueroa, Director del proyecto, por su gran calidad humana y sus valiosos aportes durante la elaboración de éste trabajo.

A Martha Esther Uribe Blanco, por sus servicios prestados desde la Secretaría de la Escuela de Geología.

A Luís Eduardo Garrido por su colaboración en el desarrollo de las secciones delgadas, desde el laboratorio de preparación de muestras de la Escuela de Geología.

A La Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander por el préstamo de sus instalaciones.

Al laboratorio de informática Luís Eduardo Arias de la Universidad Industrial de Santander por el préstamo de los equipos de cómputo.

Al personal administrativo y de Vigilancia de la Universidad Industrial de Santander de la sede de Guatiguará en Piedecuesta, por su amable atención y los servicios prestados.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVOS	3
1. METODOLOGÍA	4
1.1 TRABAJO DE LABORATORIO	4
1.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	7
1.3 GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO	7
1.3.1 Localización	7
1.3.2 Fisiografía y clima	9
2. ANTECEDENTES	10
2.1 ESTRATIGRAFÍA	10
2.1.1 Formación La Cumbre	10
2.1.2 Formación Rosablanca.	12
2.1.3 Formación Paja.	14
2.1.4 Formación Tablazo.	15
2.2 GEOMORFOLOGÍA	15
2.3 ASPECTOS ESTRUCTURALES	16
2.3.1 Estructuras de deformación.	16
2.3.2 Tipología de la Foliación.	20
2.4 GEOCRONOLOGÍA	21
2.5 ASPECTOS PALEOTECTÓNICOS	22

2.5.1 Marco Histórico-Geológico Regional.	22
2.6 DEPÓSITOS DE BARITA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTANDER: CONTEXTOS GEOLÓGICOS	26
3. RESULTADOS	33
3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES DE LAS MANIFESTACIONES DE BARITA-CALCITA (BC) Y DE BARITA-FLUORITA(BF)	33
3.1.1 Consideraciones preliminares.	33
3.1.2 Mineralogía y petrografía de las manifestaciones BC y BF.	35
3.2 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS	40
3.2.1 Consideraciones previas.	40
3.2.2 Petrografía de inclusiones fluidas.	51
3.2.3 Datos microtermométricos.	56
3.2.4 Interpretación de los datos microtermométricos.	61
3.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	63
3.3.1 Isótopos estables de C y O.	64
3.3.2 Geoquímica del Rb y Sr.	73
3.3.3 Implicaciones sobre la procedencia de los paleofluidos.	80
3.4. INTERPRETACIÓN DE DATOS: MODELO DE GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES BC Y BF.	81
CONCLUSIONES	84
RECOMENDACIÓN	86
BIBLIOGRAFÍA	87

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Propiedades fisicoquímicas de los patrones que se utilizaron para la calibración del equipo microtermométrico. Te = Temperatura eutéctica; Th = Temperatura de homogenización.	6
Tabla 2. IF analizadas en el estudio microtermométrico.	59
Tabla 3. Muestras recolectadas en el área de estudio para análisis isotópicos.	64
Tabla 4. Composición $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras analizadas (en ‰).	67
Tabla 5. Concentración de Rb, Sr y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en minerales de relleno de venas y roca caja, para la formación sedimentaria Cretácica Rosablanca.	76

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Distribución espacial de las manifestaciones de Barita-Calcita (BC) y Barita-Fluorita (BF) estudiadas en la zona, asociadas a la falla Jabonera.	2
Figura 2. Localización del área de estudio.	8
Figura 3. Esquema Geológico Regional con la localización de las manifestaciones hidrotermales estudiadas.	11
Figura 4. Aspecto en el terreno de la Formación Rosablanca donde se localizan las muestras analizadas.	12
Figura 5. Afloramiento de la Formación Rosablanca en el área de Estudio	13
Figura 6. Venilla de barita pura asociada a la caliza de la Formación Rosablanca en el área de estudio.	14
Figura 7. Eventos que han participado en la configuración geológica del área de estudio.	23
Figura 8. Aspecto de las fisuras con Barita-Calcita	36
Figura 9. Afloramiento que muestra la relación Barita-Calcita y lugar donde se extrajo una de las muestras.	37
Figura 10. Muestra objeto de estudio en la cual se observa la presencia de pátinas delgadas y brillantes de malaquita, relleno de las fisuras de los cristales de calcita.	37
Figura 11a. Microfotografía de la roca caja correspondiente a una caliza con abundante material fosilífero cementado con calcita esparita, correlacionable con las calizas de la Formación Rosablanca.	39
Figura 11b. Microfotografía que ilustra microcolonias de Briozoarios	39

Figura 12. Microfotografía de la roca caja (caliza) mostrando el Fenómeno de disolución por presión.	40
Figura 13. Mecanismos de captura de inclusiones fluidas primarias.	42
Figura 14. Esquema ilustrativo que muestra las diferencias en su distribución al interior de un cristal, entre las inclusiones secundarias (s) e inclusiones pseudosecundarias (ps). Las inclusiones primarias, son aquellas que siguen el trazo de las caras del cristal.	45
Figura 15. Tipología de las IF según la composición y proporción de fases presentes, proyectadas en un diagrama triangular sólido – líquido – gas.	47
Figura 16. Esquema de los tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor.	49
Figura 17. Diagrama de presión en función de la temperatura del desarrollo de una inclusión fluida salina después de su atrapamiento en un mineral.	51
Figura 18. Microfotografía de inclusiones fluidas primarias en la calcita objeto de estudio.	53
Figura 19. Microfotografía de inclusiones fluidas primarias en la fluorita objeto de estudio.	54
Figura 20. Microfotografía de inclusiones fluidas secundarias en la calcita objeto de estudio.	55
Figura 21. Microfotografía de inclusiones fluidas secundarias en la fluorita objeto de estudio.	56
Figura 22. Diagrama de equilibrio de fases para el sistema $H_2O + NaCl + CaCl_2$	57
Figura 23. Temperaturas de homogenización (Th) medidas en las IF primarias analizadas en calcita.	60
Figura 24. Temperaturas de homogenización (Th) medidas en las IF secundarias analizadas en calcita y fluorita.	60

Figura 25. Líneas con las temperaturas y presiones mínimas y máximas corregidas de atrapamiento para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2$, a partir de las IF atrapadas en calcitas.	62
Figura 26. Líneas con las temperaturas y presiones mínimas y máximas corregidas de atrapamiento para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2 (\pm Mg + Fe + K)$ a partir de las inclusiones fluidas atrapadas en fluorita.	63
Figura 27. Carbonatos tipo I y II.	68
Figura 28. Composición isotópica ($\delta^{18}O_{H_2O}$ y $\delta^{13}C_{CO_2}$) del agua en equilibrio con la calcita de vena y con la roca caja.	73
Figura 29. Relación existente entre el contenido de Rb y Sr (representado como $1/Sr$) entre las muestras de calcita de venas y su roca caja (Roca total), para las muestras de la Formación Rosablanca (Bis-7 ^a y Bis-7b).	77
Figura 30. Proyección de los valores de la composición isotópica del agua $\delta^{18}O_{H_2O}$ en equilibrio con la calcita de relleno de venas y de la roca encajante de la Formación Rosablanca, a una temperatura de referencia de 200°C.	80
Figura 31. Proyección de los valores de la composición isotópica del CO_2 ($\delta^{13}C_{CO_2}$) en equilibrio con la calcita de relleno de venas y de la roca encajante de la Formación Rosablaca a una temperatura de referencia de 200°C.	81

RESUESPA

TITULO :GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES DE BARITA-CALCITA Y BARITA-FLUORITA EN LOS MUNICIPIOS SUCRE Y BOLÍVAR (DEPARTAMENTO DE SANTANDER)*

AUTORA : DEYSI YAMILE SAAVEDRA PIMIENTO**

PALABRAS CLAVES: Vélez., Santander, Colombia, Barita-Calcita, Barita-Fluorita, Microtermometría, Geoquímica Isotópica.

DESCRIPCIÓN

El área de estudio localizada en la Provincia de Vélez, bajo jurisdicción de los municipios Sucre y Bolívar (Departamento de Santander, Colombia), presenta un registro sedimentario de rocas mesozoicas, las cuales se correlacionan con las Formaciones del Cretácico Inferior Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo, según la nomenclatura utilizada para la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Entre las estructuras producto de las distintas fases de deformación de la Orogenia Andina que afectaron estas rocas encontramos el Anticlinal y Sinclinal de Jesús María y las Fallas El Guamito y Jabonera.

Las manifestaciones minerales de Barita-Calcita y Barita-Fluorita analizadas en el presente estudio se encuentran asociadas a la Falla Jabonera (Falla cabalgante de tipo decollement), la cual favorece la precolación de fluidos hidrotermales de edad aproximada 54 Ma (Eoceno Temprano). El análisis microtermométrico de Inclusiones Fluídas indica que el pulso paleohidrotermal responsable de estas mineralizaciones debió tener una temperatura mínima de 153°C, a una presión máxima de 2358 bares aproximadamente.

Los datos de isótopos estables y radiogénicos, así como los datos geoquímicas de Rb y Sr apuntan a que el carbono presente en las calcitas deriva de la disolución de calizas de origen marino (probablemente de la Formación Rosablanca) y que el agua que participó en la formación de estas calcitas procede de reacciones de devolatilización de estas calizas. El valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en estas calcitas indica que el Sr se deriva de una fuente continental.

* Trabajo de investigación

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director Luis Carlos Mantilla Figueroa

RESUINGLES

TITLE :GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES DE BARITA-CALCITA Y BARITA-FLUORITA EN LOS MUNICIPIOS SUCRE Y BOLÍVAR (DEPARTAMENTO DE SANTANDER).*

AUTHORA: DEYSI YAMILE SAAVEDRA PIMIENTO.**

KEY WORDS: Vélez, Santander, Colombia, Barite-Calcite, Barite-Fluorite, Mycrothermometry, Isotopic geochemical.

DESCRIPTION

The study area, localized in the Vélez Province, in Jurisdiction of Sucre and Bolivar municipalities (Department of Santander, Colombia), presents a sedimentary register of Mesozoic rocks, which are correlated with the lower Cretaceous Formations Cumbre, Rosablanca, Paja and Tablazo, after the nomenclature used for the Magdalena Middle Valley basin. Between the structures formed after the different phases of deformation of the Andean Orogeny, which affect these rocks, are the anticlinal and the synclinal of Jesús María and the faults of El Guamito and Jabonera.

The mineral manifestations studied of Barite-Calcite and Barite-Fluorite are associated to the Jabonera Fault (decollement horse fault), which favour the percolation of hydrothermal fluids of approximate age 54 ma (Early Eocene). The mycrothermometric analysis of fluid inclusions show that the paleohydrothermal pulse responsible of these mineralizations had minimum temperatures of 153°C and a maximum pressure of 2358 bars approximate.

The facts of stable and radiogenic isotopes and the geochemical facts of Rb and Sr show that the carbon in the calcite result of the limestones dissolution of marine origin (may be of the Rosablanca Formation)and the water that participate in the formation of this calcites proceed of devolatilization reactions of this limestones. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated relation for this calcites show that the Sr proceed of continental source.

* Work of Investigation

** Faculty of Chemical Engineerings Physical. School of Geology, Director Luis Carlos Mantilla Figueroa.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de proyecto de grado es el resultado de una investigación realizada en el área de estudio localizada al sur de la Provincia de Vélez, bajo jurisdicción de los municipios Sucre y Bolívar, en el departamento de Santander, con coordenadas: X: 1.145.000, Y: 1.030.000; X: 1.160.000, Y: 1.040.000. correspondientes a las planchas topográficas #170-II-A-1, #170-II-A-2, #170-II-A-3, #170-II-A-4, #170-II-C-1, #170-II-C-2 a escala 1:10.000, y las planchas # 170-II-A y # 170-II-C a escala 1:25.000, realizadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, según la proyección Gauss con origen X: 1.000.000 y Y: 1.000.000, ubicado en Santafé de Bogotá D.C.

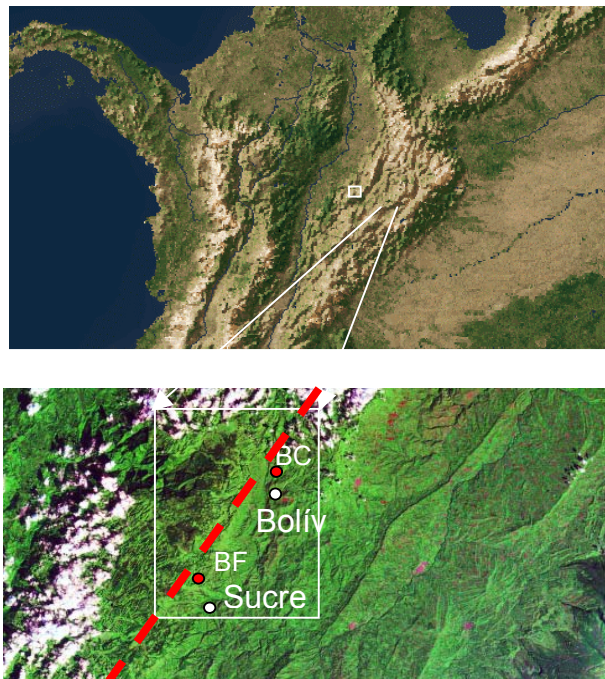
Este proyecto tiene por finalidad estudiar la génesis de las manifestaciones hidrotermales de Barita-Calcita (BC) y Barita-Fluorita (BF), presentes en rocas sedimentarias Cretácicas de la Formación Rosablanca, aflorantes en el área de estudio. Para lograr este objetivo se consideró necesario, entre otros aspectos, conocer las características fisicoquímicas de los paleofluidos que dieron lugar a estas manifestaciones minerales, y determinar su interacción con la roca caja.

La disposición espacial de las manifestaciones de BC y BF estudiadas, tal como se observa en la Figura 1, permite establecer una primera y estrecha relación con una importante estructura de dirección aproximada N30E, la cual al parecer es la misma estructura interpretada por Mantilla et al. (2003), para el área Vélez-Bolívar-Guavatá, denominada Falla Jabonera, e interpretada como de tipo cabalgante. Esta estructura a su vez, se dispone casi paralelamente al eje axial principal de una gran estructura conocida en la bibliografía geológica como el anticlinal de la Chirle o Funcia.

Otros rasgos geológicos que se han destacado en este estudio, es la presencia de calizas como material encajante, presencia en estas de importantes fenómenos de disolución por presión, y abundantes fragmentos orgánicos tipo bioclastos. En este caso las manifestaciones minerales analizadas se presentan a manera de venas con bordes ocasionalmente muy irregulares, y cortando por lo general perpendicularmente los planos de estratificación.

Se espera que este estudio contribuya a establecer similitudes y diferencias, con relación a otras manifestaciones hidrotermales en la Cordillera Oriental, en aras de poder delimitar en el futuro provincias paleohidrogeológicas con interés económico (por ejemplo, para esmeraldas, sulfuros, etc.).

Figura 1. Distribución espacial de las manifestaciones de Barita-Calcita (BC) y Barita-Fluorita (BF) estudiadas en la zona, asociadas a la falla Jabonera.



Fuente. Modificado de Geoviewer.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Estudiar la génesis de las manifestaciones de barita-calcita (BC) y barita-fluorita (BF) presentes al norte de los Municipios de Bolívar y Sucre (Dpto. de Santander), respectivamente, a partir de estudios petrográficos y microtermométricos en inclusiones fluidas y geoquímica de isótopos estables, fundamentalmente.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Contextualizar geológicamente las manifestaciones de barita-calcita (BC) y barita-fluorita (BF), a partir de la información geológica existente.
- Estudiar la mineralogía y la petrografía de las venas con BC y BF y de su roca caja.
- Realizar un estudio petrográfico de inclusiones fluidas en los materiales de relleno de venas.
- Realizar estudios microtermométricos en inclusiones fluidas presentes en los materiales de relleno de venas.
- Estudiar la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las calcitas, para fines de identificar la fuente del carbono y del oxígeno en el fluido.
- Estudiar los datos de geoquímica del Rb y el Sr de las calcitas de venas, en aras de establecer su procedencia.
- Elaborar a la luz de estos datos, un modelo de formación de estas manifestaciones hidrotermales.

1. METODOLOGÍA

La metodología desarrollada en este trabajo, se divide en tres etapas: a) una de oficina, donde se realizó la compilación y el análisis de la información existente, y el reconocimiento de la litología del área mediante observación y estudio de las muestras existentes, recolectadas por la Escuela de Geología de la UIS; b) una etapa de laboratorio, donde se realizó la preparación de muestras y análisis petrográfico, microtermométrico y geoquímica de las muestras, y finalmente; c) la Interpretación de los resultados obtenidos y la edición del informe final.

Por su importancia en la obtención de nuevos datos, a continuación se describe más detalladamente lo relacionado con la etapa de laboratorio.

1.1 TRABAJO DE LABORATORIO

Se prepararon secciones delgadas de algunas muestras específicas de mayor interés, como son: barita, calcita, fluorita y la roca caja (caliza de la Formación Rosablanca), para ser analizadas petrográficamente.

- **Estereomicroscopio:** Se utilizó básicamente para determinar la mineralogía de los materiales analizados y establecer sus rasgos texturales. El equipo utilizado fue un estereoscopio tipo Carl Zeiss Jena del laboratorio de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander.

- **Preparación de secciones delgadas:** Las secciones delgadas utilizadas en estudios microtermométricos, se elaboraron de manera similar a como se hacen las secciones delgadas convencionales para estudios mineralógico-

petrográficos. La diferencia radica en que estas muestras, según el material, tuvieron espesores hasta de 100 μ m, y durante su elaboración no se sometieron a temperaturas superiores a los 80°C (especialmente para nuestras muestras). Esto, debido a que por encima de esta temperatura puede llegar a ocurrir la decrepitación de las IF (inclusiones fluidas) con Th (temperaturas de homogenización) más bajas.

Este tipo de secciones, referidas en la bibliografía anglosajona como láminas doblemente pulidas, durante su elaboración se adhirieron al cristal portamuestras, con un pegante de fácil disolución ante componentes orgánicos, que en el mercado es conocido como “Pegadit”.

La separación de estas secciones, para su partición y posterior estudio en la platina refrigeradora-calentadora, se realizó sumergiendo la muestra en acetona pura, mínimo durante 10 horas.

- Microscopía de luz transmitida: Se utilizaron microscopios ópticos binoculares de luz transmitida marca NIKON, tipo Labophot”-pol disponibles en el laboratorio de Petrografía de la Escuela de Geología, así como microscopios trioculares de luz transmitida disponibles en el laboratorio de investigación del grupo MINPETGEO, en la sede de la UIS en Guatiguará (Piedecuesta). Estos equipos ópticos se utilizaron para realizar los estudios mineralógicos y petrográficos (fases minerales e Inclusiones fluidas) de las secciones delgadas.

- Microtermometría: Las mediciones microtermométricas se realizaron en una platina de enfriamiento – calentamiento (con un rango de temperaturas entre -198°C y +700°C), tipo THMS 600 marca LINKAM, ubicada en el laboratorio de microtermometría del Grupo de Investigaciones en Geología de la UIS, sede Guatiguará.

Todo el sistema del equipo se calibró con patrones de inclusiones fluidas sintéticas suministradas por SYN FLINC, Inc., y se utilizaron algunos líquidos orgánicos con propiedades fisicoquímicas definidas, observables en la Tabla 1.

Tabla 1. Propiedades fisicoquímicas de los patrones que se utilizaron para la calibración del equipo microtermométrico. Te = Temperatura eutéctica; Th = Temperatura de homogenización.

COMPOSICIÓN DEL PATRÓN	Te (°C)	Th (°C)
75% mole H ₂ O + 25% mole CO ₂	-56,6	-
H ₂ O + NaCl composición eutéctica (23.2 % en peso de NaCl).	-21,2	-
H ₂ O + KCl composición eutéctica (19.6 % en peso de KCl).	-10,7	-
Tolueno	-95	
Clorobenceno	-45.6	
H ₂ O	0,0	374,1

Fuente. Syn flinc, Inc.

Para la interpretación de datos microtermométricos se calcularon las propiedades composicionales de las inclusiones fluidas (IF) mediante la utilización de algunos software desarrollados por el profesor Ronald J. Bakker del Institute of geological sciences de la Universidad Leoben de Austria (Samson et al.2003). Estas propiedades fueron calculadas para el sistema acuoso salino H₂O + NaCl + CaCl₂ mediante la utilización del programa AqSo2e (versión 03/02). Así mismo las isócoras de este sistema químico fueron calculadas mediante la utilización del programa Loner 38.

1.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los análisis geoquímicos se realizaron en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Pablo (Brasil).

Las muestras seleccionadas para análisis de isótopos estables fueron calcitas de venas y carbonatos presentes en la roca encajante (calizas, margas). Este material fue pulverizado, y posteriormente sometido a un ataque con ácido fosfórico a 100%, a una temperatura de 25°C. Los volátiles liberados mediante este ataque ácido, pasaron seguidamente por una columna de trampas criogénicas con el objetivo de aislar (recolectar) el CO₂. Finalmente, este gas se analizó mediante un espectrómetro de masas Tipo 20-20, para calcular las relaciones isotópicas del oxígeno y carbono.

Las determinaciones del contenido de Sr y Rb de las muestras seleccionadas, se realizaron mediante el uso de un espectrómetro de emisión atómica con plasma inducido (ICP-AES), y las relaciones isotópicas del Sr, medidas en un espectrómetro modelo ARL-3410 del Applied Research Laboratories.

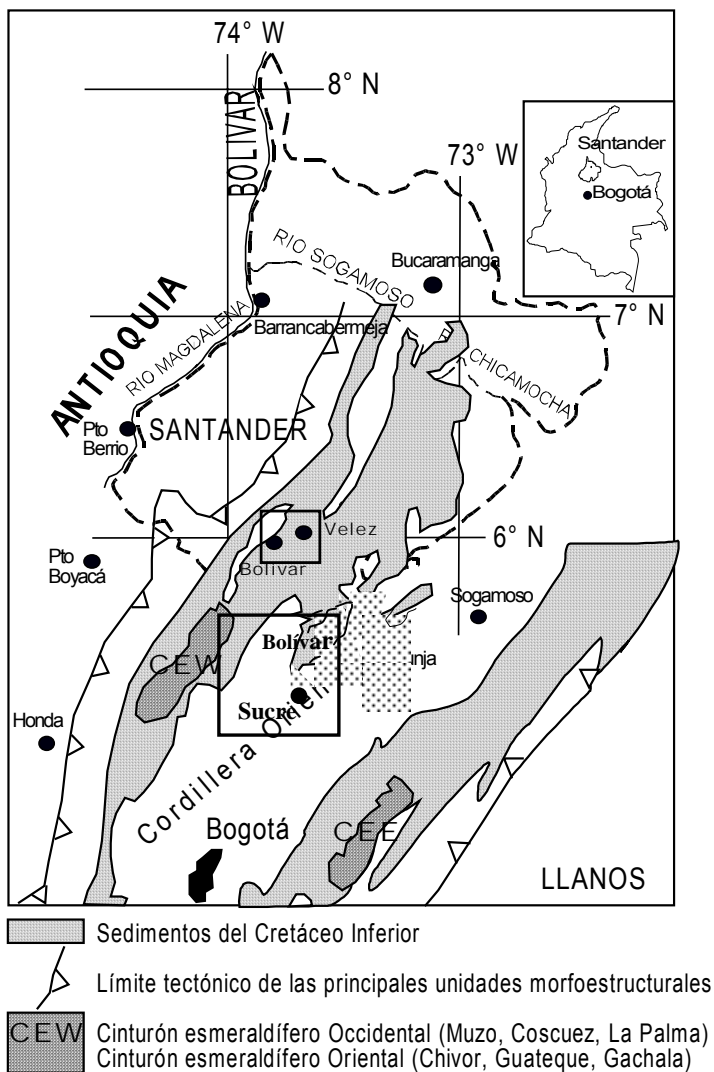
1.3 GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO

1.3.1 Localización. El área de estudio se localiza en la Cordillera Oriental de Colombia, en el departamento de Santander al sur de la Provincia de Vélez, bajo jurisdicción de los municipios Sucre y Bolívar (Figura 2), según coordenadas y base topográfica anteriormente mencionada (ver apartado Introducción).

El área dista unos 250 Km. de la ciudad de Bucaramanga; a esta zona se llega tomando la troncal de Oriente hasta el municipio de Barbosa y desde

allí, por carretera pavimentada, se accede hasta el municipio de Vélez. Una nueva vía, conocida como La Troncal del Carare, comunica a Vélez con un punto conocido como 'Palo blanco', desde donde se desprende una carretable en dirección al Municipio de Bolívar y posteriormente al municipio de Sucre. Una serie de vías secundarias, facilitan el acceso a los distintos lugares del área.

Figura 2. Localización del área de estudio.



Fuente. Modificado de Mantilla et al, 2003.

1.3.2 Fisiografía y clima. La zona de estudio se encuentra entre la transición del Valle Medio del Magdalena a la Cordillera Oriental, El relieve del municipio de Vélez y sus alrededores se caracteriza por ser moderado, con pendientes onduladas o quebradas alrededor de los 11°, se encuentra ubicado en un piso térmico subandino, la temperatura oscila entre 20 - 27° C, la pluviosidad media anual es de 1930 mm. (Corpes, 1991). La humedad relativa supera el 80%, el clima es frío y sus suelos son propicios para cultivos por sus extensas laderas, la vegetación corresponde a una zona de bosque muy húmedo montano bajo, con pastos muy densos, ventajosos para zonas de pastoreo. La topografía de esta zona varía entre las cotas de 1700 (río Ture) y 2700 m.s.n.m. la región exhibe un patrón de drenaje dendrítico a subparalelo.

2. ANTECEDENTES

2.1 ESTRATIGRAFÍA

La litología presente en este sector corresponde con lo descrito en Morales (1958) y Gómez (1977), como formaciones Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo (Figura 3), de naturaleza sedimentaria y de edad Cretácico Inferior.

Estas unidades, consideradas material de relleno de la subcuenca Tablazo-Magdalena, se componen mayoritariamente de sedimentos siliciclásticos, carbonatos, lodolitas y margas, respectivamente, los cuales alcanzan un espesor de unos 1000 metros.

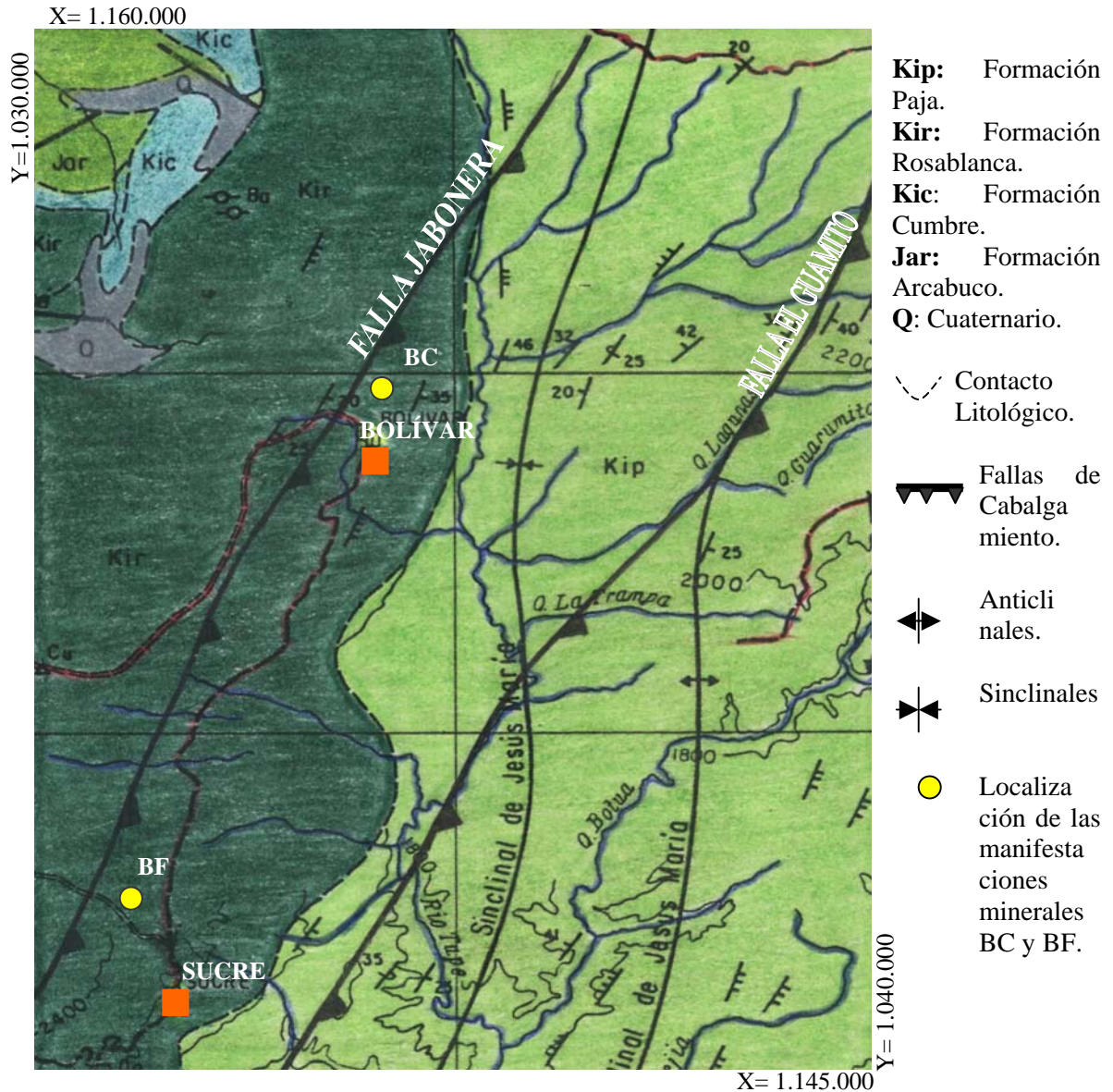
Este registro sedimentario presenta una serie de pliegues, entre los cuales destacan: El Anticlinal de la Chirle, El Sinclinal y Anticlinal de Vélez, entre otros (Gómez, 1977; Ulloa y Rodríguez, 1978).

2.1.1 Formación La Cumbre. Esta formación fue estudiada inicialmente por Renzoni (1969) quien le asignó el nombre. Posteriormente fue descrita por Mendoza (1985). La sección tipo se localiza en el alto de La Cumbre en la carretera entre Arcabuco y Moniquirá, Boyacá.

Es una formación de edad Berriasiano-Hauteriviano (145-130 M.a.) y está constituida por areniscas color gris oliva, cuarzosas de grano fino, con cemento silíceo; limolitas y arcillolitas blancas y negras; limolitas rojas.

Estos sedimentos se consideran generados en un ambiente de dominio marino marginal sobre una llanura costera aluvial. El espesor es de 137m en la sección tipo y entre 25 y 53 m en Santander (En Clavijo y Royero, 2000).

Figura 3. Esquema Geológico Regional con la localización de las manifestaciones hidrotermales estudiadas.



Fuente. Esquema apoyado en la Geología de Ulloa y Rodríguez, 1978 y modificado en sus rasgos tectónicos según Mantilla, et al., 2003.

2.1.2 Formación Rosablanca. Este nombre fue propuesto inicialmente por Wheeler (1929), a unas calizas que afloran sobre el río Sogamoso y que se consideran de edad Valanginiano-Hauteriviano (131-117 m.a.) y que son correlacionables estratigráficamente con las calizas que afloran en el área. Esta formación también fue estudiada por Cardozo y Ramírez (1985) en la región de Villa de Leyva (Boyacá) y en varios sectores del departamento de Santander (P. ej.: Gámbita), tal como se resume en Clavijo et al. (2000).

A nivel general, esta formación está compuesta en su parte inferior por capas 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 en ciertos sectores restringidos; el resto de la secuencia se depositó en un medio marino somero en condiciones neríticas. El espesor varía de 150 a 425 m. Según Gómez (1977), en la zona dicha formación se caracteriza por mostrar una morfología de altas pendientes con desarrollo cárstico, acompañado además de una intensa fracturación que lleva el tren general de toda la Cordillera Oriental de rumbo NE-SW (Figura 4).

Figura 4. Aspecto en el terreno de la Formación Rosablanca donde se localizan las muestras analizadas.



Fuente. Fotografía tomada por Marco Idelfonso Álvarez. Municipio de Bolívar, Santander.

Esta formación tiene su máxima expresión en el área de estudio, entre las poblaciones de Bolívar y el Peñón, en donde se presenta como el núcleo del Anticlinal de La Chirle o La Funcia.

Sobre esta zona, las manifestaciones de la Formación Rosablanca obedecen a gruesos estratos de 0.5 a 5 metros de espesor de bancos de calizas grises y azuladas con intercalaciones hacia el techo con shales negros que al meteorizarse presentan una coloración rojiza (Figura 5). Su potencia total, se calcula en unos 300 m. Esta formación es cortada en algunos sectores por venas de cuarzo de varios cms de espesor con mineralizaciones de calcopirita, ankerita, calcita entre otros. También se encuentra Barita asociada a estas calizas (Figura 6). En general, yace concordante en su base con la Formación La Cumbre y es suprayacida por las Formaciones Paja y Tablazo.

Figura 5. Afloramiento de la Formación Rosablanca en el área de estudio



Fuente. Fotografía tomada por Marco Idelfonso Álvarez. Municipio de Bolívar, Santander

Figura 6. Venilla de barita pura asociada a la caliza de la Formación Rosablanca en el área de estudio.



Fuente. Fotografía tomada por Marco Idelfonso Álvarez. Municipio de Bolívar, Santander.

2.1.3 Formación Paja. La Formación Paja de edad barremiano-aptiano inferior (130-120 m.a) fue inicialmente descrita por Wheeler (1929) y su localidad tipo está en el cerro Rosablanca al oriente del puente sobre el río Sogamoso. En la zona, esta unidad está constituida por lutitas y shales oscuros azulosos, fosilíferas, con intercalaciones de arenisas gris amarillentas de grano fino, con algunas intercalaciones de shales grises, localmente arenosas, fosilíferas. Se estima que su depósito tuvo lugar en un ambiente epicontinental. El espesor varía entre 125 y 625 m (En Clavijo y Royero, 2000).

2.1.4 Formación Tablazo. Suprayaciendo la Formación Paja, se encuentra la Formación Tablazo, de edad Aptiano-Albiano inferior (120-110 m.a), descrita inicialmente por Wheeler (1929). La localidad tipo está en el sitio el Tablazo en el puente del cruce sobre el río Sogamoso de la vía Bucaramanga-San Vicente. La secuencia de esta unidad consiste de calizas grises a negras, fosilíferas, localmente glauconíticas y arcillosas de color negro, intercalados con niveles de arcillolitas grises a gris azulado, calcáreas, fosilíferas, en capas medianas a gruesas, con intercalaciones de areniscas grises de grano fino a medio, arcillosas, levemente calcáreas, en capas delgadas. El ambiente de depósito parece corresponder a condiciones neríticas poco profundas. El espesor varía entre 150 y 325 m.

2.2 GEOMORFOLOGÍA

La morfología del terreno es de alta pendiente, con geoformas muy particulares sobre el flanco Este del Anticlinal de la Chirle. La formación de escarpes alineados en dirección NE-SW, hacen parte de la disolución superficial de la roca, donde las aguas drenan en esta dirección cayendo sobre el Río Ture, el cual, es el cauce principal hacia la parte baja del Anticlinal.

Otras geoformas como dolinas, uvalas y valles ciegos se encuentran sobre todo el flanco Este del anticlinal. Dichas geoformas son típicas en calizas, que para esta zona, corresponderían a la Formación Rosablanca.

Así mismo, en la cima del anticlinal, el cual está erosionado en su parte más alta forma un pequeño polje, es decir, una depresión plana en medio de escarpes altos, al cual cae una pequeña quebrada, formándose un pequeño lago en la base del mismo, para luego infiltrarse por las cuevas que se han formado, debido a la acción del agua.

Muchas cuevas quedaron registradas dentro de la roca como paleocarst y otras aún se encuentran activas con aguas subterráneas que son conducidas hacia sitios más bajos, resultando la formación de pequeños lagos hacia la parte inferior, donde la litología empieza a cambiar y se hace más arcillosa. Allí otras geoformas empiezan a encontrarse donde la pendiente se hace más suave, presentándose colinas redondeadas limitadas por una red densa de drenajes subdendrícos y con forma de “ganchos” lo que hace pensar en un área fallada. Precisamente estos fallamientos son la causa de que la zona presente deslizamientos planares, formándose crestas de monoclinas abruptas (steep structural ridge) sucediéndose además fenómenos locales de remoción en masa tipo reptación, solifluxión plástica (terracetas y patas de vaca) y algunos derrumbes ocasionales.

En general, el sistema montañoso está regido por colinas y montañas estructurales plegadas combinadas con un sistema denudativo fluvio-gravitacional.

2.3 ASPECTOS ESTRUCTURALES

Los rasgos estructurales que a continuación se destacan, es básicamente un resumen elaborado a partir del trabajo publicado por Mantilla et al. (2003), sobre la geología del área Vélez-Bolívar-Guavatá.

2.3.1 Estructuras de deformación. Pliegues. Los pliegues identificados de primer orden son de oeste a este: El Anticlinal de La Chirle, el Sinclinal y el Anticlinal de Vélez, previamente reportados en Gómez (1977). Entre las dos primeras estructuras se reconoce otra serie de pliegues anticlinales y sinclinales de menor orden, los cuales no parecen presentar una continuidad bien definida. En su lugar, estos pliegues se reconocen solo a escala de bloques, generados durante la compleja historia deformacional del área.

Estos pliegues de menor escala, afectan principalmente a la Formación Paja y su manifestación parece estar relacionada tanto con el carácter incompetente de estas rocas, como con la presencia de la falla El Guamito y Jabonera. En cualquier caso, estas estructuras por lo general presentan un carácter simétrico con planos axiales orientados aproximadamente N25-30E.

Micropliegues. Las estructuras de deformación tipo micropliegues (pliegues de escala centimétrica) se relacionan con las litologías menos competentes de la Formación Paja. En esta unidad, de oeste a este, se observa una variación en la simetría de estas estructuras, la cual se traduce en la presencia de micropliegues asimétricos en su parte basal (hacia el contacto con la Formación Rosablanca) y simétricos en las partes estratigráficamente más altas.

La formación de este tipo de estructuras se relacionan con mecanismos de deformación tipo "*flexural-slip fold*".

Fallas. Entre las fallas de primer orden identificadas en el área de estudio se destacan: El Guamito, Jabonera, La Hervedora y otras de menor orden.

La Falla El Guamito, de dirección aproximada N30-40E, se reconoce en el terreno por la rectilinealidad que forma la quebrada del mismo nombre y su proyección hacia la quebrada La Lajita. Esta falla se considera de tipo inversa, de muy bajo ángulo y con el plano de falla paralelo a los planos de estratificación (tipo *decollement*).

La Falla Jabonera, se manifiesta al oeste del área de estudio y presenta características muy similares a la Falla El Guamito, por lo que se considera también de tipo "*decollement*". Asociado a esta falla se identifican zonas con

foliación tectónica que afectan fundamentalmente a la Formación Rosablanca, cuyos planos mantienen la misma dirección de la Falla.

Otras fallas identificadas en el terreno, de carácter transcurrente, se encuentran orientadas aproximadamente E-W y se reconocen fácilmente por los desplazamientos generados y por la presencia de brechas de falla. Estas últimas, cuando se generan por el triturado de rocas calcáreas (Formación Rosablanca, especialmente) desarrollan una textura denominada "*Cockade*", la cual se caracteriza por presentar cristales prismáticos creciendo hacia los espacios dejados por los fragmentos de brecha (Roberts, 1989). Estos últimos, en este tipo de fallas aun se encuentran con oquedades, es decir, pobremente cementados, por lo que se deduce que su formación ha ocurrido cuando la roca se encontraba muy próxima a la superficie. Este hecho, sumado a las relaciones con otras fallas, indica que esta familia de fallas es tardía en comparación con las anteriores.

Entre las fallas de la familia antes descrita (de dirección aproximada E-W), especial atención presenta la Falla La Hervedora, reconocible en el terreno por el trazo recto que forma la quebrada del mismo nombre localizada al sur del municipio de Bolívar.

Algunas fallas de tipo normal identificadas en la zona parecen estar más relacionadas con deslizamientos gravitacionales recientes, aunque en algunos casos pueden desarrollarse a lo largo de planos de antiguas fallas inversas. En cualquier caso, estas fallas son muy restringidas y casi siempre están asociadas al desarrollo de los valles formados durante la evolución del drenaje actual. Es el caso de las fallas normales en el sector del Cerro de la Cruz, cuyos planos buzan hacia el Río Ture, frente al cerro Gavilanes.

Estilolitos. Los estilolitos, estructuras formadas por procesos de disolución por presión (Mojica, 1985), han sido identificados a escala de afloramiento y de microscopio, principalmente en las unidades calcáreas Rosablanca y Tablazo.

A nivel de afloramiento, en la Formación Rosablanca estas estructuras son de dos tipos: verticales y horizontales. Su aspecto en muestra de mano varía desde muy oscuro, seguramente debido a la concentración de componentes orgánicos, hasta rojizos, por presencia de óxidos de hierro y titanio. Los estilolitos verticales se disponen paralelamente a las superficies de estratificación, por lo que se interpretan como generados por carga litostática, mientras que aquellos de carácter horizontal (tardíos con relación a los anteriores), debieron haberse formado durante la etapa compresiva que dio lugar a los pliegues anteriormente citados.

En la Formación Tablazo estas estructuras presentan un menor desarrollo, siendo las litologías calcáreas las únicas afectadas por procesos de estilolitización que dan origen a estilolitos fundamentalmente de tipo vertical.

En la Formación Paja, los fenómenos de estilolitización son observados especialmente a escala de microscopio y al igual que en el caso anterior, son más frecuentes aquellos de tipo vertical.

Otras estructuras. Entre otras estructuras de deformación reconocidas en el área de trabajo, destaca la presencia de fósiles deformados, principalmente amonites, los cuales sufren un significativo acortamiento en el sentido de los ejes de mayor esfuerzo, generadores de planos de anisotropía tipo "*slaty cleavage*". Asimismo, se aprecia un importante desarrollo de boudines en masas de pirita y nódulos, dando lugar a morfologías discoidales.

2.3.2 Tipología de la Foliación. En términos de la clasificación de Paschier y Trouw (1996), en el área de estudio se observan los tres tipos de foliaciones (primarias, diagenéticas y secundarias), dependiendo del sector y de la unidad litoestratigráfica que se observe. La descripción de estas foliaciones se hará de oeste a este, en términos muy generales.

En toda la franja oeste del área de estudio, asociado a las rocas calcáreas de la Formación Rosablanca, se observan dos tipos de foliaciones: diagenética y secundaria. Esta última forma unos planos de anisotropía muy penetrativos que cortan a los planos de estratificación casi perpendicularmente, denominada "*slaty cleavage*". Según Durney y Kish (1994), este clivaje es responsable en el terreno de la formación de una fuerte fisilidad ("*strong cleavage fissility*"). Este tipo de cleavage también ha sido identificado en las mismas calizas de la Formación Rosablanca que afloran hacia el Municipio del Peñón (fuera del área de estudio), en donde Téllez *et al.* (1980) lo describe como una 'fibrosidad intensa perpendicular a la estratificación'. Este tipo de foliación tectónica reconocida en el área de trabajo, al parecer se relaciona mecánica y temporalmente con la formación de la Falla Jabonera.

Un aspecto muy importante de esta fábrica tectónica, es que muchos sedimentólogos y petrólogos la consideran como evidencias de un metamorfismo incipiente de muy bajo grado (Turner, 1981; Kish, 1983; Frey, 1987).

En este sector, las rocas de la Formación Paja se caracterizan por tener una foliación predominante de tipo diagenética, aunque muy localmente se presentan sectores con un cleavage secundario, tipo "*pencil*", generado por la partición de la roca, en el cruce de los planos de foliación diagenética y secundarios incipientes.

Asociada a la Falla el Guamito, se presentan sectores nuevamente con una foliación tectónica tipo “*slaty cleavage*”, con un mejor desarrollo en las litologías tipo black shales y con la misma orientación de la falla. La distribución espacial de estos sectores parece formar una banda de dirección N30E, que desaparece gradualmente hacia el este y oeste, a medida que empieza a dominar nuevamente la foliación diagenética (So). La presencia de venas con asphaltita orientadas en el mismo sentido de la foliación secundaria, sugiere una estrecha relación temporal entre foliación, falla y esta familia concreta de venas.

Otro tipo de foliación tectónica observada en la Formación Paja, denominada “*scaly cleavage*”, se presenta en el sector por la vía Espejo-Paloblanco y al sureste, cerca a Guavatá. La presencia de estos planos de anisotropía es de gran importancia, debido a su apariencia como supuestas superficies de estratificación, lo cual puede generar una gran confusión en el momento de determinar la arquitectura del área. En estos sectores, estos planos (con buzamiento aproximado al W) en la mayoría de los casos se diferencian de los planos de foliación diagenética (con buzamiento al E), por el gran contenido en óxidos de hierro y un material arcilloso de tonalidades entre amarillento y rojizo.

2.4 GEOCROLOGÍA

Los agregados de micas potásicas (predominantemente sericita) que cortan lodolitas calcáreas orgánicas de la Formación Paja (Cretácico inferior), aflorantes en el sector de la Provincia de Vélez, registran un evento hidrotermal principal, al parecer relacionado temporal y espacialmente con la falla cabalgante El Guamito, la cual debió servir de canal de escape de fluidos migratorios profundos.

En este sector, a lo largo de esta falla se presentan venas hidrotermales rellenas mayoritariamente de calcita + agregados de mica potásica+ esfalerita ± pirobitumen brechificado ± pirita.

Un análisis geocronológico $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ realizado en estos agregados con predominancia de sericita permitió determinar la edad del evento hidrotermal principal asociado a su formación, con edad de aproximadamente 54 Ma, correspondiente al Eoceno Temprano (Mantilla et al, 2004).

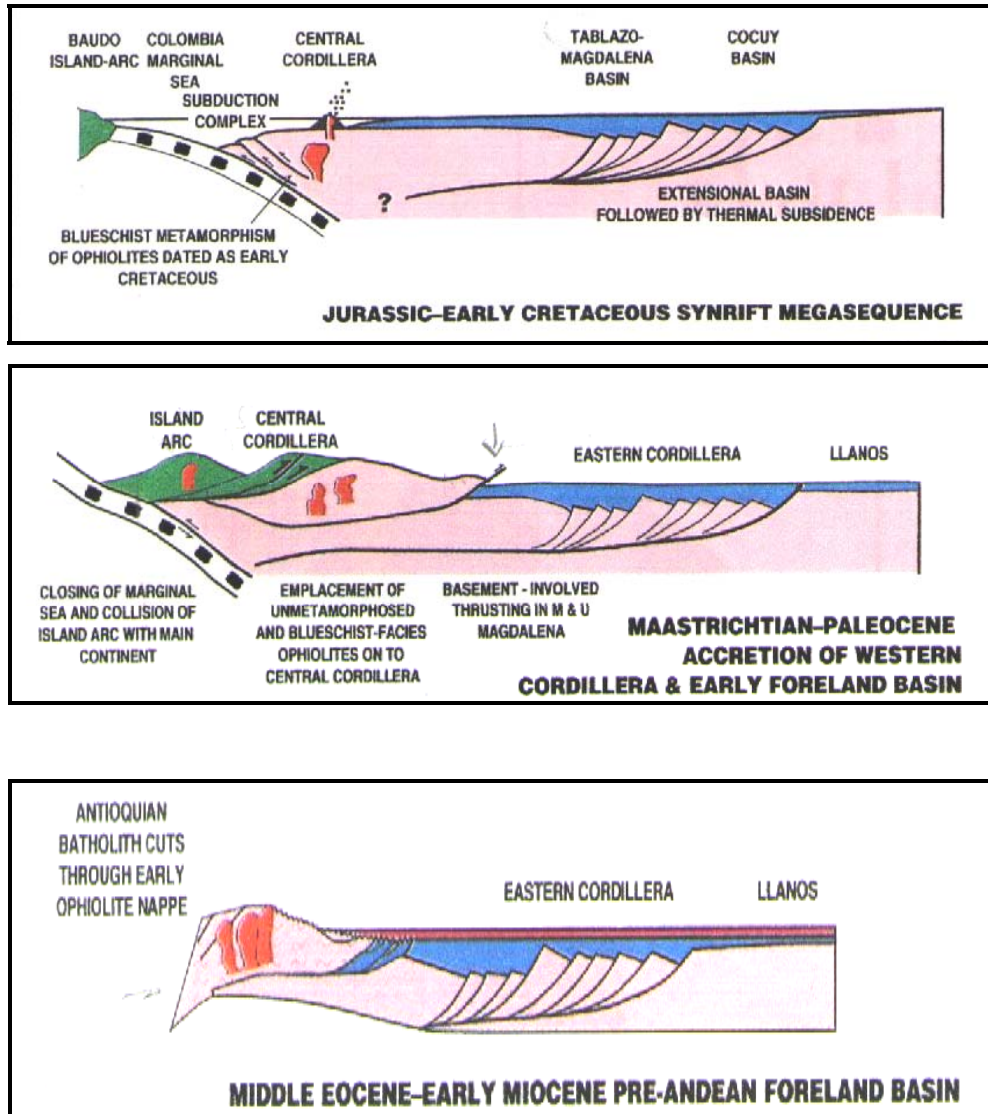
2.5 ASPECTOS PALEOTECTÓNICOS

2.5.1 Marco Histórico-Geológico Regional. A continuación, se presenta un resumen de los eventos geológicos que directa o indirectamente han participado en la configuración geológica (tanto de lo observable en superficie como a profundidad) del área de estudio.

A principios del Jurásico, se inicia un proceso de formación de cuencas en lo que hoy son los Valles del Magdalena Medio y el del Cesar (Estrada, 1972; Macia, et. al., 1985; Mojica y Herrera, 1986; Mojica y Franco, 1990 en Clavijo et. al., 2000).

Este proceso se inicia en una franja estrecha dando origen a sedimentitas jurásicas que por esfuerzos distensivos, empiezan a hundirse en bloques escalonados, provocado por un fallamiento normal, formándose de esta manera el graben primario.

Figura 7. Eventos que han participado en la configuración geológica del área de estudio.



Fuente. Tomado de Cooper, 1995.

En lo referente al actual nororiente Colombiano se forman algunas cuencas (Valle Medio del Magdalena, Cesar, Perijá, Mérida, Maracaibo), que fraccionan el “megaterreno Ancestral” por hundimiento en bloques escalonados siguiendo un patrón en zig-zag, limitado por dos sistemas de

fallas, N-NE y otro NW-SE que lo desplaza, cuyo elemento principal es la falla Bucaramanga- Santa Marta. Se suceden breves incursiones marinas (Formación Bocas), seguidas de una sedimentación fluvio-lacustre, acompañada de un incipiente vulcanismo explosivo (Formación Jordán) que aporta en parte material de relleno de estas cuencas; simultáneamente, ocurre la intrusión de cuerpos granodioríticos en el Macizo de Santander (190-160 m.a.). A finales del Jurásico y comienzos del Cretáceo se deposita la potente secuencia fluvial del Grupo Girón.

En el Cretácico Inferior la sedimentación continental da paso de manera gradual a la ingresión marina, que inicialmente inunda las entradas de las ramificaciones del paleo-rift del Magdalena y luego invade áreas mayores (Etayo et. al., 1989 en Clavijo et. al., 2000), depositándose una espesa secuencia de areniscas, lutitas y calizas de las formaciones cretácicas en las provincias del valle medio del Magdalena, Maracaibo y áreas menores en las provincias de Santander y Mérida. Para esta época, el Paleomacizo de Santander constituía una paleoelevación que sirvió de límite para diferenciar la depositación que tenía lugar hacia el oeste (cuenta Tablazo-Magdalena) y al este (cuenta del Cocuy). (Figura 7)

En el Cretácico Superior y comienzos del Terciario, se produce el retiro del mar, acompañado de un levantamiento diferencial. En este tiempo termina la larga etapa distensiva y se produce una inversión de esfuerzos, que desde el paleoceno da inicio a la etapa compresiva (Figura 7). En el paleoceno medio ocurre el levantamiento de la provincia del Macizo de Santander. Durante este lapso la erosión remueve gran parte de la megasecuencia cretácica, aportando el material que forma las diversas y potentes unidades terciarias.

Durante el Mioceno Medio, se inicia el levantamiento generalizado de la Cordillera Oriental Colombiana. En el Mioceno Medio- Superior se produce

una fase de compresión más intensa, formándose en la parte occidental del “supraterreno de la Cordillera Oriental”, una cadena plegada cabalgante con vergencia al occidente (Fabre, 1983 en Clavijo et. al., 2000) y un sistema de cabalgamiento en la parte oriental con vergencia al oriente (bloque de Pamplona). Esto hace que el “terreno Santander” se comporte como un Horst cuyos flancos oriental y occidental cabalgan sobre el “terreno Valle Medio del Magdalena” al occidente y “terrenos Maracaibo y Llanos” al oriente (Fabre, 1983; Toussaint y Restrepo, 1989; Toussaint, et. al., 1992 en Clavijo et. al., 2000).

Durante el Mioceno Superior y el Plioceno, la falla Bucaramanga - Santa Marta, tuvo su desplazamiento de rumbo sinistral de aproximadamente 100 Km. (Boinet et. al., 1989 en Clavijo et. al., 2000).

La última fase compresiva en la Cordillera Oriental se produce desde el mioceno superior y se continúa hasta el presente (Boinet et. al., 1985 en Clavijo et. al., 2000), generada por el desplazamiento de la placa Suramericana hacia el occidente. En el Mioceno Inferior-Plioceno-Pleistoceno se deposita la secuencia molásica del grupo Real. Entre el Pleistoceno y el Holoceno, se producen grandes depósitos fluviales semiconsolidados y pequeños depósitos glaciares, destacándose los que cubren el Valle Medio del Magdalena y los que constituyen la Meseta de Bucaramanga.

Las rocas que afloran sobre esta zona están inferidas a la época cretácica, tiempo durante el cual, se constituía entre la placa Suramericana y la del Norte una cuenca sin-rift, dentro de la formación del Océano Atlántico (Protocaribe) creándose además, una cuenca Foreland hacia el norte de la placa Suramericana, entre la Cordillera Central y el Escudo Guyanés, bordeada por paleofallas normales, con relativa subsidencia donde

inicialmente se acumularon sedimentos gruesos de areniscas pasando progresivamente a un ambiente más marino, con la depositación de bancos de calizas intercaladas con arcillolitas tanto silíceas, como algunas calcáreas, lo cual habla de la variedad de subambientes que se presentaban allí. Pero en general, lo que se presenta es una gran trasgresión marina que duró hasta principios del terciario.

2.6 DEPÓSITOS DE BARITA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTANDER: CONTEXTOS GEOLÓGICOS

En Santander existe mineralización de barita en forma de venas y filones en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias con diferente grado de pureza, cristalinidad y peso específico. Generalmente la barita se encuentra asociada a fluorita y a minerales de plomo, los cuales algunas veces se explotan como subproductos. Las explotaciones se realizan a pequeña escala por los métodos a cielo abierto y subterráneo.

Las manifestaciones más conocidas de barita en el departamento de Santander se encuentran en El área de La Paz, Bolívar, Jesús María, Barichara, Los Santos, Charta, Girón, Zapatoca, Guaca y La Aguada. La información principal fue tomada de Otero y Angarita (1975), la cual fue complementada con los trabajos de Gómez, A (1977) y Mantilla Figueroa et.al (2003), para el municipio de Bolívar; y con los trabajos de Ward et al (1970) y Willms (1982), para el municipio de Los Santos.

. **Municipio de La Paz.** Se reporta barita en la mina Vereda Amarillo. A esta mina se llega por una carreteable que se desvía de la carretera Chipatá - La Paz. La mineralización se presenta en venas de barita blanca, bien cristalizada, a veces ligeramente amarillenta con algo de fluorita y manchas

de malaquita, cortando calizas de la Formación Rosablanca, algo dolomitizadas y alteradas, con datos estructurales N60°W 85°NE.

. **Municipio de Bolívar.** Se reporta barita en la mina El Púlpito y Motua, Mina Platanillo y Mina Monteoscura.

Mina El Púlpito y Motua. Localizada al NW de la población de Bolívar. La mineralización consta de barita y calcita con algo de siderita, relleno de una serie de fracturas paralelas con rumbo N35°E, pertenecientes a una caliza gris oscura margosa de la Formación Rosablanca. El espesor de estas venas varía de 10 a 40 cm.

Mina Platanillo. Localizada aproximadamente a 4.5 Km. al NW de Bolívar, se reporta mineralización de barita blanca a ligeramente rosada con algo de calcita y siderita, la cual se presenta relleno de fracturas presentes en calizas margosas de la Formación Rosablanca. Esporádicamente se presentan pequeñas inclusiones redondeadas de calcopirita y nódulos de barita con capas concéntricas de siderita.

Mina Monteoscura. (Abandonada) situada aproximadamente a 4.5 Km. al SW de la población de Bolívar, presenta una mineralización de barita blanca y rosada relleno de fracturas en cavidades de las calizas de la Formación Rosablanca.

Gómez, A (1977) reporta dos manifestaciones de barita blanca en las calizas de la Formación Rosablanca, al NE de Bolívar.

También se menciona al norte del municipio de Bolívar, en la Vereda Orta, la presencia de venas rellenas mayoritariamente de malaquita, azurita, galena, barita y calcita, que alcanzan un espesor de hasta 15 centímetros, de

dirección aproximada N20°E y buzamiento 90° pertenecientes a la Formación Rosablanca; también en esta misma unidad se han identificado rellenos de barita pura o calcita, barita y ankerita (Mantilla-Figueroa, et al, 2003).

. **Municipio de Jesús María.** Se reporta la mina La Belleza (abandonada) ubicada en el corregimiento de La Belleza, a unos pocos metros del carretable La Belleza-Río Minero. Se presentan filones y venas de barita blanca, cuyo espesor es de 80 cm y dirección N51°E, atravesando calizas y margas de la Formación Rosablanca.

. **Municipio de Barichara.** Mina Las Juntas Sur. Está localizada 750 m al suroeste de la confluencia de los ríos Suárez y Chicamocha. Wokittel (1956) describe filones de barita con calcita, un poco de galena y manchas de malaquita en un área de más de un cuarto de kilómetro cuadrado. Existen dos filones verticales con rumbos N60°E y N80°W en la Formación Rosablanca, cuyo espesor máximo es de 2.5 m.

. **Municipio de Los Santos.** Se encuentran las minas Prima I, Prima II, Quebrada Ranchería, Quebrada Pomarroso, ubicadas en la confluencia de los ríos Chicamocha y Suárez; también se encuentra el Afloramiento La Purnia (Otero y Angarita, 1975), la mina Los Montes (Ward et al, 1970), y las minas en las Quebradas Montelargo, Chivatera y Niguas (Willms, 1982).

Mina Prima I. (Abandonada) La mina está a unos 1370 m en dirección N73°E desde Las Juntas. La mineralización es de barita blanca asociada con calcita en filones que cortan calizas grises fosilíferas de la parte superior de la Formación Rosablanca. Esporádicamente se presentan pequeños cristales de calcopirita y manchas de malaquita.

Mina Prima II. (Abandonada) La mina se encuentra entre las Quebradas Ranchería y Dañina. La mineralización es de barita con manchas de limonita en filones que cortan calizas grises de la Formación Rosablanca. El filón principal posee una longitud de 25 m y un espesor que varía de 5 cm a 1.90 m; sus datos estructurales son N50°E 55SE.

Mina Quebrada Ranchería. (Abandonada) Localizada en el carreteable Los Santos – Minas de El Guayacán, sobre el margen izquierdo de la Quebrada Ranchería. Se presentan bloques sueltos de barita blanca con calcita, y bloques de calcita con pequeños cristales de galena.

Mina Quebrada Pomarroso. (Abandonada) Localizada a 2.5 Km. en dirección N50°E de la inspección de policía de Pescadero. Se presentan bloques de barita blanca y la roca encajante es el granito de Pescadero.

Afloramiento La Purnia. Se encuentra 12 Km. al norte de la población de Los Santos, en la desembocadura de la Quebrada Carbonera. La mineralización consiste de barita blanca rellenando venas en forma irregular, dentro de areniscas y silstones de la Formación Girón.

Mina Los Montes. El depósito está 750m al oeste de Los Montes y unos 100 m abajo del camino a El Guaimarú. Un filón de 12 cm de espesor de barita blanca, casi vertical y con rumbo N50°W ocurre en estratos casi horizontales de limolita marrón rojiza de la Formación Jordán. La longitud de los filones varía de 1 a 3 m y el espesor de 5 a 12 cm, ubicándose paralelos entre sí.

Quebrada Montelargo. A este afloramiento se llega por una carreteable que conduce a la mina de yeso El Diviso. Se trata de una serie de filones paralelos con direcciones que oscilan alrededor de E-W y buzamiento entre 70°S y 90°S, con espesores entre 0.70 a 1.10 m, llegando hasta 6 m en un

lugar de ramificación. La mineralización consiste de barita blanca brechada y cementada por carbonato rojizo (siderita?), granos de calcopirita parcialmente alterada a calcocina, y malaquita. También se registraron acumulaciones pequeñas de calcopirita y trazas de galena. Algunas fracturas están rellenas de yeso. El espesor de los filones de barita se disminuye hacia abajo y finalmente es reemplazada por calcita. Los afloramientos principales están cerca del techo de la Formación Rosablanca, parcialmente en contacto tectónico con la base de la Formación Paja y cubiertos por depósitos cuaternarios.

Quebrada Chivatera. Filón abandonado al cual se llega por un ramal del carreteable a la mina de yeso El Carrancho. La mineralización se encuentra en calizas de la Formación Rosablanca en una zona fallada, con lineaciones horizontales y verticales, siendo las últimas las recientes. El filón tiene rumbo N10W con un espesor de 70 cm y el contenido mineralógico es similar al de la Quebrada Montelargo.

Quebrada Niguas. Afloramiento pequeño ubicado en la ladera que de la Mesa de los Santos conduce a Pescadero. Se observa barita asociada a fluorita, cuya roca encajante es el granito de Pescadero.

. **Municipio de Charta.** Se encuentra la mina Loma La Ovejera (abandonada), ubicada 2 Km. al norte de la carretera La Playa – Charta, sobre la ladera oriental de la loma La Ovejera (Ward et al, 1970). . El afloramiento mide 30 x 1.20 x 2 m y consta de una mineralización de barita blanca y rosada con pequeños cristales de galena, relleno de fracturas y brechas dentro de una cuarzomonzonita de grano medio, con xenolitos de esquisto cuarzo-feldespático, con rumbo N60°E.

. **Municipio de Girón.** Se encuentra la mina de Vadohondo (abandonada), ubicada en la carretera Girón – Vadohondo, por la margen oriental del Río de Oro, a 350m al sur del sitio denominado Vadohondo. La mineralización es de barita blanca en filones y venillas con dirección aproximada N70°W, dentro de areniscas rosadas de grano fino, con contenido de feldespato y moscovita. En algunos sectores esta arenisca se hace conglomerática presentando numerosos guijos de cuarzo.

. **Municipio de Zapatoca.** Hay manifestaciones de barita en la Quebrada La Cañada y en Las Juntas norte.

Quebrada La Cañada. Afloramiento ubicado a 10.7 Km. en dirección N80°E de Zapatoca, sobre el margen oeste del Río Sogamoso. La mineralización es de barita blanca cristalina en venas que cortan calizas y arcillas pizarrosas grises de la Formación Rosablanca. La barita alcanza un espesor de 50 cm y una longitud aproximada de 10 m.

Afloramiento Las Juntas Norte. Se encuentra a 1 Km. al norte de Las Juntas, sobre la margen oeste del Río Sogamoso. Unos 150 m arriba del río aflora un filón de barita blanca de 45 cm de ancho y 2 m de longitud, el cual se encuentra cortando areniscas y shales de la Formación Tambor, cuyos datos estructurales son N80°W y buzamiento vertical.

. **Municipio de Guaca.** Mina El Portillo. El depósito está a unos 50 m al norte de El Portillo, el punto más alto sobre la carretera Berlín-Baraya. La barita se encuentra en filones y lentes irregulares con un espesor máximo de 80 cm, pertenecientes a calizas y dolomitas de la Formación Diamante. Las dolomitas tienen datos estructurales N60°W 68°NE, las cuales muestran una textura cristalina muy fina y color marrón producto de la meteorización.

. **Municipio de La Aguada.** La mina se ubica en la Vereda San Martín (abandonada). La mineralización es de barita blanca con calcita y algo de fluorita en filones que cortan calizas.

En resumen, la barita que se reporta en el departamento de Santander, está básicamente relacionada con rocas sedimentarias de las Formación Rosablanca y en algunos sectores con rocas sedimentarias de las Formaciones Girón, Jordán y Tambor. También se encuentra en rocas ígneas como el Granito de Pescadero y una cuarzomonzonita con xenolitos de esquisto cuarzo-feldespático.

Las manifestaciones de barita con interés económico en el departamento de Santander corresponden a depósitos de fisura y relleno de cavidades pertenecientes a calizas de la Formación Rosablanca. Un ejemplo de éstos es el depósito del anticlinal de la Paz, ubicado en los municipios La Paz – La Belleza, el cual se encuentra actualmente en explotación. Este yacimiento se encuentra en forma perpendicular a las calizas de la Formación Rosablanca, en el flanco derecho del anticlinal, con una orientación N 10°-20° W y buzamiento de 75°-85° NE; con una longitud de 2 Km. y distancia vertical H de 800 m; el espesor varía de 5 cm a 130 cm. La barita encontrada es de color blanca, bien cristalizada, a veces ligeramente amarillenta con algo de fluorita y manchas de malaquita. Este yacimiento cumple con los requerimientos físicos y químicos para el uso de barita en lodos de perforación exigidos por las normas API SPEC* 13 A 93.

3. RESULTADOS

3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES DE LAS MANIFESTACIONES DE BARITA-CALCITA (BC) Y DE BARITA-FLUORITA(BF)

3.1.1 Consideraciones preliminares. Los depósitos comerciales de barita que se conocen en el mundo, se han agrupado según Brobst (1973), en: depósitos de fisura y relleno de cavidades, depósitos estratiformes y depósitos residuales.

- **Depósitos de fisura y relleno de cavidades.** Son aquellos en los cuales la barita y los minerales asociados se presentan a lo largo de fallas, fracturas, tajos, grietas, planos de estratificación, zonas de brechamiento, canales de disolución y estructuras de derrumbamiento. La barita en este tipo de depósitos es densa y de color gris a blanco; los minerales asociados son fluorita, calcita, celestina, dolomita, cuarzo, pirita, calcopirita, galena y esfalerita. La barita y los otros minerales de este tipo de depósitos son típicos de una serie epitermal, precipitados a partir de soluciones de baja temperatura y se encajan en cualquier tipo de roca.
- **Depósitos estratiformes.** Son aquellos en los cuales la barita está restringida a una secuencia de estratos, en rocas sedimentarias. Los depósitos de este tipo comercialmente importantes, tienen grano fino, son masivos, de color gris oscuro y con abundantes cristales y masas de barita con cuarzo, chert y carbonatos tales como calcita, dolomita, siderita, estroncianita y witherita; la pirita y el óxido de hierro son comunes.

Los depósitos estratiformes ocurren casi exclusivamente en rocas del Paleozoico Tardío y son fácilmente beneficiados. La barita en forma de nódulos y rosetas hace parte sustancial de estas capas y, en menor proporción, de algunas capas limosas y arcillosas. Estas dos estructuras sugieren que durante la depositación, existía espacio para un crecimiento libre. Las capas conglomeráticas están constituidas por nódulos y fragmentos de barita, chert, apatito y fragmentos de roca en una matriz fina granular de barita.

Acerca del origen de estos depósitos se ha planteado dos hipótesis:

- a) La barita fue originada como un depósito sedimentario primario (precipitación).
- b) Fue originada como un reemplazamiento, en la roca huésped, por una solución acuosa.

Dumbar y Rodger (1957), señalan un posible origen del bario, en el ambiente de rocas carbonatadas; el bario no puede sustituir al calcio en la estructura de la calcita, pero puede hacerlo en la estructura del aragonito. El bario es expulsado con la conversión del aragonito metaestable en calcita estable; en presencia de iones SO_4^{-2} , puede formarse barita, explicando así la diseminación de cristales de barita, tan comunes en rocas carbonatadas.

- **Depósitos residuales.** Se presenta en materiales no consolidados, formados por la meteorización de depósitos pre-existentes. Es común en el residuo de calizas y dolomitas de edad Cámbrica y Ordoviciana. La mayoría de la barita de este tipo de depósitos es blanca y translúcida, a opaca; los depósitos derivados de las soluciones de canal y de sistemas de venas tienden a ser alargados y aquellos derivados de estructuras de derrumbamiento y sumideros tienden a ser redondeados. La fuente de la

barita en estos depósitos se presume que sea el material de la vena epigenética que queda después de haberse descompuesto químicamente la roca madre.

La barita se presenta en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, con diferentes grados de pureza y cristalinidad y con edades desde el Cámbrico hasta el Terciario.

Según Betejtin (1977), la barita se forma en la naturaleza por varias vías, pero siempre que haya una elevada presión parcial de oxígeno y temperaturas relativamente bajas; por eso, lo mismo que los demás sulfuros anhidros, no se encuentra como mineral magmatógeno en rocas eruptivas ni en las metamórficas profundas.

Para Lewis (1970), la barita es frecuente en los yacimientos hidrotermales y jamás se encuentra en depósitos de sal; es extremadamente rara en calizas; suele ser común en los yacimientos sedimentarios de manganeso y hierro, en los sedimentos arcillosos de las zonas litorales y en las areniscas marinas. Los agregados más frecuentes son granulares, muy raras veces compactos, criptocristalinos o terrosos. La barita suele estar asociada comúnmente con cuarzo, chert, jaspe, calcita, dolomita, siderita, rodocrosita, celestina, fluorita y algunos minerales del grupo de los sulfuros como pirita, calcopirita, galena, esfalerita y sus productos de oxidación.

3.1.2 Mineralogía y petrografía de las manifestaciones BC y BF. Según la clasificación de Brobst (1973), anteriormente mencionada, las manifestaciones de BC y BF estudiadas, se corresponden a aquellas de tipo fisural, donde este material se presenta rellenando grietas, fundamentalmente (Figura 8). La barita en ambos casos, es densa y de color fundamentalmente blanco, cuando se asocia a la calcita (Figura 9), y con

tonalidades algo amarillentas (seguramente por efecto del intemperismo), cuando se asocia con fluorita.

Figura 8. Aspecto de las fisuras con Barita-Calcita



Fuente. Fotografía tomada por Marco Idelfonso Álvarez. Municipio de Bolívar, Santander.

Un rasgo adicional que se observa en las fisuras con barita-calcita, es la presencia en este último mineral, de un borde marrónseo de aspecto sucio que bordea los cristales bien formados de calcita translúcida, igualmente efervescente al contacto con HCl.

Adicionalmente, las fisuras que presentan estos cristales de calcita, ocasionalmente se encuentran rellenas de unas pátinas muy delgadas y brillantes de malaquita (Figura 9).

El tamaño de los cristales de calcita en estas fisuras oscila entre 5 y 10 Cm.

Figura 9. Afloramiento que muestra la relación Barita-Calcita y lugar donde se extrajo una de las muestras.



Fuente. Fotografía tomada por Marco Idelfonso Álvarez. Municipio de Bolívar, Santander.

Figura 10. Muestra objeto de estudio en la cual se observa la presencia de pátinas delgadas y brillantes de malaquita, relleno las fisuras de los cristales de calcita.



Fuente. Fotografía tomada por Luís Carlos Mantilla Figueroa.

Para el caso de la Barita-Fluorita, esta última se presenta en cubos relativamente bien formados, de colores azules claros, translúcida y de tamaños que pueden alcanzar los 5 cm.

La roca caja de las fisuras analizadas en este estudio, correspondiente a la Barita- calcita, es una caliza gris clara, masiva, con abundante material fosilífero cementado con calcita esparita, correlacionable con las calizas de la Formación Rosablanca.

Estas calizas, presentan armazón integrado por materiales aloquímicos como bioclastos, oolitos y pelets, de tamaños entre 375 y 3500 μ (arena media a grava) (Figura 11a.).

Dentro de los materiales bioclásticos se identifican algas, equinodermos, colonias de briozoarios (Figura 11b), cefalópodos (ammonitas), braquiópodos, moluscos (bivalvos), ostrácodos y foraminíferos (?), cementados la gran mayoría con calcita espar (de tamaños entre 14 y 72 μ a lo largo de la sección delgada y entre 100 y 300 μ a un extremo de la sección) y algunos en matriz de lodo calcáreo microcristalino.

Se observan fenómenos de recristalización en moluscos (bivalvos) y cefalópodos (ammonitas), los cuales contienen calcita espar (tamaño arena fina); los ooides están cubiertos de lodo calcáreo microcristalino; algunos peloides contienen lodo calcáreo microcristalino y calcita espar (tamaño arena fina).

Figura 11a. Microfotografía de la roca caja correspondiente a una caliza con abundante material fosilífero cementado con calcita esparita, correlacionable con las calizas de la Formación Rosablanca.

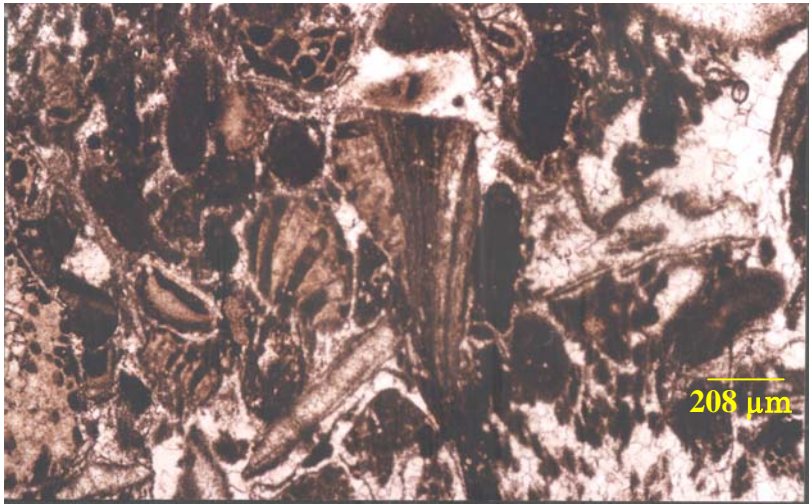
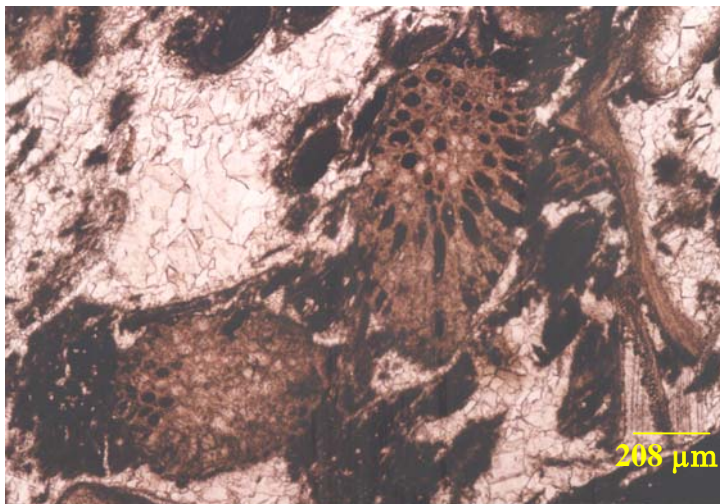
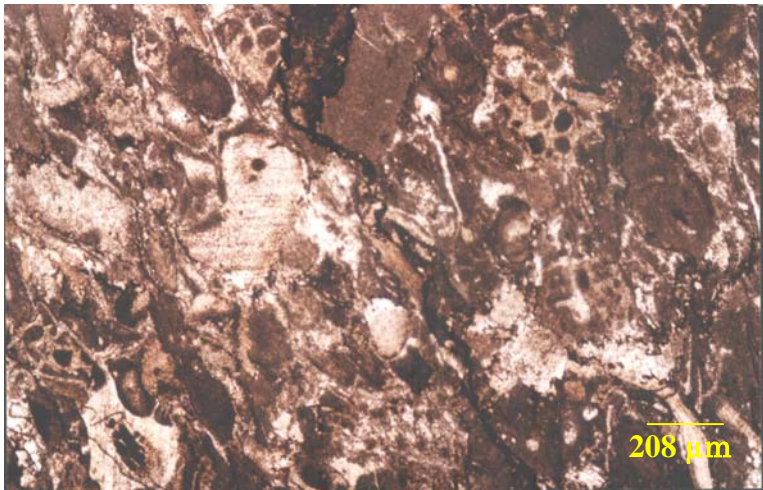


Figura 11b. Microfotografía que ilustra microcolonias de Briozoarios



Hay evidencia de una fractura rellena de lodo calcáreo, la cual divide los fósiles que atraviesa en dos fragmentos. También se observa el fenómeno de disolución por presión, en otro sector de la sección (Figura 12).

Figura 12. Microfotografía de la roca caja (caliza) mostrando el fenómeno de disolución por presión.



De acuerdo a los constituyentes de la roca se distribuyen los porcentajes así: armazón 80%, cemento 15% y matriz 5%.

Según la clasificación de Folk (1974), la roca es una caliza aloquímica esparítica tipo I, bioesparita pobremente lavada.

Según la clasificación de Dunham (1962), la roca es una packstone.

3.2 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

3.2.1 Consideraciones previas. Las inclusiones fluidas son pequeñas cantidades de fluidos que se presentan atrapados en cavidades existentes en el interior de los minerales, las cuales permanecen herméticamente

cerradas. El tamaño promedio de estas cavidades por lo general es menor a 100 μm . Los volúmenes de las inclusiones son diminutos, generalmente la suma de los volúmenes de todas las inclusiones de un mineral abarca menos de 1% del volumen total del mineral. Las Inclusiones fluidas se producen tanto en minerales traslúcidos (Ej. cuarzo, calcita, esfalerita, etc.), como en minerales opacos (Ej. calcopirita, pirita, magnetita, etc.), pero solamente se pueden estudiar ópticamente en los minerales traslúcidos o transparentes, aunque ha habido algunos intentos recientes de estudiar inclusiones fluidas en minerales opacos utilizando rayos infrarrojos.

En el presente trabajo se estudiaron las inclusiones fluidas en minerales de relleno de venas, fundamentalmente en calcita y fluorita.

A continuación se presenta un resumen del proceso seguido para obtener los datos microtermométricos de las inclusiones fluidas y los aspectos fundamentales en los cuales se basó la interpretación de estos datos.

El estudio microtermométrico en inclusiones fluidas se fundamenta en los cambios de fases que sufre el sistema (cavidad rellena de una solución acuosa-salina, gaseosa, etc.) durante un proceso de enfriamiento y calentamiento.

Para realizar estos análisis, es indispensable que previamente se haga un estudio petrográfico detallado de las distintas familias de inclusiones fluidas presentes en el mineral de interés. Para ello, es necesario acudir a varios criterios que sirvan para diferenciar y describir estas familias.

Con este propósito se clasifican las inclusiones fluidas, según criterios genéticos, morfológicos, tipos de fases presentes, etc. Todos estos criterios,

por lo general, son utilizados en conjunto para documentar las distintas familias de inclusiones fluidas (IF), durante los estudios petrográficos.

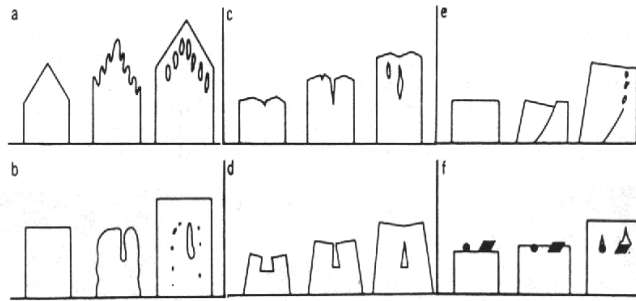
Considerando los **criterios genéticos**, las IF se clasifican en Primarias, secundarias y pseudosecundarias.

Las inclusiones primarias, son aquellas cavidades que contienen los fluidos que simultáneamente estaban presentes durante la formación de un mineral. Por esta razón, este tipo de IF son las que mejor reflejan las condiciones de formación del mineral hospedador de las inclusiones.

Estas IF pueden ser identificadas en un mineral, por estar distribuidas al azar, aisladas, en el avance de caras de los cristales, en las aristas ó en los vértices del cristal.

Los distintos mecanismos de captura de estas IF se ilustran en la Figura 13.

Figura 13. Mecanismos de captura de inclusiones fluidas primarias. a) Rápido crecimiento dendrítico formándose cavidades donde puede quedar aprisionado el fluido. b) Disolución parcial de un mineral creando cavidades y al crecer nuevamente el cristal atrapa las inclusiones. c) las inclusiones son atrapadas en cavidades del mineral. d) El crecimiento subparalelo de los cristales crea cavidades que puede atrapar fluidos. e) una fractura en el crecimiento del cristal, crea un imperfecto crecimiento y atrapamiento de inclusiones. f) cuando un objeto extraño se fija sobre la superficie de crecimiento de un cristal, este puede quedar englobado y atrapado como una inclusión sólida y a la vez atrapar fluido mineralizante.



Fuente. Tomado de Roedder, 1984.

Los criterios para identificar IF primarias en calcita son similares a los criterios usados para identificar las mismas en fluorita. A continuación se muestran algunos de ellos.

. **Criterios para identificar IF en calcita y fluorita.** El criterio más comúnmente usado es la ocurrencia de IF confinadas por límites de zonas de crecimiento; estas zonas de crecimiento pueden tener un espesor variable, con cientos de IF distribuidas al azar. Algunas formas de crecimiento complejas precipitan con múltiples entradas en los bordes cristalinos, formando rastros lineales de inclusiones bajo éstas entradas. Los cristales compuestos de muchos subcristales continuos pueden atrapar arreglos tridimensionales y planares de IF en los límites de los subcristales. En ocasiones algunos cristales de calcita contienen IF individuales que son extremadamente grandes comparadas con el tamaño del cristal; se debe tener cuidado con algunas inclusiones aparentemente aisladas que podrían ser secundarias. Durante el crecimiento cristalino, la contaminación de las superficies de crecimiento con otros cristales de igual o diferente composición, o contaminación con una fase fluida inmisible puede resultar en el atrapamiento de IF primarias en las superficies de crecimiento del contaminante; estos cristales contaminantes comúnmente son llamados

inclusiones sólidas **accidentales**. Algunos cristales de calcita pueden tener núcleos en forma de nube con IF distribuidas al azar, en todas las dimensiones; al menos dos bordes del núcleo deben coincidir con la forma de una zona límite de crecimiento. Algunas inclusiones se originan a lo largo de la misma superficie de crecimiento y retienen una base plana sobre esa superficie. Otras llegan a ser más grandes y elongadas a lo largo de ciertas direcciones cristalográficas. Las IF primarias en calcita siempre tienen formas cristalinas desde negativas, globulares (superficies planas, lisas), hasta extremadamente irregulares.

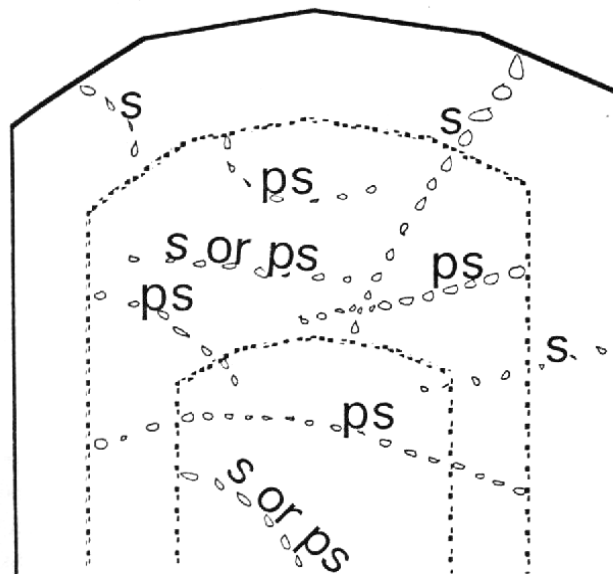
La fluorita comúnmente puede contener inclusiones primarias que se identifican por estar aisladas, sin embargo algunas de estas inclusiones pueden ser de origen secundario, lo que debe ser evaluado cuidadosamente. Al igual que en la calcita, las IF primarias en la fluorita se identifican mejor por estar ubicadas en límites de zonas de crecimiento cristalino. Las IF primarias igualmente pueden ser de morfología cristalina negativa hasta altamente irregular. Algunos cristales de fluorita contienen IF alargadas, tubulares, que son perpendiculares a la dirección de crecimiento cristalino. Las IF en la fluorita se distinguen de las de la halita por la abundancia de inclusiones alargadas ($>7 \mu\text{m}$).

Las inclusiones secundarias se caracterizan por formarse después del crecimiento del mineral hospedador (Figura 14). El estudio de las inclusiones secundarias permite conclusiones con respecto a los procesos que han influido en los minerales después de su formación. Frecuentemente las inclusiones secundarias están relacionadas con estructuras de deformación mecánica de los minerales, tales como fisuras, microvenas, fracturas, etc. Estas inclusiones, a diferencia de las anteriores, se distinguen por su gran abundancia a lo largo de fisuras o microfracturas cicatrizadas en los

minerales, las cuales forman planos de inclusiones que suelen variar en morfología desde irregulares, ameboidales a cóncavas.

Las inclusiones pseudosecundarias, se forman durante el crecimiento de un cristal que sin haber culminado su completa formación ha sufrido fracturas. Por consiguiente, estas fracturas se rellenan con los fluidos que aportan los nutrientes necesarios para la formación del cristal. Esta cicatrización y el posterior crecimiento del cristal, hace que se formen este tipo de inclusiones pseudosecundarias (Figura 14).

Figura 14. Esquema ilustrativo que muestra las diferencias en su distribución al interior de un cristal, entre las inclusiones secundarias (s) e inclusiones pseudosecundarias (ps). Las inclusiones primarias, son aquellas que siguen el trazo de las caras del cristal.



Fuente. Tomado de Roedder, 1984.

Considerando **criterios morfológicos**, las IF pueden clasificarse como: a) Irregulares, debido a sus formas isométricas, tubulares alargadas, bordes

rectilíneas, cubos, prismas y pirámides. Estas formas pueden ser controladas por la estructura del cristal; b) Suaves, debido a sus formas esféricas o elípticas y; c) Cristal negativo, aquellas que se presentan a manera de huecos que tienen la forma cristalina del mineral hospedador.

Las inclusiones fluidas suelen clasificarse durante los estudios petrográficos, considerando el número y tipo **de fases presentes.**

En este sentido, hay que tener presente que a temperaturas ambientales se puede encontrar inclusiones de todos los estados físicos (sólido, líquido, gaseoso), cuyas características dependen fundamentalmente de las condiciones de formación.

Las fases fluidas suelen ser soluciones acuosas, acuoso-salinas (sales tipo NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, NaHCO₃ entre otras), hidrocarburos y gases fluidificados.

Las fases sólidas suelen ser minerales o vidrios (en el caso de rocas volcánicas), los cuales pueden formar inclusiones de uno o más minerales. Estos pueden ser clasificados como minerales hijos (los que cristalizan de las soluciones sobresaturadas durante el enfriamiento de los fluidos) o atrapados.

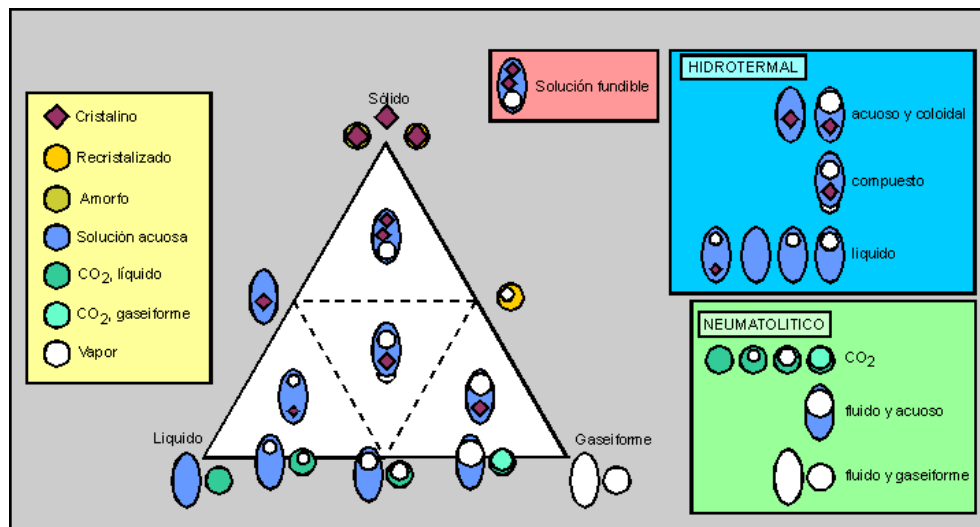
Las fases gaseosas o gaseiformes, por lo general suelen ser vapor de agua, dióxido de carbono CO₂, nitrógeno, metano, sulfuro de hidrógeno y en menor medida hidrógeno, oxígeno, helio, argón, entre otros.

Leeder *et al.* (1987), clasifica las IF según la composición y proporción de fases presentes, proyectándolas en un diagrama triangular sólido – líquido – gas, tal como se muestra en la Figura 15, este autor establece como principio

para su clasificación que en una inclusión fluida, pueden presentarse los tres estados físicos o fases (líquido, sólido y gaseoso) en diferentes proporciones. De esta manera, clasifica como tipología neumatolítica a las IF formadas por combinación de sustancias líquidas y gaseosas, su categorización depende de la relación líquido/vapor presente en la inclusión, de tal forma que en lado izquierdo del triángulo quedarían las IF formadas 100% de sustancias líquidas y al lado derecho del triángulo las IF formadas 100% por sustancias gaseosas. Las inclusiones con tipología hidrotermales serían las IF formadas por las combinaciones de sustancias líquidas, sólidas y gaseosas, su categorización dependería de la relación líquido/sólido/vapor, presente en la inclusión.

Las inclusiones con tipología solución fundible, serían las IF que contienen dos o más sustancias sólidas.

Figura 15. Tipología de las IF según la composición y proporción de fases presentes, proyectadas en un diagrama triangular sólido – líquido – gas.



Fuente. Tomado de: <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/fases001.htm>.

Según Nash y Theodore (1971), las IF se pueden clasificar según fases observables a temperatura ambiente en: IF Tipo I, II, III, IV y V (Figura 16).

Las **IF tipo I**, son inclusiones líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin minerales hijos, formadas a partir de fluido subsaturado en sales (<26 % en peso de NaCl eq.) rica en H₂O (líquido). Estas inclusiones por lo general homogenizan a líquido durante el calentamiento.

Las **IF tipo II**, son inclusiones líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos. Los fluidos asociados a estas inclusiones son ricos en volátiles. Estas IF por lo general homogenizan a vapor.

Las **IF tipo III**, son inclusiones polifásicas (líquido+vapor+sólidos), contienen uno o más minerales hijos y están relacionadas con fluidos saturados en más de un >26% peso NaCl eq. Estas inclusiones contienen fases sólidas, tales como halita o silvita, a temperatura ambiente. Existen dos subtipos: uno *subsaturado*, el cual al ser calentado sufre la desaparición primero la sal y luego la burbuja y; otro de tipo *saturado*, el cual al calentarse desaparece primero la burbuja y luego la sal.

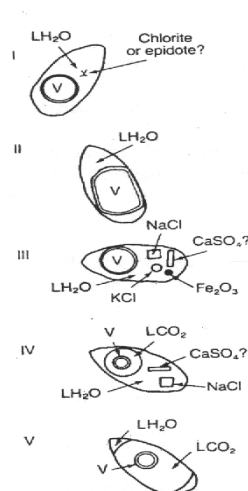
Las **IF tipo IV**, se caracterizan por presentar dos fases líquidas y minerales hijos. Estas inclusiones por lo general son ricas en CO₂, típicamente presentan dos fases líquidas: una rica en H₂O, otra en CO₂ líquido, CO₂ gaseosa y una o más fases sólidas.

Las **IF tipo V**, son inclusiones de CO₂ líquido y vapor y sin minerales hijos. Contienen agua líquida, CO₂ líquido y una burbuja pequeña de vapor. Corresponden a un fluido subsaturado en sales y rico en CO₂.

Un tipo especial de inclusiones pueden ser aquellas con hidrocarburos, las cuales se relacionan con procesos de migración de componentes derivados de la madurez termal de la materia orgánica en los sedimentos. Estas inclusiones son traslúcidas a negras y se identifican al microscopio con luz ultravioleta por la fluorescencia de los hidrocarburos.

Proceso de calentamiento-enfriamiento. Una vez realizado el estudio petrográfico de las inclusiones fluidas y se han seleccionado los puntos de interés, se separan estos últimos en fragmentos no mayores a 5 x 5 mm para ser estudiados en la platina de calentamiento-enfriamiento. Estos fragmentos se enfrían hasta -180°C y luego se calientan hasta su completa homogenización. Los cambios de fases observados, nos permiten determinar variables físico-químicas del evento hidrotermal en cuestión. Durante el calentamiento de la inclusión desde -180°C hasta la temperatura ambiente, se registran los cambios de fases que sirven para caracterizar composicionalmente el fluido.

Figura 16. Esquema de los tipos de inclusiones fluidas según el número de fases presentes a temperatura ambiente L = Líquido. V = Vapor.



Fuente. Tomado de Nash y Theodore, 1971.

Durante el proceso de calentamiento desde la temperatura ambiente hasta la completa homogenización de la inclusión (Figura 17), se sigue el proceso contrario al que ha experimentado la inclusión desde el momento de su atrapamiento. Por esta razón, a continuación se describen estos cambios.

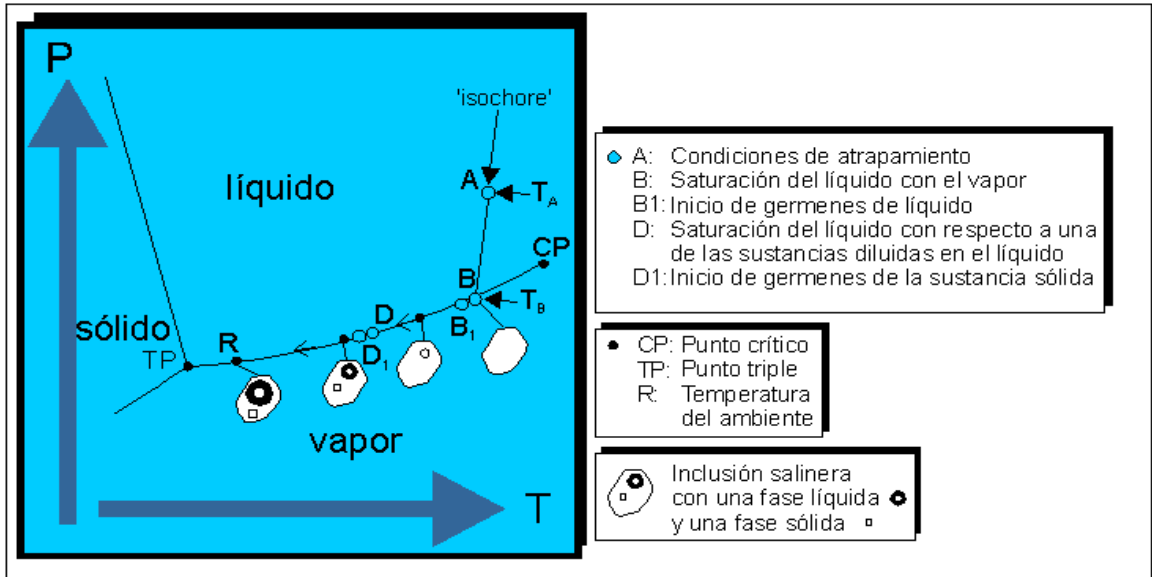
La Figura 17, muestra la trayectoria que sigue un fluido caliente desde su atrapamiento hasta alcanzar la temperatura ambiente, como ya se dijo anteriormente. A este mismo proceso, pero en sentido contrario, se someten las muestras, para con ello determinar las condiciones mínimas del atrapamiento de los fluidos, siempre y cuando no se presenten fenómenos de mezcla o ebullición. En este último caso, es posible determinar las temperaturas reales del atrapamiento de los fluidos.

Para entender mejor este proceso, a continuación se describen los cambios de fases que tienen lugar, apoyado en la Figura 17.

En esta, se ilustra la historia de una inclusión salina después de su formación y su atrapamiento en el punto A. Manteniendo un volumen constante, el enfriamiento de la inclusión causa una disminución de la presión del fluido, lo que ilustra la sección de la curva desde el punto A al punto B. En este último punto, se alcanza el límite entre los campos de estabilidad de las fases vapor y líquido.

En el punto B_1 ya se observa la formación de una burbuja de gas, debido a que la trayectoria de la inclusión sigue por el límite Líquido-Vapor. El punto D marca el comienzo de formación de un sólido a partir de la solución salina sobresaturada, hasta que se alcanza la temperatura ambiente (punto R).

Figura 17. Diagrama de presión en función de la temperatura del desarrollo de una inclusión fluida salina después de su atrapamiento en un mineral.



Fuente. Tomado de Internet, <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/10001intro>.

3.2.2 Petrografía de inclusiones fluidas. Las muestras seleccionadas para el estudio petrográfico de inclusiones fluidas corresponden a calcitas y fluoritas de venas a asociadas a barita, las cuales se encajan en calizas de la Formación Rosablanca. Dos manifestaciones de este tipo (una con barita-calcita y la otra con barita-fluorita), han sido estudiadas en este trabajo. La manifestación con Barita-Calcita (BC), se localiza al norte del municipio de Bolívar (Figura 3) y la otra al norte del Municipio de Sucre (Figura 3). Las manifestaciones (venas) con BC, presentan espesores hasta de 1 m, y presentan un rumbo casi paralelo al rumbo de las capas (aproximadamente N35E) y su buzamiento, aunque no definido claramente, por lo general parece estar dispuesto casi verticalmente. La otra manifestación de las venas se encuentra al norte del municipio de Sucre y está compuesta por barita (?)

y fluorita (BF). No fue posible documentar los datos estructurales relacionados con esta manifestación hidrotermal, debido a que esta muestra fue recolectada por un lugareño.

El estudio petrográfico de las inclusiones fluidas (IF) permitió diferenciar tres tipos genéticos de IF en la calcita: IF primarias, IF secundarias e IF pseudosecundarias y dos tipos genéticos de IF en la fluorita: IF primarias e IF secundarias. La mayoría de éstas son bifásicas (líquido + vapor) y las demás son unifásicas (líquido).

IF primarias. En la calcita las IF primarias se encuentran algunas distribuidas al azar y aisladas, cercanas a los límites de crecimiento del cristal (Figura 18). Otras se encuentran tomando la forma de los bordes cristalinos y hay otras que están confinadas a una zona de crecimiento, formando como nubes de IF.

Sus tamaños oscilan entre $2\mu\text{m}$ y $98\mu\text{m}$; presentan morfologías muy irregulares. Con base en la clasificación de Nash y Theodore (1971) se identificaron IF tipo I, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos.

También se identificaron algunas IF unifásicas (fase líquida). En las IF tipo I, la movilidad de la burbuja varía de nula a muy buena y la relación de fase vapor / fase líquido (V/L) varía entre $1/3$ y $1/20$.

Figura 18. Microfotografía de inclusiones fluidas primarias en la calcita objeto de estudio.

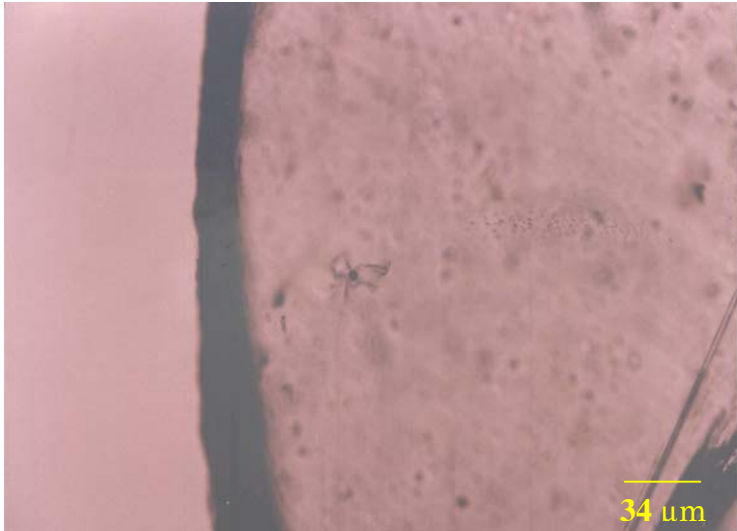


En la fluorita las IF primarias se encuentran principalmente asociadas a los bordes cristalinos, sus tamaños oscilan entre $9\mu\text{m}$ y $48\mu\text{m}$, presentan morfologías suaves alargadas e irregulares (Figura 19).

Con base en la clasificación de Nash y Theodore (1971) se identificaron IF tipo I, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos.

En estas inclusiones la movilidad de la burbuja varía principalmente de nula a leve y la relación de fase vapor / fase líquido (V/L) está entre $1/4$ y $1/15$.

Figura 19. Microfotografía de inclusiones fluidas primarias en la fluorita objeto de estudio.



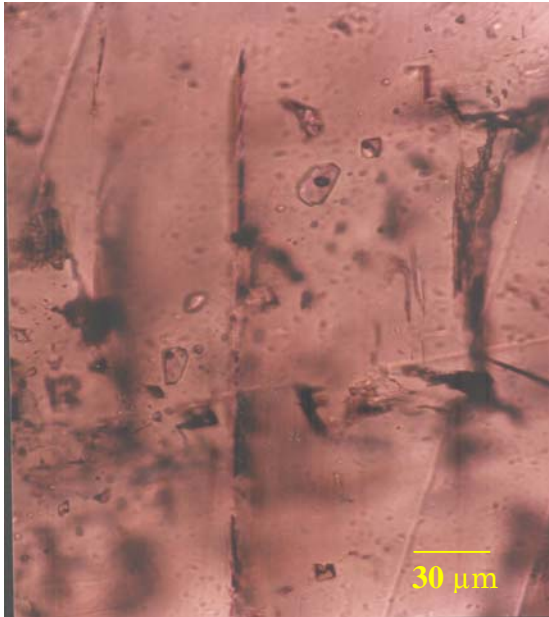
IF secundarias. En la calcita las IF secundarias se encuentran asociadas a microfracturas o fisuras cicatrizadas y otras aparecen atravesando algunas zonas de crecimiento del cristal, siguiendo una misma dirección (Figura 20).

Sus tamaños oscilan entre $4\mu\text{m}$ y $122\mu\text{m}$, presentan morfologías suaves alargadas e irregulares.

Con base en la clasificación de Nash y Theodore (1971), estas inclusiones pueden diferenciarse por su relación líquido/vapor en IF de tipo I, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos.

En estas inclusiones la movilidad de la burbuja varía entre nula a muy buena y la relación de fase vapor / fase líquido está entre $1/3$ y $1/23$.

Figura 20. Microfotografía de inclusiones fluidas secundarias en la calcita objeto de estudio.

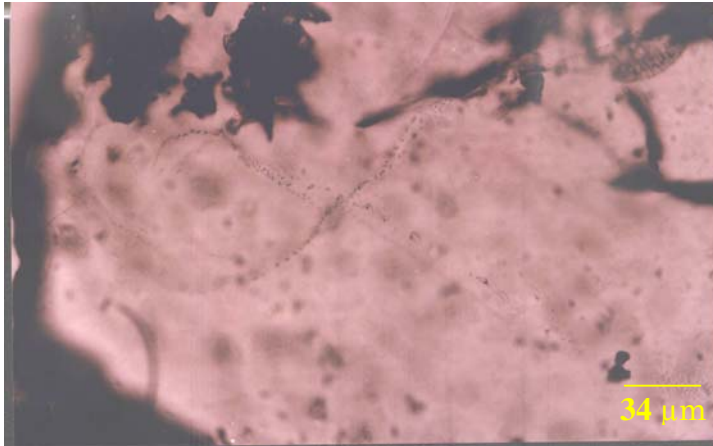


En la fluorita las IF secundarias se encuentran siguiendo patrones de fracturamiento, semejante a un enrejado (Figura 21). y asociadas a fracturas cicatrizadas, forman cierta rectilinidad entre ellas y siguen cierta dirección específica.

Sus tamaños oscilan entre $4.8\mu\text{m}$ y $240\mu\text{m}$, presentan morfologías principalmente suaves y ligeramente irregulares. Con base en la clasificación de Nash y Theodore (1971), estas inclusiones pueden diferenciarse por su relación líquido/vapor en IF de tipo I, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos.

En estas inclusiones la movilidad de la burbuja varía entre nula a moderada y la relación de fase vapor / fase líquido está entre $1/2$ y $1/16$.

Figura 21. Microfotografía de inclusiones fluidas secundarias en la fluorita objeto de estudio.

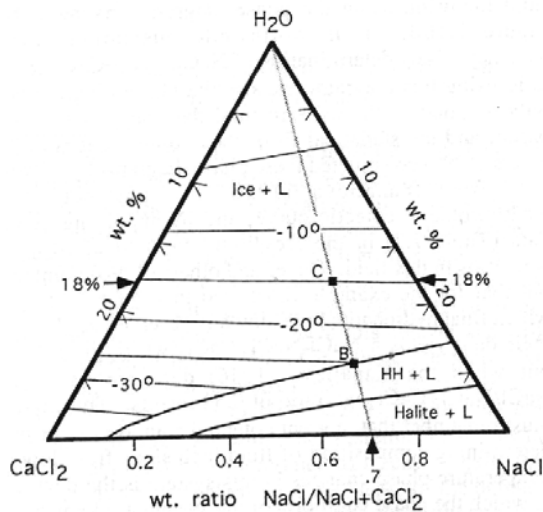


IF pseudosecundarias. Las IF pseudosecundarias sólo se observaron en la calcita y se encuentran asociadas a fracturas, terminando contra una zona límite de crecimiento. Sus tamaños oscilan entre $7.2\mu\text{m}$ y $52.8\mu\text{m}$, presentando morfologías suaves. Con base en la clasificación de Nash y Theodore (1971), estas inclusiones pueden diferenciarse por su relación líquido/vapor en IF de tipo I, constituidas por una fase líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijos. También hay algunas inclusiones fluidas unifásicas (líquidas). En las IF tipo I, la movilidad de la burbuja es mayoritariamente nula y en algunas IF es moderada. La relación de fase vapor / fase líquido está entre $1/7$ y $1/24$.

3.2.3 Datos microtermométricos. En el estudio microtermométrico de la calcita se analizaron inclusiones fluidas primarias y secundarias, mostrando características similares para las dos familias. Las temperaturas de comienzo de fusión (T_{eut}) obtenidas se detectaron en un rango entre -39°C y -57.1°C . Las temperaturas de fusión final de la hidrohalita (T_{ffhh}) a nivel general, se detectaron en torno a los -23°C . Las temperaturas de fusión final

del hielo (Tffi) cubren un rango de temperatura entre -9.2°C y -19.5°C . Finalmente las temperaturas de homogenización (Th) obtenidas cubren un rango entre 96.6°C y 195°C (Tabla 2). Estos valores permiten referenciar las familias de inclusiones fluidas de la calcita al sistema químico $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ según el diagrama de fases para este sistema propuesto por Goldstein y Reynolds (1994).(Figura 22)

Figura 22. Diagrama de equilibrio de fases para el sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$



Fuente. Goldstein y Reynolds, 1994.

Para la calcita, el sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ presenta un porcentaje en peso de NaCl que varía entre 1.1014%W de NaCl y 20.4785%W de NaCl y un porcentaje en peso de CaCl_2 que varía entre 0.359%W de CaCl_2 y 12.3035%W de CaCl_2 .

En el estudio microtermométrico de la fluorita se analizaron inclusiones fluidas secundarias, cuyos datos medidos arrojaron valores de temperatura muy homogéneos. Las temperaturas de comienzo de fusión (Teut) obtenidas


se detectaron en un rango entre -50.3°C y -61.6°C . Las temperaturas de fusión final de la hidrohalita (T_{fhh}) a nivel general, se detectaron en un rango entre -22.7°C y -26.7°C . Las temperaturas de fusión final del hielo (T_{ffi}) cubren un rango de temperatura entre -7.1°C y -12.6°C . Finalmente, las temperaturas de homogenización (T_{h}) obtenidas cubren un rango entre 110°C y 153.2°C . (Tabla 2). Estos valores permiten referenciar las familias de inclusiones fluidas de la fluorita al sistema químico $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ($\pm \text{Mg} + \text{Fe} + \text{K}$), según el diagrama de fases para este sistema propuesto por Reynolds y Goldstein (1994). (Figura 22).

Para la fluorita, el sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ($\pm \text{Mg} + \text{Fe} + \text{K}$) presenta un porcentaje en peso de NaCl que varía entre 9.7563%W de NaCl y 15.7106%W de NaCl y un porcentaje en peso de CaCl_2 que varía entre 0.4336%W de CaCl_2 y 3.4592%W de CaCl_2 .

En resumen, el comportamiento crioscópico y los puntos de homogenización encontrados en las IF analizadas en los minerales calcita y fluorita, permite definir para la calcita que las familias de inclusiones fluidas corresponden al sistema acuoso salino $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ y para la fluorita las familias de inclusiones fluidas corresponden al sistema acuoso salino $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ($\pm \text{Mg} + \text{Fe} + \text{K}$).

Las propiedades composicionales para estos sistemas fueron calculadas mediante la utilización del programa AqSo2e (versión 03/02), que hace parte de algunos software desarrollados por el profesor Ronald J. Bakker del Institute of geological sciences de la Universidad de Leoben de Austria (Samson et al.2003).

Tabla 2. IF analizadas en el estudio microtermométrico.

 DATOS MICROTERMOMÉTRICOS DE IF EN VENAS CON BARITA-CALCITA Y BARITA-FLUORITA DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA									
Material analizado	Tipo IF	Fases	Familia	Teut (°C)	Tffhh (°C)	Tffi (°C)	Th (°C)	Salinidad (%W NaCl)	Sistema químico
Calcita	Primaria	L+V	I	-52	-22.3	-9.5	195	13.12	H ₂ O +
				-46	-24	-19.5	183.	20.09	NaCl +
				-57.1	-45	-9.2	3	1.101	CaCl ₂
				-39	-22.6	-18.5	96.6	20.48	
							131.		
							2		
	Secundaria	L+V	I	-49.2	-23.7	-17.9	129.	19.24	H ₂ O +
							2		NaCl +
									CaCl ₂
Fluorita	Secundarias	L+V	I	-55.8	-26.7	-9.5	113.	10.03	H ₂ O +
				-55.6	-24.4	-7.1	1	9.756	NaCl +
				-61.6	-23.9	-9.8	116.	12.70	CaCl ₂
				-57.4	-22.7	-7.5	4	10.84	(±Mg +
				-50.3	-22.9	-12.6	110	15.71	Fé + K)
				-55.2	-23.8	-10.9	153.	13.75	
						2			
							130		
							115.		
							5		

A nivel general, para realizar una comparación entre las temperaturas de homogenización (Th) medidas en las inclusiones fluidas primarias y

secundarias se concluye que, con respecto a las temperaturas de homogenización (Th) observadas en las IF primarias de la calcita, los puntos obtenidos estuvieron entre 96.6 °C y 195°C (Figura 23); mientras que en las IF secundarias medidas en la calcita y la fluorita se obtuvieron puntos entre los 110°C y 153.2°C (Figura 24).

Figura 23. Temperaturas de homogenización (Th) medidas en las IF primarias analizadas en calcita.

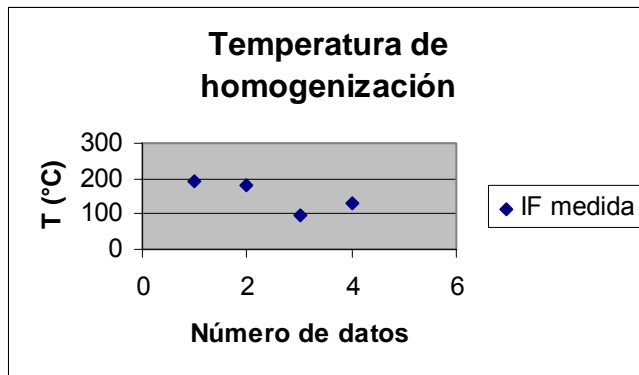
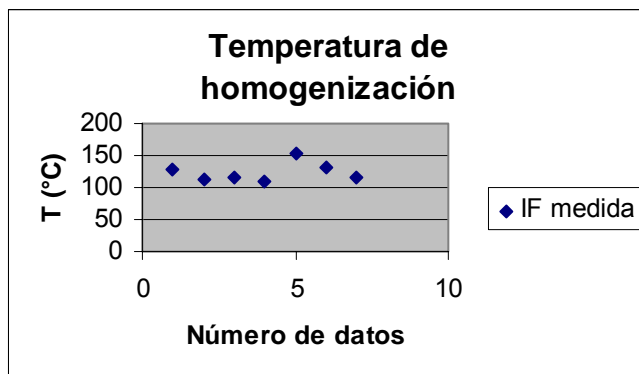


Figura 24. Temperaturas de homogenización (Th) medidas en las IF secundarias analizadas en calcita y fluorita.



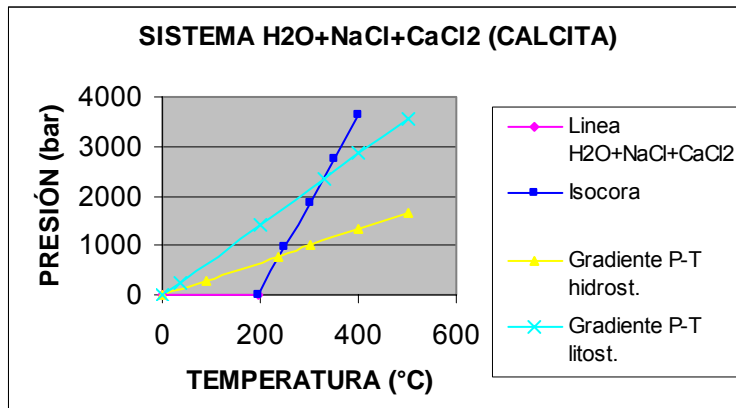
3.2.4 Interpretación de los datos microtermométricos.

. **Condiciones físicas de atrapamiento de los fluidos.** Las isocoras de los sistemas químicos $H_2O + NaCl + CaCl_2$ para la calcita y $H_2O + NaCl + CaCl_2 (\pm Mg + Fe + K)$ para la fluorita fueron calculadas mediante la utilización del programa Loner 38, el cual fue desarrollado por el profesor Ronald J. Bakker del Institute of Geological Sciences, de la Universidad de Leoben, Austria.

En la Figura 25 se puede observar la línea para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2$ correspondiente a la calcita, la línea del gradiente hidrostático y la línea del gradiente litostático, cada una con respecto a la proyección de la isocora calculada para el mismo sistema. Esta gráfica se realiza para determinar las temperaturas y presiones mínimas y máximas posibles de atrapamiento de este paleofluido. El punto de intersección de la línea $H_2O + NaCl + CaCl_2$ con menor temperatura (color fucsia), con la proyección de la isocora para el mismo sistema (color azul), indica que la temperatura y presión mínima de atrapamiento para las IF de dicho sistema, alcanzaron valores entorno a los 195°C y 11.27 bares, respectivamente. El punto de intersección de la proyección de la isócora (color azul), con la línea correspondiente al gradiente hidrostático (color amarillo), indica que la temperatura y presión mínima (corregida) de atrapamiento de las IF para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2$, estarían entorno a los 235°C y 783.33 bares, respectivamente. El punto de intersección de la proyección de la isócora (color azul), con la línea correspondiente al gradiente litostático (color celeste), indica que la temperatura y presión máxima (corregida) de atrapamiento de las IF para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2$, estarían entorno a los 330°C y 2358 bares, respectivamente. A partir de estos puntos, consideramos que la temperatura de formación real de las calcitas, a partir de fluidos hidrotermales, debió estar en un rango entre 235°C y 330°C, a una

presión entre 783.33 bares y 2358 bares. Esto implica una profundidad no mayor a los 9 Km. aproximadamente.

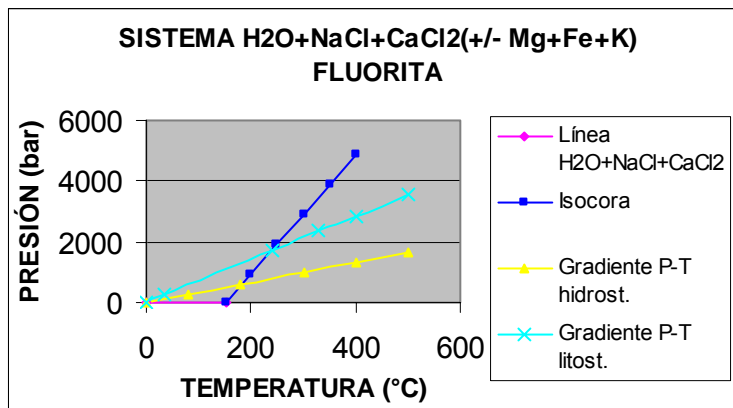
Figura 25. Líneas con las temperaturas y presiones mínimas y máximas corregidas de atrapamiento para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2$, a partir de las IF atrapadas en calcitas.



En la Figura 26 se puede observar la línea para el sistema químico $H_2O + NaCl + CaCl_2$ ($\pm Mg + Fe + K$) correspondiente a la fluorita, la línea del gradiente hidrostático y la línea del gradiente litostático, cada una con respecto a la proyección de la isocora calculada para el mismo sistema. Esta gráfica se realiza para determinar las temperaturas y presiones mínimas y máximas posibles de atrapamiento de este paleofluido. El punto de intersección de la línea $H_2O + NaCl + CaCl_2$ ($\pm Mg + Fe + K$) con menor temperatura (color fucsia), con la proyección de la isocora para el mismo sistema (color azul), indica que la temperatura y presión mínima de atrapamiento para las IF de dicho sistema alcanzaron valores entorno a los 153.2°C y 5.09 bares, respectivamente. El punto de intersección de la proyección de la isócora (color azul), con la línea correspondiente al gradiente hidrostático (color amarillo), indica que la temperatura y presión mínima (corregida) de atrapamiento de las IF para el sistema químico $H_2O +$

NaCl + CaCl₂ (± Mg + Fe + K), estarían entorno a 180°C y 599.85 bares, respectivamente. El punto de intersección de la proyección de la isócora (color azul), con la línea correspondiente al gradiente litostático (color celeste), indica que la temperatura y presión máxima de atrapamiento (corregida) de las IF para el sistema químico H₂O + NaCl + CaCl₂ (± Mg + Fe + K), estarían entorno a los 240°C y 1714 bares, respectivamente. A partir de estos puntos, consideramos que la temperatura de formación real de las fluoritas, a partir de fluidos hidrotermales, debió estar en un rango entre 180°C y 240°C, a una presión entre 599.85 bares y 1714 bares. Esto implica una profundidad no mayor a los 7 Km. aproximadamente.

Figura 26. Líneas con las temperaturas y presiones mínimas y máximas corregidas de atrapamiento para el sistema químico H₂O + NaCl + CaCl₂ (± Mg + Fe + K) a partir de las inclusiones fluidas atrapadas en fluorita.



3.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Con el fin de estudiar parte de la historia paleohidrogeológica relacionada con la génesis de las manifestaciones de barita-calcita, se estudió el $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Rb, Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en algunas muestras de las rocas caja (las rocas

Cretácicas de la Formación Rosablanca), y las calcitas asociadas a la barita (Tabla 3).

A continuación se resume brevemente las características de las muestras utilizadas en el estudio de geoquímica isotópica.

Tabla 3. Muestras recolectadas en el área de estudio para análisis isotópicos.

Formación	Muestra	Tipo de litología	Material analizado	Análisis Realizado
Rosablanca	BIS-7a	Vena de barita + calcita	Calcita	$\delta^{13}\text{C}$; $\delta^{18}\text{O}$; Rb; Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).
	BIS-7b	Caliza	Roca total	$\delta^{13}\text{C}$; $\delta^{18}\text{O}$; Rb; Sr

Fuente. Profesor Luís Carlos Mantilla Figueroa.

La muestra BIS-7a, corresponde a una vena de barita, con cristales de calcita muy translúcidos de dimensiones centimétricas y muy ocasionalmente azurita y malaquita. Estas venas alcanzan espesores de hasta 1 m y una longitud de hasta 1.5 m., con dirección N50E y buzamiento aproximado de 90.

Los trozos de muestra separados para este estudio fueron de una caliza esparítica (BIS-7b), por ser éste el material hospedador de la vena de interés para el presente estudio.

3.3.1 Isótopos estables de C y O.

• **Consideraciones preliminares.** Debido a que el material analizado mediante geoquímica de isótopos estables fue el carbonato (presente en las

venas y en su roca caja), a continuación se describen algunos aspectos relacionados con el estudio de la composición isotópica de los carbonatos.

El estudio de la composición isotópica de los carbonatos permite obtener información sobre la fuente (origen del reservorio) del carbono implicado en la precipitación, el tipo de fluido, las trayectorias de reacción involucradas en la fijación del carbono y el oxígeno en los carbonatos, entre otros aspectos.

Los valores $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos indican cual ha sido el reservorio de carbono a partir del cual precipitó el carbonato: oxidación de la materia orgánica durante el enterramiento, degradación de la materia orgánica durante el enterramiento, CO_2 atmosférico en disolución, o su modificación por procesos fotosintéticos, o bien componentes carbonáticos de la propia formación disueltos a distinta escala (Giménez y Taberner, 1997).

Los valores medidos de $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos pueden ser usados como herramienta, entre otras, para estimar la composición isotópica del oxígeno del fluido, para estudiar procesos de interacción fluido-roca y para determinar paleotemperaturas (Kyser, 1987). En este estudio, la composición isotópica del oxígeno, al igual que la del carbono, ha sido entre otros fines, para determinar la composición isotópica del fluido en equilibrio con los carbonatos analizados.

Entre los reservorios principales de carbono se identifican: carbono orgánico rico ^{12}C y carbono inorgánico rico en ^{13}C (Nier, 1950; Faure, 1986; Hoefs, 1997).

El carbono de ambientes sedimentarios y diagenéticos puede existir en forma oxidada (carbonatos), nativa y reducida (carbono orgánico). La composición isotópica del carbono en cada uno de estos estados puede variar

enormemente, dependiendo de la temperatura, pH, fugacidad de oxígeno, concentración relativa de las diferentes especies portadoras de carbono en el sistema, y más importante aún: los mecanismos por los cuales los isótopos de carbono han sido fraccionados (Park y Epstein, 1960; Ohmoto y Rye, 1979; Garlik, 1974; Monson y Hayes, 1982; Longsaffe, 1989).

La composición isotópica del carbono reportada en la bibliografía, varía desde valores altos en carbonatos pesados $\delta^{13}\text{C} > +20\text{‰}$, hasta valores tan bajos como metanos ligeros con $>-80 \text{‰}$ (Hoefs, 1997).

Las principales aplicaciones de los isótopos estables de C y O en la rama de la geología son las siguientes:

Hidrología: δD , $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en aguas y especies disueltas (identificación de régimen y zonas de recarga de acuíferos, circulación de flujos, caracterización de lluvias, origen de sales, etc.).

Paleoclimatología: $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en espeleotemas, travertinos y conchas marinas y terrestres (estudios de cambios climáticos y paleoambientes).

Ciencias ambientales: Estudios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ en petróleos y derivados, y en CO_2 atmosférico (caracterización, identificación de fuentes contaminantes). δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en contaminantes de aguas (identificación de fuentes y evaluación de niveles de contaminación).

Mineralogía y petrología: $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos (mineralogénesis, evolución edáfica). $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ en materia orgánica en sedimentos y caracterizaciones de petróleos y derivados (génesis, origen de contaminantes).

• **Datos de isótopos estables de C y O.** El estudio de isótopos estables se realizó con el propósito de: a) establecer las diferencias de composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) entre la roca caja y la vena objeto de estudio y; b) determinar la composición isotópica del CO_2 y del agua, al igual que su procedencia, a partir del análisis isotópico de carbonatos, con los cuales los volátiles mencionados debieron presuntamente estar en equilibrio.

La composición $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras analizadas (en ‰), se presenta en la Tabla 4. Los valores $\delta^{18}\text{O}$, se expresan con referencia a los estándares PDB (Pee Dee Belemnite) y SMOW (Standard Mean Ocean Water), mientras que los valores $\delta^{13}\text{C}$ se reportan con referencia al estándar PDB. El error de los valores obtenidos es prácticamente insignificante (entre ± 0.005 y ± 0.009).

Tabla 4. Composición $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras analizadas (en ‰).

Formación	Muestra	Material analizado	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	Erro r (\pm)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	Error (\pm)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
Rosablanca	BIS-7a	Calcita	-1.060	0.009	-9.983	0.014	20.618
	BIS-7b	Roca total	0.190	0.005	-8.367	0.014	22.284

Fuente. Profesor Luis Carlos Mantilla.

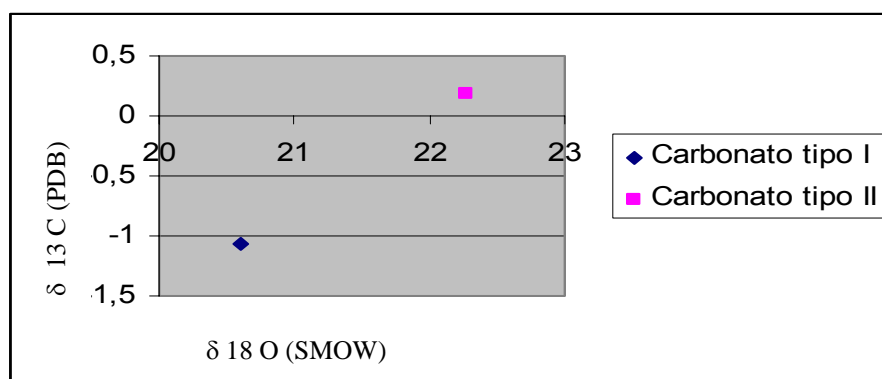
En general, es posible diferenciar dos tipos de carbonatos (Figura 28):

- a) Los carbonatos Tipo I: con un valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 20.618‰ y un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -1.060‰, correspondiente a la muestra BIS-7a.
- b) Los carbonatos Tipo II: con un valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 22.284 ‰ y un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de 0.190‰, correspondiente a la muestra BIS-7b.

Comparando la composición $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos en el material de relleno de venas (calcita) y en la roca caja, se concluye que el carbonato presente en la calcita (muestra BIS-7a) es ligeramente menos pesado (20.61‰) que aquel presente en la caliza (22.28‰), correspondiente a la muestra BIS-7b.

De manera similar, la composición $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato en la calcita muestra que éste es ligeramente menos pesado (-1.06‰) que el de la roca caja (0.19‰).

Figura 27. Carbonatos tipo I y II.



• **Interpretación de los datos de isótopos estables**

Composición isotópica de las aguas actuales. A continuación se describe la composición isotópica de las aguas meteóricas actuales, con el fin de mostrar la variación existente entre los valores de las aguas actuales y el valor obtenido del análisis isotópico de la calcita del área de estudio; además para un mayor entendimiento de los datos isotópicos obtenidos según los cálculos efectuados para el presente estudio.

La frecuencia vibracional asociada con los enlaces de los isótopos ligeros es mayor que la de los enlaces de los isótopos pesados, debido a esto las moléculas "ligeras" escapan más fácilmente a la atmósfera que las "pesadas". Por eso el agua evaporada del océano (AEO) es más ligera (valores δ negativos) que la SMOW (valor δ cero):

$$\delta^{2}\text{H}_{\text{AEO}} \delta -80\text{‰}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{AEO}} \delta -9\text{‰}.$$

Aunque estos valores varían en función de la temperatura en cualquier lugar del mundo el vapor de agua atmosférico tiene valores negativos respecto al SMOW.

Cuando el agua de la atmósfera se condensa en forma de lluvia o nieve ocurre el proceso inverso: se favorecen las moléculas de agua pesada en la lluvia o nieve. La primera lluvia que cae de una nube "nueva", recién evaporada del océano tiene:

$$\begin{aligned} \delta\text{D} & \delta 0\text{‰} \\ \delta^{18}\text{O} & \delta 0\text{‰} \end{aligned}$$

Una nube residual, de la que ya ha caído lluvia tendrá cada vez valores más negativos, es decir cada vez será más rica en isótopos ligeros, según la ecuación:

$$R = R_0 f^{\alpha-1}.$$

α = factor de fraccionamiento

f = fracción del vapor residual

R_0 = Relación inicial en el vapor

Debido a este proceso de fraccionamiento los valores $\delta^{18}\text{O}$ para el agua dulce son siempre negativos comparados con los del agua del mar. El mismo proceso afecta a los isótopos de hidrógeno. Para los dos sistemas isotópicos el agua de lluvia se va haciendo más distinta (= más negativa) del agua del mar según las nubes van emigrando tierra adentro o según van acercándose a elevaciones mayores. Además como los factores de fraccionamiento tanto del H_2 como del O_2 aumentan cuando disminuye la temperatura la diferencia agua de mar- agua de lluvia se incrementa hacia los polos. El agua más ligera isotópicamente se tiene en el polo Sur con valores $\delta\text{D} < -450\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} < -50\text{‰}$.

La variación a valores mas fuertemente negativos (o sea a isotópicamente más ligeros) está influenciada por la latitud, por la distancia a la costa y por la altura.

Cualquier muestra de agua de lluvia o cualquier muestra de un glaciar tienen composición isotópica tales que se sitúan en la recta de precipitación o recta de agua meteórica. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ son próximos a cero para aguas meteóricas de islas oceánicas tropicales mientras que en latitudes altas de zonas continentales se tienen valores $\delta^{18}\text{O}$ de entre -20 a -25 y valores $\delta^2\text{H}$ entre -150 a -250.

En regiones con relieves elevados o distantes de la línea de costa, como es el caso del área de estudio, los valores $\delta^{18}\text{O}$ tienden a disminuir. Según los mapas preliminares existentes sobre la composición isotópica de las aguas meteóricas actuales para América Latina (Taylor, 1985), se observa que los valores $\delta^{18}\text{O}$ para el sistema montañoso de los Andes Septentrionales en Colombia, varía en promedio entre -7 y -10‰ (SMOW).

Valores $\delta^{18}\text{O}$ de aguas meteóricas de la Cordillera Oriental de altitudes ente 650 y 2100 m.s.n.m. en la zona de Chivor (Giuliani *et al.*, 2000), muestran variaciones entre -5.4 y -8.2‰ (SMOW).

Composición isotópica del agua a partir de muestras de calcitas. El cálculo de la composición isotópica del agua en equilibrio con las calcitas analizadas, se realizó utilizando las ecuaciones de fraccionamiento isotópico del oxígeno entre la calcita y el agua ($1000\ln \alpha^{\text{Ox}}_{\text{calcita-agua}}$), siguiendo lo propuesto tanto en O'Neil *et al.* (1969) (1), como en Friedman (1977) (2).

$$1000\ln \alpha^{\text{Ox}}_{\text{Calcita-agua}} = -3.39 + 2.78 (10^6 T^{-2}) \quad (1)$$

$$1000\ln \alpha^{\text{Ox}}_{\text{Calcita-agua}} = 2.78 (10^6 T^{-2}) - 2.89 \quad (2)$$

(T es temperatura, en Grados Kelvin y; los valores señalados son constantes determinadas experimentalmente).

Tomando como referencia los valores obtenidos de las temperaturas de homogenización obtenidos en el presente estudio, se considera que en el equilibrio entre el agua y la calcita estudiada en la formación Rosablanca, los materiales analizados debieron alcanzar un rango de temperatura mínima de 200°C .

Según los valores calculados en la ecuación de Friedman, 1977 (a una temperatura de 200°C), para el caso de la vena con barita-calcita mencionada (Bis-7a), se establece que las aguas en equilibrio con las calcitas de venas son isotópicamente más ligeras ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx 11.1\text{‰}$) que aquellas en equilibrio con las calcitas de la roca caja (Bis-7b) ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx 12.7\text{‰}$). (Figura 28).

Composición isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) en el fluido

Consideraciones preliminares. Los valores medidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos pueden ser usados para estimar la composición isotópica del carbono y el oxígeno del fluido, de la misma manera que se hace para el oxígeno y el hidrógeno. La composición isotópica del carbono y el oxígeno en cualquier carbonato precipitado en equilibrio isotópico con un fluido, depende de la composición isotópica del carbono y el oxígeno en el fluido, la temperatura de formación y la proporción relativa de las especies de carbono disueltas (CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , y/o CO_3^{2-}). Sin embargo, hay que tener en cuenta que la mayoría de fluidos con temperaturas por encima de los 100°C presentan contenidos insignificantes de HCO_3^- y CO_3^{2-} , comparado con el contenido de CO_2 y H_2CO_3 (Hoefs, 1997).

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, se asume que el CO_2 y/o el H_2CO_3 debieron ser las especies de carbono disueltas mayoritariamente en el fluido a partir del cual precipitaron las calcitas estudiadas. Esta sugerencia se apoya en los valores de cristalinidad de illitas y de temperaturas de homogenización de inclusiones fluidas reportadas en trabajos anteriores (Nolasco, 2003; Naranjo, 2003 y Mantilla *et al.*, 2003 a), y los cuales apuntan a que el material analizado se formó a temperaturas superiores a los 100°C .

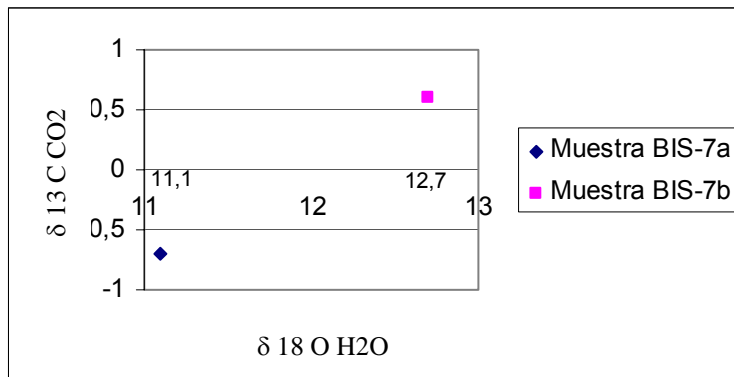
Composición isotópica del CO_2 a partir de la muestra de calcita.

Considerando los valores de temperatura de formación de los materiales analizados, mencionados anteriormente, se calculó la composición del CO_2 en equilibrio con las calcitas ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$), utilizando la ecuación (3) de fraccionamiento isotópico para el sistema calcita- CO_2 , propuesto por Friedman (1977).

$$1000 \ln \alpha_{\text{calcita-CO}_2} = 2.988(10^6/T^2) - 7.666(10^3/T) + 2.461. \quad (3)$$

Según este cálculo, para el caso de la vena con barita-calcita mencionada (Bis-7a), se establece que la composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 en equilibrio con la calcita es isotópicamente más ligero ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \approx -0.7\text{‰}$) que aquel en equilibrio con las calcitas de la roca caja correspondiente a la muestra Bis-7b ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \approx 0.6\text{‰}$). (Figura 28).

Figura 28. Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) del agua en equilibrio con la calcita de vena y con la roca caja.



3.3.2 Geoquímica del Rb y Sr.

• **Consideraciones preliminares.** El estroncio en la naturaleza presenta 4 isótopos de masas ^{88}Sr (82.56%), ^{87}Sr (7.02%), ^{86}Sr (9.86%) y ^{84}Sr (0.56%). Hay que tener presente que la abundancia relativa de ^{87}Sr varía debido a que parte de él derivaría de la desintegración radiactiva del ^{87}Rb . Esta variación depende de la cantidad de Rb presente en la muestra, del

tiempo transcurrido desde su formación y de la composición isotópica del Sr presente en la muestra inicialmente.

Debido a que el período de semidesintegración del ^{87}Rb es de 47 millones de años, la cantidad de ^{87}Sr radiogénico originado es muy reducida en muestras cuyo contenido en Rb sea bajo y/o en rocas jóvenes, menores de 50 millones de años, ya que en este caso no ha habido tiempo para que se produzca apenas tal desintegración.

La abundancia de ^{87}Sr (expresada como una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en un material de roca es función de la edad y de la relación Rb/Sr del material (Faure, 1986). Ligada a la cuantificación de la edad en materiales geológicos de muy diverso tipo a partir de las relaciones entre isótopos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se pueden calcular varios tipos de edades, siendo el método de "isocrona para roca total" el más utilizado. En este método se necesitan varias muestras convenientemente pulverizadas, al menos 4 o 5, que tengan un mismo origen pero con relaciones Rb/Sr diferentes. Una alternativa de este método es la aplicación para una sola muestra, de la cual se han separado los diferentes minerales constituyentes para elaborar la denominada "isocrona interna", donde además podemos incluir como un punto más la muestra total.

Es importante tener en cuenta que la obtención de una buena isocrona esta condicionada por varios factores como son, entre otros, el grado de cogenetismo de las muestras, el grado de variación de la relación Rb/Sr, la existencia o no de procesos que afectan a las muestras tras su formación (hidrotermalismo, metamorfismo, alteraciones, etc.) que puedan provocar la apertura del sistema isotópico. El incumplimiento de alguno de estos factores

puede ocasionar que no se obtengan isocronas, sino nubes de puntos o alineaciones sin valor geocronológico o "errocronas".

Así mismo, hay que indicar que la edad obtenida con muestras de roca total y la obtenida con roca total más minerales, o isocrona interna, no tiene por que coincidir. Esta situación puede presentarse cuando la(s) roca(s) se ha(n) visto afectada(s) por algún proceso de alteración o metamorfismo durante el cual se produce una redistribución a escala local del Rb y del Sr entre los minerales, y consecuentemente un cambio en la pendiente de la recta "isocrona", lo que permitiría datar la edad del evento sobreimpuesto (i.e. metamorfismo).

Otro problema es que incluso entre diferentes fracciones minerales de una misma muestra tiene por que obtenerse la misma edad, ya que para cada mineral se han definido un rango de temperaturas por debajo del cual el sistema isotópico se considera cerrado y la edad obtenida nos indica este momento.

La desintegración del ^{87}Rb en la corteza terrestre puede llevar a un incremento en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar a través del tiempo geológico. Debido a que el Rb es excluido de los carbonatos, sulfatos y fosfatos derivados del agua de mar, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de estos materiales dependerá de la relación que tenía el agua de mar en el momento de su depositación (Wickman, 1948). Estudios posteriores a este trabajo de Wickman, han mostrado que la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar durante el Fanerozóico, presentan épocas de disminución y de incremento de este valor, pero esta variación se encuentra en el rango entre 0.7068 y 0.7091. En este sentido, estas oscilaciones han sido interpretadas como controladas por el suministro de Sr desde los continentes y desde las zonas con actividad hidrotermal de las dorsales oceánicas. Esto a su vez implica que existe una

relación directa entre las variaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar y la velocidad de crecimiento de la corteza oceánica, velocidad de erosión, composición litológica de la corteza expuesta al intemperismo, configuración y topografía de los continentes, entre otros aspectos (Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1990; Smalley et al., 1994; Bralower et al., 1997; Dedison et al., 1997; Peterman y Wallin, 2000; Negrel et al., 2003).

Por lo anteriormente mencionado, el estudio del Sr en materiales de origen marino es una herramienta geocronológica y oceanográfica de gran importancia (estratigrafía isotópica de Sr), debido a que permite datar y correlacionar rocas sedimentarias de origen marino (Burke et al., 1982; Ludwig et al., 1988; Quinn et al., 1991).

- **Datos de Rb y Sr.** Las muestras seleccionadas para el estudio de geoquímica isotópica del Rb y Sr (y su relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), pertenecen a litologías de la Formación Rosablanca. Estas muestras corresponden a una calcita de relleno de vena (Bis-7a) y a su respectiva roca caja (Bis-7b), las cuales corresponden a carbonatos tipo I y tipo II, respectivamente, descritos en términos de tipología isotópica de los carbonatos.

Tabla 5. Concentración de Rb, Sr y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en minerales de relleno de venas y roca caja, para la formación sedimentaria Cretácica Rosablanca.

Formación	Muestra	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Y)	Error
Rosablanca	BIS-7a	Calcita/Vena de calcita	2.7	304.6	0.715328	0.000026
	BIS-7b	RTOT/Marga	6.9	477.9		

Fuente. Profesor Luís Carlos Mantilla.

Las muestras de calcitas de venas analizadas, fueron seleccionadas manualmente y su pureza controlada óptimamente.

Una vez separadas estas calcitas, fueron posteriormente pulverizadas, al igual que el resto de muestras de roca total, mediante uso de un mortero mecánico de ágata, tipo Fritsch Pulverisette.

Estos análisis se realizaron con el propósito de comparar geoquímicamente la calcita de la vena con la calcita de su roca caja.

Un propósito adicional de este estudio es establecer la procedencia del Sr y el Rb, y determinar la influencia marina vs. continental en los materiales analizados.

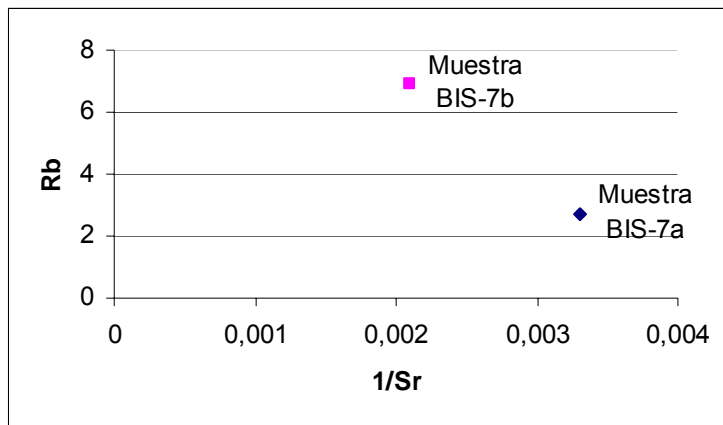
Los valores de concentración de Rb y Sr en las muestras analizadas (Figura 29), indican claramente que el contenido de Rb es significativamente mayor en la roca caja (6.9 ppm de Rb), en comparación con el valor de la calcita de la vena (2.7 ppm).

Igualmente el valor de concentración del Sr, es mayor en la roca caja (477.9 ppm), en comparación con la calcita de la vena (304.6 ppm).

La mayor concentración de Rb en la roca encajante se relaciona en este caso con la participación del Rb derivado de los minerales arcillosos presentes en las rocas, en donde este elemento se acomoda mejor en su estructura cristalina, en comparación con la calcita de relleno de vena.

Figura 29. Relación existente entre el contenido de Rb y Sr (representado como $1/Sr$) entre las muestras de calcita de venas y su

roca caja (Roca total), para las muestras de la Formación Rosablanca (Bis-7a y Bis-7b).



• **Interpretación de los datos.** Inicialmente, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenida fue comparada con la curva $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar propuesta por Smalley *et al.* (1994), la cual en promedio presenta valores del agua de mar <0.7074 para el Cretácico Inferior. Se establece entonces que la muestra BIS-7a presenta un valor superior (0.715328) al citado, lo cual implica que el Sr en esta muestra se relaciona con una fuente continental.

Considerando que parte de los sedimentos que rellenaron la cuenca Tablazo-Magdalena durante el Cretácico Inferior, debieron proceder en parte del desmantelamiento de las rocas del Macizo de Santander, se hace necesario considerar algunos valores isotópicos reportados para las rocas de este Macizo. Según Goldsmith *et al.* (1971), las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas Precámbricas del Neis de Bucaramanga es de 0.7387 (inicial $\text{Sr}_{680\text{Ma}}=0.705$) mientras que la del Ortoneis (Paleozóico Inferior) es de 0.7433 (inicial $\text{Sr}_{450\text{Ma}}=0.705$). Ordóñez y Mantilla (2004), reportan relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del Gneiss de Bucaramanga (inicial $\text{Sr}_{168\text{Ma}}=0.7116 - 0.7313$) y del Plutón de Pescadero 0.7141 (inicial $\text{Sr}_{168\text{Ma}}=0.7089-0.7105$).

En lo anterior se confirma que el valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la muestra BIS-7a, debe estar representando una fuente de Sr continental. El Sr de la calcita de la vena estudiada de la formación Rosablanca, se deriva del lavado de las limolitas calcáreas (margas) de la roca huésped (fuente autóctona).

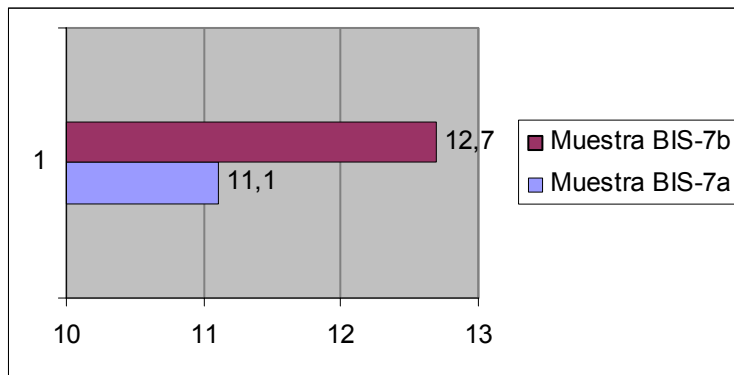
Considerando que el ambiente de depositación de los materiales sedimentarios de la Formación Rosablanca es marino, y que su carbonato analizado no presenta el valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ típico de los carbonatos marinos cretácicos, se sugiere como explicación las siguientes causas: La heterogeneidad composicional del material analizado y el efecto de los procesos generadores del clivaje de pizarrosidad en las rocas.

Con relación a la heterogeneidad composicional, es importante resaltar que el material analizado seguramente no se compone exclusivamente de carbonato. Pequeñas cantidades de arcilla detrítica (con composiciones de Rb y Sr diferentes en el momento de la depositación) en la muestra pudieron incrementar los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la calcita, ya que parte del Sr puede ser extraído durante el ataque químico de la muestra. Casos similares han sido reportados en Burke *et al.* (1982) y Koepnick *et al.* (1985).

Los procesos generadores de la foliación en las rocas (clivaje de pizarrosidad) y sus procesos de recristalización asociados, documentados en Mantilla *et al.* (2003a) y Mantilla y Nolasco (2003), muy posiblemente coetáneos con la formación de la vena de calcita objeto de estudio, debieron modificar las relaciones isotópicas originales de los carbonatos. Por esto, los carbonatos no retienen la composición isotópica de los carbonatos marinos del Cretácico.

3.3.3 Implicaciones sobre la procedencia de los paleofluidos. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ del agua (a una temperatura de 200°C , según ecuación de Friedman, 1977) para la muestra BIS-7, son de agua ligera ($\delta^{18}\text{O}=+11.08\text{‰}$) en equilibrio con calcitas de la vena, en comparación con las calcitas de la roca encajante ($^{18}\text{O}=+12.748\text{‰}$). Esta diferencia de valores, sugiere que las aguas que circularon por las fracturas (hoy venas), debieron ser generadas por devolatilización de las rocas calcáreas encajantes (las aguas generadas son más ligeras, que las aguas asociadas a la propia roca). Un fenómeno adicional (aunque esto no se puede demostrar con los datos actuales) que pudo contribuir igualmente a esta diferencia de valores, posiblemente tenga que ver con la participación relativamente menor, de aguas de origen meteórico (aguas más ligeras). (Figura 30).

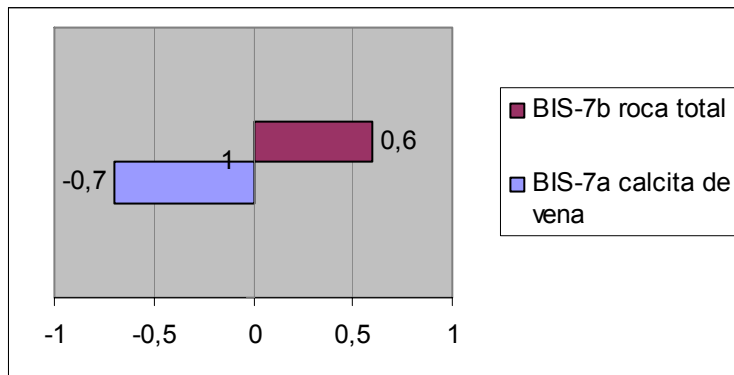
Figura 30. Proyección de los valores de la composición isotópica del agua $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ en equilibrio con la calcita de relleno de venas y de la roca encajante de la Formación Rosablanca, a una temperatura de referencia de 200°C .



Para el caso de la muestra Bis-7: $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -0.67\text{‰}$, el CO_2 en el fluido es más ligero cuando está en equilibrio con las calcitas de relleno de venas (Bis-7a), en comparación con los carbonatos de la roca encajante, Bis-7b

($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 0.581\text{‰}$). En este caso, la fuente del carbono parece ser las calizas micríticas marinas de Rosablanca (procedencia autóctona). Sin embargo, para esta muestra se infiere la participación de un carbono derivado de la oxidación de la materia orgánica, diseminada en las calizas, y posiblemente (este aspecto no es comprobable con los datos actuales) en una mínima proporción CO_2 atmosférico. (Figura 31).

Figura 31. Proyección de los valores de la composición isotópica del CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) en equilibrio con la calcita de relleno de venas y de la roca encajante de la Formación Rosablanca a una temperatura de referencia de 200°C .



3.4. INTERPRETACIÓN DE DATOS: MODELO DE GÉNESIS DE LAS MANIFESTACIONES BC Y BF.

1. La sedimentación de la roca encajante (caliza de la Formación Rosablanca) que contiene las mineralizaciones Barita-Calcita y Barita-Fluorita se desarrolló en un ambiente marino del Cretácico Inferior (135 a 96 Ma aproximadamente).

2. Los datos proporcionados en Mantilla *et al.* (2004), indican que el área fue afectada hace 54 Ma aproximadamente (Eoceno Temprano) por eventos paleohidrotermales tal como se evidencia a lo largo de la influencia de la falla el Guamito (falla estructuralmente similar a la falla Jabonera)

3. Los datos de Inclusiones Fluidas indican que el pulso paleohidrotermal responsable de las mineralizaciones de Barita-Calcita y Barita-Fluorita debió tener temperaturas mínimas cercanas a los 153°C, a una presión máxima de 2358 bares aproximadamente, esto implica una profundidad no mayor a los 9 km.

4. Existen evidencias de otros pulsos hidrotermales (Inclusiones fluidas secundarias y pseudosecundarias) que debieron ocurrir con posterioridad al evento mineralizante, los cuales afectaron a la roca durante su trayectoria de exhumación.

5. Los datos de isótopos estables y radiogénicos apuntan a que el Carbono presente en las Calcitas estudiadas deriva de la disolución de calizas de origen marino (probablemente pertenecientes a la Formación Rosablanca).

6. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ A 11.1‰ (agua en equilibrio con calcitas de la vena) y 12.7‰ (agua en equilibrio con calcitas de la roca encajante) indican que el agua que participó en la formación de las Calcitas, procede fundamentalmente de reacciones de devolatilización de calizas. En este mismo sentido apuntan los valores de Sr y Rb.

7. En consecuencia, las manifestaciones minerales de Barita-Calcita y Barita-Fluorita debieron formarse con posterioridad a la depositación de los sedimentos Cretácicos. Probablemente éste evento mineralizante esté relacionado con los fenómenos paleohidrotermales del Eoceno Temprano, el

cual a su vez debió ser coetáneo con el evento deformativo responsable de la formación de las fallas cabalgantes El Guamito y Jabonera.

CONCLUSIONES

- Las manifestaciones de Barita-Calcita (BC) y Barita-Fluorita (BF) estudiadas en la zona, corresponden a depósitos de tipo fisural, donde este material se presenta rellenando grietas, fundamentalmente.
- El estudio petrográfico de inclusiones fluidas (IF) en los materiales de relleno de venas (calcita y fluorita), permitió diferenciar tres tipos genéticos de IF en la calcita: IF primarias, IF secundarias e IF pseudosecundarias y dos tipos genéticos de IF en la fluorita: IF primarias e IF secundarias. La mayoría de éstas son bifásicas (líquido + vapor).
- El comportamiento crioscópico y los puntos de homogenización encontrados en las IF analizadas en los materiales de relleno de venas (calcita y fluorita), permiten definir un pulso hidrotermal que afectó a las calizas de la Formación Rosablanca del sector, constituido composicionalmente por un fluido acuoso salino (principalmente $H_2O + NaCl + CaCl_2$), el cual debió tener una temperatura mínima de unos $153^{\circ}C$, a una presión máxima de unos 2358 bares. Esto implica una profundidad no mayor a los 9 Km.
- Existen evidencias de otros pulsos hidrotermales (inclusiones fluidas secundarias y pseudosecundarias) que debieron ocurrir con posterioridad al evento mineralizante, los cuales afectaron a la roca durante su trayectoria de exhumación.
- Los datos de isótopos estables y radiogénicos apuntan a que el carbono presente en las calcitas estudiadas deriva de la disolución de calizas de

origen marino (probablemente pertenecientes a la Formación Rosablanca).

- Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con calcitas de la vena y del agua en equilibrio con la roca encajante indican que el agua que participó en la formación de las calcitas, procede fundamentalmente de reacciones de devolatilización de calizas. En este mismo sentido apuntan los valores de Sr y Rb.
- Los valores de concentración de Rb y Sr en las muestras analizadas muestran mayor concentración de Rb en la roca encajante, lo cual se relaciona con la participación del Rb derivado de los minerales arcillosos presentes en las rocas, donde este elemento se acomoda mejor en su estructura cristalina.
- El valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la calcita de la vena estudiada de la formación Rosablanca indica que el Sr se deriva de una fuente continental, probablemente del lavado de las limolitas calcáreas (margas) de la roca huésped (fuente autóctona).
- Las manifestaciones minerales de barita-calcita y barita-fluorita debieron formarse con posterioridad a la depositación de los sedimentos cretácicos. Probablemente este evento mineralizante esté relacionado con los fenómenos paleohidrotermales del Eoceno Temprano, el cual a su vez debió ser coetáneo con el evento deformativo responsable de la formación de las Fallas cabalgantes El Guamito y Jabonera.

RECOMENDACIÓN

Se recomienda realizar un estudio geológico con fines de exploración mineral a lo largo de la influencia de las Fallas El Guamito y Jabonera, las cuales al parecer han servido como extensos canales para el escape de fluidos hidrotermales.

BIBLIOGRAFÍA

ADAMS, A.E., et al. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. New York: John Wiley and Sons. 1984.

BARKER, A.J. y FOSTER, R.P. Metamorphic Fluids and Mineral Deposits. En: Mineralogical Magazine, Vol. 57 (1993).

BARRIGA L, Carlos Manuel y RAMIREZ S, Luis Alberto. Factibilidad técnico económica del uso de barita de algunas minas colombianas. Bucaramanga, 1994. Trabajo de Grado. (Ingenieros de Petróleos). Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ciencias Fisicoquímicas.

BETEJTIN, A. Curso de Mineralogía. Moscú: Mir, 1977. 739 p.

BODNAR R.J., VITYK M.O. Interpretation of microtermometric data for H₂O – NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: Methods and Applications. Virginia Polytechnic Institute and State University. 1994.

BOINET, T et al. Le Poicon de Pamplona (Colombie): Un jalon de la frontiere meridionale de la plaque Caraibe. Societe Geologique France. Boletín No. 8, T.I, No. 3. p. 403-413. Paris. 1985.

BOINET, T. La Falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la Orogenia Andina. En: Geología Norandina. p. 3-10; No. 11. (1989).

BRALOWER. Mid-Cretaceous strontion-isotope stratigraphy of deep-sea sections. En: GSA Bulletin. Vol.109, (1997).

BROBST, D.A. Barite. United States Mineral Resources. En: Geological Survey, paper No 820. (1973).

BURKE, et al. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. En:Geology. Vol. 10. (1982); p. 516-519.

CARDOZO, E. Y RAMIREZ, C. Ambientes de depósitos de la Formación Rosablanca, áreas de Villa de Leiva. Proyecto Cretácico.En: Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas No. 16. (1985) p. 1-13.

CARVAJAL, M. Cesar Augusto. Barita. Recursos Minerales de Colombia, Tomo II. En: Publicaciones geológicas especiales del Ingeominas; no.1. (1987) p. 725-737.

CLAVIJO, T. Jairo y ROYERO, José María. Memoria explicativa del mapa geológico generalizado del departamento de Santander, escala 1:400.000. Bucaramanga: Ingeominas. 2000.

COOPER, M.D., et al. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin. Vol. 79, No. 10.(1995); p. 1421 – 1443.

CORPES, 1991. Atlas ambiental del departamento de Santander. Publicación del Consejo Regional de Planificación del Centro Oriente. Gobernación de Santander. Bogotá: Ingeniería gráfica y ECOFOREST Ltda, p. 26-59.

DEDISON, et al., Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. En: Chemical Geology. No.140. (1997) p.109-121.

DUMBAR, C.O Y RODGER, J. Principles of Stratigraphy. New York: John Wiley and Sons. 1957.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, Classification of carbonate rocks: Tulsa, Okla., A.A.P.G., Men. 1, Tulsa, Okla: in Ham, W.E., 1962. p. 108-121.

DURNEY, D.W y KISCH, H.J. A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. En: AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, Vol. 15, No. 3. p. 257-295. 1994.

ESTRADA, A. Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes. M.Sc. Thesis (inérita). Standford, 1972, 115 p. Stanford University.

ETAYO, F. Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. En: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA. GUÍA DE EXCURSIÓN TÉCNICA. (5° : 1989 : Bucaramanga) Ponencias del V Congreso colombiano de geología, guía práctica. Bucaramanga: 1989. p. 41.

FABRE, A. La subsidencia de la Cuencia del Cocuy, Cordillera Oriental de Colombia durante el Cretácico y Terciario. En: Geología Norandina No. 8 (1983). p. 21-27, 49-61.

FAURE. Principles of Isotope Geology. 2 ed. John Wiley & Sons. 1986. p. 589.

FERRY, J.M.A Historical review of metamorphic fluid flow. Journal of geophysical research.1994. v.99.

FOLK, R.L. Petrology of sedimentary rocks. Austin Texas: Hemphill Publishing Company, 1974.182 p.

FREY, M. Low temperature metamorphism. New York: Chapman and Halls.1987. 351p.

FRIEDMAN, I. y O'NEIL, J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest: En: USGS, (Paper 440-KK.) (1977).

GARLICK, G. D. The stable isotopes of oxygen, carbon and hydrogen in the marine environment. In: The Sea, vol. 5., Marine Chemistry, Goldberg, E. D. (editor), Jhon Wiley and Sons, New York, pp.393-425. (1974).

GIMÉNEZ Y TABERNER. Carbonatos de origen sedimentario y diagenético. In: Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Barcelona: Melgarejo, J. Universidad de Barcelona. 1997.

GIULIANI, G. et al. Sulfate reduction by organic matter in Colombian emerald deposits: Chemical and stable isotope (C,O,H) evidence. En: Economic Geology, Vol. 95. p. 1129-1153.

GOLDSMITH, R., et al. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: Geological Survey Research, D44-D49. 1971.

GOLDSTEIN, Robert y REYNOLDS, James. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Short course v. 31. Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for sedimentary geology) 1994. p. 69-121.

GÓMEZ, P.J.A Fotogeología de la Zona Barbosa-Landázuri. Boletín de geología, UIS, Vol. 11, No.25, (1977); p. 99-106.

HOEFS. Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag. 1997.

HOLLISTER, L.S., y CRAWFORD, M.L. Fluid inclusions: Applications to Petrology. Canada: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook. 1981. v.6.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Planchas topográficas No.170-II-A-1, No.170-II-A-2, No.170-II-A-3, No.170-II-A-4 a escala 1:10.000, la plancha No. 170-II-A, No. 170-II-C a escala 1:25.000, según la proyección Gauss con origen X: 1.000.000 y Y: 1.000.000. Bogotá. 1980.

KISCH, H.J Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Diagenesis in sedimentary rocks, 2. Ads. 1983.

KOEPNICK, et al. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En: Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). No. 80. (1990). p. 327-349.

KYSER, T. K. Short Course in Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids, Vol. 13: Mineralogical Association of Canada, 1987. p. 452.

LEEDER, O., et al. Einschlüsse in Mineralen. Enke Stuttgart. 1987

LEWIS, R.W. Barium – Mineral facts and problems, Staff. Bureau of the Interior. 1970. p. 865-877.

LONGSAFFE, F.J. Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. Burial Diagenesis, Mineralogical Association. Short course No. 15. Hutcheon. 1989.

LUDWING, et al. Strontium-isotope stratigraphy of Enewetac Atoll: Geology. 1988. v.16 p. 173- 177.

LUNAR, R., OYARZUN, R. Yacimientos minerales: Técnicas de estudio – tipos, evolución metalogénica – exploración. Madrid: Centro de Estudios Ramón Areces, S.A 1991. p. 147 – 175.

MACIA, et al. Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle Superior del Magdalena, Colombia. En: Geología Colombiana, No. 14. (1985).

MANTILLA FIGUEROA, et al. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar de venas hidrotermales en rocas sedimentarias de la Formación Paja (Cretácico Inferior) al sur del Dpto. de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). En: Boletín de Geología UIS Vol. 26, No. 43, (2004); p. 104-114.

_____, L. C. y NOLASCO GARCÍA, T., Significado de la foliación tectónica en rocas del cretácico inferior al sur de la provincia de Vélez (Dpto. de Santander, Colombia). En: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA. (9º: 2003: Medellín).Memorias del IX Congreso Colombiano de Geología. Medellín. 2003.

_____, et al. Introducción a la geología del sector Vélez-Bolívar-Guavatá (Dpto. de Santander, Colombia) y su importancia para la exploración de depósitos hidrotermales. Boletín de geología, UIS, Vol. 25, No.40, (2003a); p. 39-52.

_____, et al. Exploración Geológica para la localización de esmeraldas en el área de los Municipios de Bolívar y Guavatá (Dpto. de Santander) a partir del estudio de la historia hidrotermal de las formaciones cretácicas Rosablanca y La Paja. Informe final 102-06-10940. Bucaramanga: Colciencias-Minercol, UIS, 2003.

MENDOZA. La Formación Cumbre – Modelo de trasgresión marina rítmica de comienzos del Cretácico. Proyecto Cretácico. En: Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas No. 16. (1985) p. 1-17.

MIDDLEMOST, E. Magmas, rocks and planetary development. A survey of magma/igneous rock systems. Department of geology and geophysics. University of Sydney, 1997. 194 p.

MOJICA, J. y FRANCO, R. Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. Universidad Nacional de Colombia. En: Geología Colombiana. no.17. (1992). p. 41-64.

MOJICA Y HERRERA. Estratigrafía, facies y direcciones de aporte de la Formación Luisa en la región de Rovira, Tolima. Universidad Nacional de Colombia. En: Geología Colombiana. No. 15, (1986) p. 65-80.

MONSON K. D y HAYES, J. M. Carbon isotope fractionation in the biosynthesis of bacterial fatty acids. Ozonolysis of unsaturated fatty acids as a means of determining the intramolecular distribution of carbon isotopes. *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1982. v.46., p.139-149.

MORALES, L.C. General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. In: Habitat of oil symposium. Weeks, Tulsa. AAPG. (1958) p. 641-645.

NARANJO V., Julián. Estudio de las manifestaciones hidrotermales en el sector de la Quebrada la Trampa, en rocas sedimentarias de la Formación Paja. Sector Guavatá-Bolívar Dpto. de Santander. Bucaramanga, 2003. Trabajo de grado. (Geólogo) Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas.

NASH, J. T y THEODORE, T. Ore fluids in the porphyry copper deposits at cooper Canyon. Nevada. En: Econ. Geology No.66. (1971).

NEGREL, et al. Strontium isotope characterization of the Palmottu hydrosystem (Finland): water-rock interaction and geochemistry of groundwaters. En: *Geofluids*. No.3. (2003); p. 161-175.

NIER, A. O. A redetermination of the relative abundances of isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. En: Phys. Rev. No. 77. (1950). p. 789.

NOLASCO, G. T. Estudio de la foliación tectónica de la Formación Rosablanca en el flanco este del Anticlinal de la Chirle, Municipio de Bolívar (Dpto. de Santander). Bucaramanga, 2003. Trabajo de Grado. (Geólogo) Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas.

OHMOTO, H., Rye, R. O. Isotopes of Sulfur and Carbon. In: Geochemistry of Hydrothermal ore deposits. Lloyd B. H. John Wiley & Sons. 1979. p. 509-567.

O'NEIL, et al. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J. Chem. Phys., 51.1969. p. 5547-5558.

ORDOÑEZ CALDERÓN J. C., MANTILLA FIGUEROA, L. C: Significance of an early Cretaceous Rb-Sr age in the Pescadero pluton. Santander Massif. En: Boletín de Geología Vol. 26, No.43 (2004). p. 115-126.

OTERO, J.A. y ANGARITA, A.L. Ocurrencias minerales en el departamento de Santander del Sur. Informe No. 1686. Bucaramanga: Ingeominas. 1975.

PARCK, R. EPSTEIN, S. Carbon isotope fractionation during photosynthesis. Geochim. Cosmochim. Acta, 21. 1960. p. 110-126.

PASSCHIER, C. y TROUW, R. Microtectonics. Berlin: Springer, Berlin. 1996.

PETERMAN, Z.E Y WALLIN, B. Sinopsis of strontium isotope variations in groundwater at Aspo, southern Sweden. En: Applied Geochemistry. No. 14. (2000); p. 939-951.

PUBLICACIONES GEOLÓGICAS ESPECIALES DEL INGEOMINAS. Catálogo de los yacimientos, prospectos y manifestaciones minerales de Colombia. Vol. 2, No. 13.. (1993).

QUINN, et al. Sr isotopic variation in shallow water carbonate sequences: Stratigraphic, chronostratigraphic, and eustatic implications of the record at Enewetak Atoll: Paleoceanography. 1991. v.6, p. 371-385.

QUINTERO A. Claudia Juliana. Estudio mineralógico, textural y de inclusiones fluidas en las venas de fluorita de las minas Palestina (Cepitá) y el Ilanito (Pescadero), departamento de Santander. Bucaramanga, 2001. p.

48-73. Trabajo de grado (Geólogo).Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas.

RENZONI, y OSPINA, Geología del cuadrángulo J-12. Informe 1546, Servicio Geológico Nacional, Bogotá. 1969.

REY, José Andrés y SIERRA, Ciro Alfonso. Mineralogénesis de los yacimientos de fluorita en las minas Pescadero y Palestina, Santander. Bucaramanga, 1991. p. 78-98. Trabajo de grado (Geólogos).Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas.

ROBERTS, J.L. Geological Structures. Macmillan. 1989. 250 p.

ROEDDER, E. Fluid inclusions, reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America.1984. v.12.

ROEDER, D. y CHAMBERLAIN, R.L. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene evolution. A.A.P.G. Mem., 1995. v.52, p.283-303.

RODRÍGUEZ, M.,J. y BARRERA. Plan prospectivo económico de la región Andina de la Provincia de Vélez 2001-2005. Bucaramanga, 2001. 118 p.. Trabajo de grado. Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas.

SAMSON, Iain et al. Fluid inclusion, analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canada. Short course series v. 32. Vancouver: British Columbia, 2003. p. 175-212.

SARMIENTO, L.F. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ecopetrol Vrije Universiteit Amsterdam. 2001.

SMALLEY, et al., Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks. En: *Geology*. Vol. 22. 1994. p. 431-434.

TABOHADA, A., et al. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol. 19, No.5. (2000) p. 787-813.

TAYLOR, S. R., and MCLENNAN, S. M: The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.

TELLEZ, I.N.A, et. al. Informe final del proyecto Exploración geoquímica de la región cuprífera de Bolívar – Provincia de Vélez, Departamento de Santander, UIS. 1980. 77 p.

TOUSSAINT, J.F Y RESTREPO, J.J. Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. En: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA. (5° : 1989: Bucaramanga)Memoria del V Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga. 1989. p.127-146.

TOUSSAINT, J.F et al. Corte geológico cortical en los Andes Colombianos. En: Boletín Ciencias de la Tierra: Universidad Nacional de Colombia. No. 11, Medellín. 1992. p. 1-14.

TURNER, F.J. Metamorphic petrology – Mineralogical, Fiel, and tectonic aspects. 2 ed. New York: Mc Graw-Hill. 1981.

ULLOA, M.C. y RODRIGUEZ., M.E. Memoria explicativa del mapa geológico de la Plancha 170, Vélez. Bogotá: Ingeominas, 1978.

VAN DER HAMMEN, T. Late Cretaceous and Tertiary Stratigraphy and Tectogenesis of the Colombian Andes. In: Geologie en Mijnbouw, Vol. 40-e Jaargang. (1961) p. 181-188.

WARD, Dwight et al. Recursos minerales de parte de los departamentos de Norte de Santander y Santander. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras. En: Boletín Geológico Vol. 18, No.3. (1970); p. 84-89.

WHEELER, O. Report on the Palmira. Series with notes on stratigraphy of the Umir, Lisama and La Paz Formation neared Eastern part of the Mares Concesion. Informe Instituto Empresa Colombiana del Petróleo (inédito). 1929.

WHITE, D.E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids. En: Economic geology, Vol. 69, (1974); p. 954-973.

WICKMAN, F.W. Isotope ratios: A clue to the age of certain marine sediments. En: Journal Geology No. 56 (1948). p. 61-66.

WILLMS, J . Barita y fluorita en la Mesa de los Santos y Pescadero, Santander. Informe. 1881. Bucaramanga: Ingeominas.1982.

WILSON, C.J.L. Crystal growth during a single – stage opening event and its implications for syntectonic veins. In: Journal of structural geology. Vol.16, No.9. (1994).

WOKITTEL, R. La situación de barita en Colombia. Informe 1209. Boletín Minero III, No. 32. Bogotá: Servicio Geológico Nacional. 1956.

Disponible en Internet: <<http://demo.ionicsoft.com/geoviewer/index.jsp>>

Disponible en Internet: <www.uam.es/investigacion/servicios/sidi/especifica/isotopos.html>

Disponible en Internet: <www.es.wikipedia.org/wiki/Carbono>

Disponible en Internet: <scielo-ar.bvs.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222002000300004&lng=es&nrm=iso&...>

Disponible en Internet:

<<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/profluid/ptext/fases001.htm>>