

**ESTUDIO DE LA FOLIACIÓN TECTÓNICA EN EL SECTOR VÉLEZ –  
BOLÍVAR – GUA VATÁ (DEPARTAMENTO DE SANTANDER)**

**TOMÁS JAVIER NOLASCO GARCÍA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO QUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2004**

**ESTUDIO DE LA FOLIACIÓN TECTÓNICA EN EL SECTOR VÉLEZ –  
BOLÍVAR – GUA VATÁ (DEPARTAMENTO DE SANTANDER)**

**TOMÁS JAVIER NOLASCO GARCÍA**

**Proyecto de grado presentado como requisito  
para optar al título de Geólogo**

**Director**

**LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA  
GEÓLOGO PhD**

**Codirector**

**ELIÉCER URIBE PORTILLA  
GEÓLOGO Esp.**

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

**2004**

## **DEDICATORIA**

A mis cuatro Madres: Rosa, Natividad, Gladys y Chiquinquirá (Q.E.P.D.).

A todos los que estuvieron junto a mí en los momentos difíciles.

## **AGRADECIMIENTOS**

Al profesor Luis Carlos Mantilla, por brindarme su apoyo incondicional  
Al Profesor Eliécer Uribe, por su gran apoyo y trabajo en la Geología del  
área de estudio.

A Angélica y al Doctor Henao, Química de DRX de la UIS, por sus  
importantes aportes en cuanto a la obtención de datos e interpretación  
química.

A Eduardo y Wilson, Laboratoristas de Ingeniería Química por su gran ayuda  
en los ensayos de Laboratorio.

A Ruth Beltrán y Alexander Rey, por su colaboración en el momento  
oportuno.

A Federico, por su trabajo y compañía en campo.

A los estudiantes de Campo I que estuvieron en Vélez-Bolívar- Guavatá  
por la recolección de valiosa información que sirvió de base para la  
reconstrucción cartográfica.

A la UIS y COLCIENCIAS, por haber financiado el proyecto y apoyar la  
investigación del País.

A mi tío Felipe, quien me apoyó siempre en toda mi carrera.

A la Naturaleza, por darme la oportunidad de conocerla.

## CONTENIDO

	Pág.
<b>INTRODUCCIÓN</b>	1
<b>1.GENERALIDADES</b>	3
1.1 OBJETIVOS	3
1.2 SITUACIÓN GEOGRÁFICA	3
1.3 FISIOGRAFÍA Y CLIMA	4
1.4 METODOLOGÍA	5
1.4.1 Fase de Precampo	6
1.4.2 Fase de Campo	7
1.4.3 Fase de Laboratorio	7
1.5 GEOLOGÍA HISTÓRICA REGIONAL	11
<b>2. GEOLOGÍA</b>	18
2.1 LITOESTRATIGRAFÍA	18
2.1.1 Formación Cumbre	18
2.1.2 Formación Rosablanca	19
2.1.3 Formación Paja	21
2.1.4 Formación Tablazo	21
2.2 GEOMORFOLOGÍA	22
2.3 ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN	25
2.3.1 Pliegues	25
2.3.2 Fallas	26
2.3.3 Estilolitos	27
2.3.4 Otras Estructuras	28

<b>3 .CARACTERÍSTICAS DE LAS FOLIACIONES</b>	29
3.1 GENERALIDADES	29
3.2 TIPOLOGÍA DE LA FOLIACIÓN	33
3.3 ASPECTOS GENERALES DE LA FOLIACIÓN	37
3.3.1 Foliación de Carga (Clay Type)	37
3.3.2 Foliación Tectónica	38
3.4 ASPECTOS MICROSCOPICOS DE LA FOLIACION	40
3.5 SIGNIFICADO DE LA FOLIACIÓN TECTÓNICA	44
<b>4 .ESTUDIO DE LA FRACCIÓN ARCILLA</b>	46
4.1 CRISTALINIDAD DE ILLITAS	46
4.1.1 Consideraciones Previas	46
4.1.2 Localización de las Muestras y Resultados	51
4.2 SIGNIFICADO DE LA PIROFILITA	56
<b>5 .GEOCROLOGÍA DE LAS FOLIACIONES</b>	59
5.1 CONSIDERACIONES PREVIAS	59
5.2 LOCALIZACIÓN Y MUESTRAS ANALIZADAS	60
5.3 RESULTADOS Ar – Ar	61
5.3.1 Resultados de los análisis para la muestra 1770	61
5.3.2 Resultados de los análisis para la muestra 1771	67
5.4 RESUMEN DE LA GEOCROLOGIA Ar – Ar	69
5.5 IMPLICACIONES REGIONALES	69
<b>6 .INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS</b>	72
<b>CONCLUSIONES</b>	74
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	76
<b>ANEXOS</b>	86

## LISTA DE TABLAS

	Pág.
<b>Tabla 1.</b> Tipos de foliación observada en las muestras de campo	36
<b>Tabla 2.</b> Valores de cristalinidad de Illita en el pico de los 10Å, medido según el método de Kubler (1967).	53
<b>Tabla 3.</b> Datos analíticos de Geocronología Ar-Ar, obtenidos mediante el método de calentamiento incremental para la muestra 1770.	63

## LISTA DE FIGURAS

	Pág
<b>Figura 1.</b> Localización geográfica del área de estudio (recuadro)	5
<b>Figura 2.</b> Situación Geológica del Valle Medio del Magdalena, del Jurásico tardío al Mioceno Cercano	14
<b>Figura 3.</b> Formación Cumbre. Quebrada el Funcal)	19
<b>Figura 4.</b> Formación Rosablanca. Cantera de caliza vía Vélez Bolívar en el sector de Casablanca	20
<b>Figura 5.</b> Formación Paja. Sector Mochilero	21
<b>Figura 6</b> Calizas de la Formación Rosablanca en el flanco Este del Anticlinal de la Chirle, formando zonas de alta pendiente.	23
<b>Figura 7.</b> Depósito de agua en Polje de la Formación Rosablanca. Sector de Jabonero	23
<b>Figura 8.</b> Imagen Tridimensional mostrando las diferentes Características geomorfológicos del terreno.	24
<b>Figura 9.</b> Clasificación morfológica de foliaciones, propuesta por Bons (1988).	30
<b>Figura 10.</b> Mecanismos de formación de Foliación: A. Rotación } Mecánica B. Solución por Presión. C. Deformación Cristaloplástica. D. Crecimiento por campo de esfuerzos. E.. Recristalización. F. Crecimiento Mimetítico	32
<b>Figura 11.</b> Aspecto macroscópico de la foliación tectónica que afecta las rocas de la Formación Rosablanca.	34
<b>Figura 12.</b> Aspecto macroscópico de la foliación tipo 'Scaly Cleavage'.	35
<b>Figura 13.</b> Aspecto al SEM de la foliación de carga.	38
<b>Figura 14.</b> Aspecto Al SEM de la foliación tectónica (rectilinealidades o dominios de clivaje que forman los filosilicatos desde el borde superior a inferior de la Imagen).	39
<b>Figura 15.</b> Aspecto al SEM de la foliación tectónica (dominios de clivaje representados en las rectilinealidades de los filosilicatos, que cruzan la imagen desde el extremo superior al inferior de la figura).	42
<b>Figura 16.</b> Aspecto al SEM de la creanulación asociada a la foliación tectónica del sector de la Falla El Guamito.	43
<b>Figura 17.</b> Medición de la cristalinidad de la illita	48
<b>Figura 18.</b> Esquema ilustrativo de los cambios que sufre la illita durante la diagénesis y el metamorfismo de muy bajo grado	50
<b>Figura 19.</b> Transformación de las arcillas por procesos de meteorización y diagénesis	51

<b>Figura 20.</b> Campos de madurez termal de la Illita. Obsérvese la presencia de las dos anomalías termales	55
<b>Figura 21.</b> Diagrama de estabilidad (P-T) de la Pirofilita, en función de la actividad de agua.	58
<b>Figura 22.</b> Localización de la muestra seleccionada para análisis mediante geocronología Ar-Ar.	62
<b>Figura 23.</b> Espectros de edades Ar-Ar para la muestra 1770.	66
<b>Figura 24.</b> Espectros de edades Ar-Ar para la muestra 1771.	68

## LISTA DE ANEXOS

	Pág.
<b>ANEXO A.</b> Mapa y Corte Geológico preliminar (formato en papel Biblioteca UIS-Bucaramanga).	
<b>ANEXO B.</b> Columna Estratigráfica de la Formación Rosablanca (formato en papel Biblioteca UIS-Bucaramanga).	
<b>ANEXO C.</b> Mapa de Localización de Columnas Estratigráficas	87
<b>ANEXO D.</b> Mapa de Ubicación de Muestras de Campo	88
<b>ANEXO E.</b> Difractogramas de Cristalinidad de Illitas	89

## RESUMEN

Título: ESTUDIO DE LA FOLIACIÓN TECTÓNICA EN EL SECTOR VÉLEZ-BOLÍVAR - GUA VATÁ (DEPARTAMENTO DE SANTANDER)\*

Autor: Nolasco, Tomás J.\*\*

Palabras Claves: Clivaje de pizarrosidad, Cristalinidad de Illitas, Pirofillita.

El área de estudio, localizada al sur de la Provincia de Vélez (Dpto. 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. Las distintas fases de deformación de la Orogenia Andina han dado lugar a la formación de estructuras, tales como los Anticlinales de La Chirle y Vélez, el Sinclinal de Vélez, las Fallas El Guamito y Jabonera, entre otras.

Dos importantes anomalías termales, especialmente relacionadas con las Fallas El Guamito y Jabonera, han sido identificadas. Estas anomalías forman unas bandas de dirección N30-35°E de aproximadamente 2 Km. de ancho, las cuales se caracterizan por presentar sectores con clivaje de pizarrosidad, altos valores de cristalinidad de Illita (campo de la anquizona y epizona) y presencia ocasional de Pirofillita.

Estas dos anomalías termales han sido interpretadas como generadas por la percolación de fluidos hidrotermales, producidos por reacciones de devolatilización de rocas sedimentarias profundas, tal como lo indican los análisis geoquímicos.

Las edades  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  obtenidas a partir de agregados de mica potásica presentes en venas hidrotermales, especialmente relacionadas con las bandas antes mencionadas, sugieren que el área ha sido afectada, por lo menos, por tres eventos tectonotermales: el más importante registrado al inicio del Eoceno ( $53\pm 2$  Ma), y otros dos, a finales del Paleoceno (58-60 Ma) y el Eoceno medio (48-50 Ma).

Las dos bandas termalmente anómalas representan sectores de alto paleoflujo hidráulico, donde se han alcanzado condiciones de metamorfismo de muy bajo grado dentro de rangos de madurez termal de la Anquizona- Epizona, tal como lo indica la presencia de Pirofillita, el clivaje de pizarrosidad y las cristalinidades de la Illita.

---

\* Proyecto de Grado, Modalidad Investigación

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas, Escuela de Geología. Director Luis Carlos Mantilla F. Codirector Eliécer Uribe P.

## ABSTRACT

Title: STUDY OF THE TECTONIC FOLIATION IN THE SECTOR VÉLEZ - BOLIVAR - GUA VATÁ (DEPARTMENT OF SANTANDER)\*

Author: Nolasco, Tomás J.\*\*

Key Words: Slaty Cleavage, Illite Crystallinity, Pirophyllite.

The study area, localized to the south of the Province of Velez (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. The different phases of deformation of the Andean Orogeny have produced structures such as the Anticlinals of La Chirle and Velez, the Synclinal of Velez, the Faults of El Guamito and Jabonera, between others.

Two important thermal anomalies, spatially related to the Faults El Guamito and Jabonera, have been identified in the study area. These anomalies form bands of direction N30-35°E of approximately 2 km of width, which are characterized by presenting sectors with a slate cleavage, high value of Illite crystallinity and occasional presence of Pirophyllite. These thermal anomalies have been considered as generated by the percolation of hydrothermal fluids, produced by devolatilization reactions of deep sedimentary rocks, as indicated by geochemistry analysis.

The <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages obtained from the aggregates of potassic mica presented in hydrothermal veins spatially associated with the mentioned above bands, suggest at least three tectothermal events: the most important registered at the beginning of the Eocene (53±2 Ma), and others, corresponding to the end of the Palaeocene (58-60 Ma) and the Middle Eocene (48-50 Ma).

The two bands thermally anomalous represent sectors of high hydraulic paleoflow, where conditions of very low metamorphic grade have been reached within Anquizone-Epizone thermal maturity ranges, as indicated by the presence of Pirophyllite, the Slate Cleavage, the Illite crystallinity, between other aspects.

---

\* Grade Project, Research Kind

\*\* Physics and Chemicals Sciences Faculty, Geology School. Director Luis Carlos Mantilla F Codirector Eliécer Uribe P.

## INTRODUCCIÓN

La presente memoria es el resultado de una investigación, realizada dentro del marco de las actividades del Grupo de Investigación en Mineralogía, Petrología y Geoquímica (MINPETGEO), adscrito a la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS). Esta investigación, ha sido financiada por el Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología 'Francisco José de Caldas' (COLCIENCIAS) y a la Empresa Nacional Minera Ltda. (MINERCOL), a través del proyecto de Investigación 1102-06-10940.

En este trabajo se estudió un área de la Cordillera Oriental de Colombia (Figura 1), de 120 Km<sup>2</sup> (centrándose la atención especialmente en un área de unos 50 Km<sup>2</sup>), donde afloran rocas sedimentarias del cretácico inferior (Formaciones Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo). El sector de estudio, hace parte de la jurisdicción de los Municipios de: Vélez, Bolívar y Guavatá, pertenecientes a la Provincia de Vélez, en el departamento de Santander.

Entre los rasgos geológicos más importantes que se han identificado en el área, destacan: a) Presencia de fallas inversas de dirección aproximada N30°E; b) Una foliación tectónica (tipo "*slaty cleavage*") relacionada espacialmente con estas fallas; c) la Presencia de pirofilita y; d) Altos valores de cristalinidad de illitas.

Los rasgos anteriores, permiten en su conjunto interpretar las dos fallas mencionadas ('El Guamito' y 'Jabonera'), como canales de alto paleoflujo hidráulico, cuyos fluidos afectaron parte de las rocas que afloran en el área,

dando lugar a alteraciones típicas de ambientes de metamorfismo de muy bajo grado sobre unidades sedimentarias de las Formaciones Rosablanca y Paja.

## **1. GENERALIDADES**

### **1.1 OBJETIVOS**

#### **OBJETIVO GENERAL**

Estudiar el origen y significado geológico de la foliación tectónica que afecta rocas del Cretácico Inferior en un sector localizado entre los Municipios de Vélez, Bolívar y Guavatá (Provincia de Vélez, Departamento. de Santander).

#### **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Elaborar una base cartográfica preliminar a escala 1: 25.000
- Elaborar levantamientos litoestratigráficas de algunos sectores del área de estudio.
- Realizar una caracterización petrográfica y de mineralógica de arcillas en rocas de las Formaciones Rosablanca y Paja, mediante análisis de microscopía óptica, microscopía electrónica y difracción de rayos X (DRX).
- Sugerir las condiciones físicas de generación de la foliación, mediante estudios de cristalinidad de illitas.
- Elaborar a la luz de los nuevos datos un modelo de evolución geológica que explique el origen de la foliación tectónica.

### **1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA**

El área de estudio (Figura 1) se localiza al sur de la Provincia de Vélez (Departamento. de Santander, Colombia), sector montañoso de la Cordillera Oriental, distante 250 Km de la ciudad de Bucaramanga. Esta área se encuentra bajo jurisdicción de los Municipios de Vélez, Bolívar y Guavatá.

Según la cartografía topográfica del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, el área de trabajo abarca toda la plancha 170-II-A a escala 1:25.000 y sus planchas respectivas 170-II-A-1, 170-II-A-2, 170-II-A-3, 170-II-A-4 a escala 1:10.000. Las coordenadas topográficas son las siguientes:

X: 1.150.000 X. 1.160.000

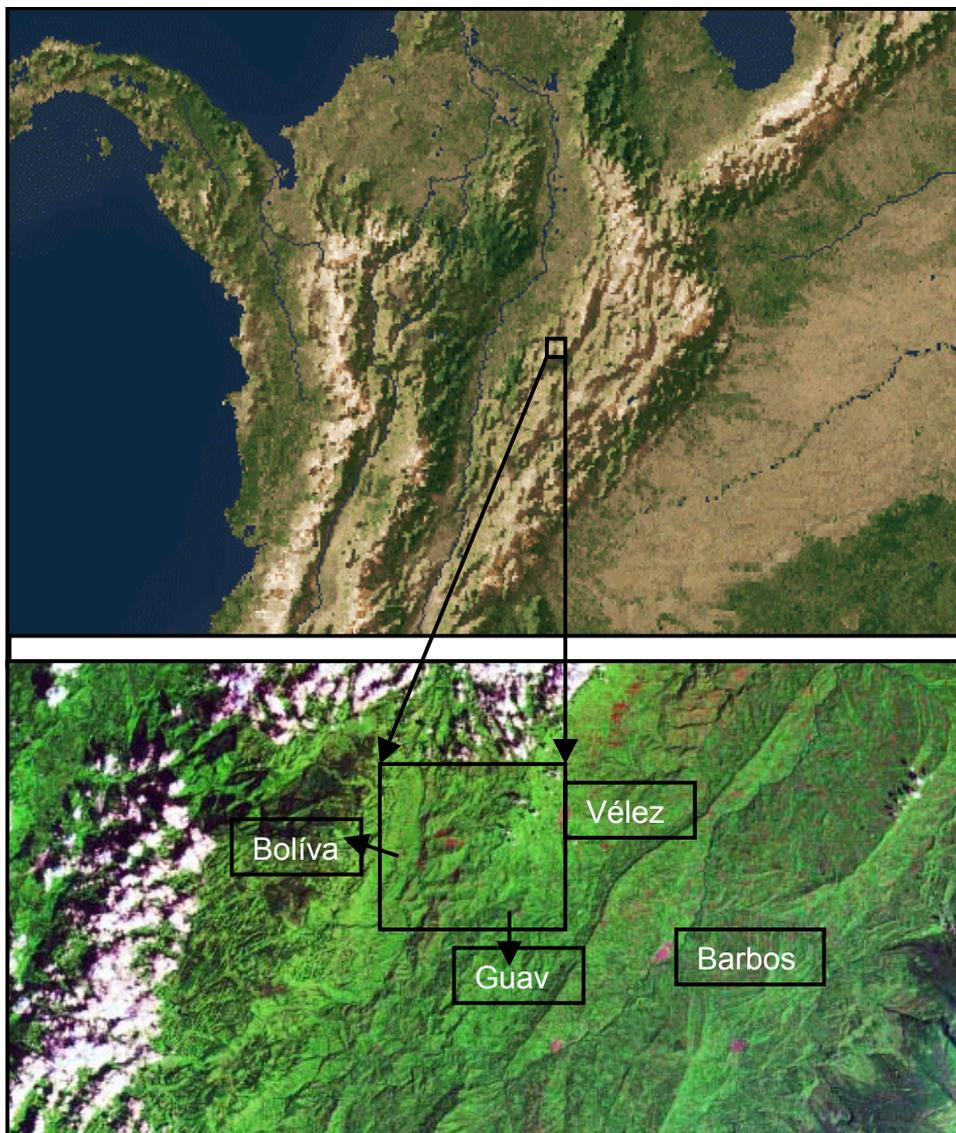
Y: 1.030.000 Y: 1.045.000

A la zona de estudio se llega desde Bucaramanga, 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 denominado "Paloblanco" (en el extremo NE del área), desde donde se desprende una carretable en dirección a los Municipio de Bolívar y Guavatá. Una serie de vías secundarias, facilitan el acceso a los distintos lugares del área.

### **1.3. FISIOGRAFÍA Y CLIMA**

El área de trabajo presenta un relieve 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 1930mm. 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. El drenaje de la región exhibe un patrón de tipo dendrítico a subparalelo.

**Figura 1.** Localización geográfica del área de estudio (recuadro).



Tomado de <https://zulu.ssc.nasa.gov>

#### **1.4. Metodología**

La metodología empleada en el presente trabajo se fundamenta en cinco grupos de actividades estrechamente ligadas. Estas son: a) recopilación y análisis del material bibliográfico y gráfico existente sobre el área de trabajo (Fase de Pre-campo); b) realización de trabajos de campo con fines de reconocimiento, toma de datos y de muestreo sistemático; c) trabajo de

laboratorio; d) interpretación de los datos obtenidos y; e) elaboración del informe final.

Debido la importancia que presentan en este trabajo los tres primeros grupos de actividades, por ser las que más datos nuevos han generado, se describen con más detalle a continuación.

**1.4.1. Fase de Pre-Campo.** En esta primera fase se recopiló y estudió la información existente sobre el área de trabajo, tanto para conocer el estado del arte entorno al conocimiento geológico sobre la zona de estudio, como para contextualizar su geología en un marco de escala más regional. Asimismo, se generó un archivo bibliográfico que sirviera de base conceptual y nos permitiera orientar mejor algunos trabajos específicos formulados en los objetivos de la investigación.

Con el propósito de preparar los trabajos de campo, se recopiló la siguiente información: a) el mapa geológico preliminar de la plancha 170 Vélez a escala 1:100.000, publicado por el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (Ingeominas); b) las planchas topográficas 170-II-A-1, 170-II-A-2, 170-II-A-3, 170-II-A-4 a escala 1:10.000, y la plancha 170-II-A a escala 1:25.000, realizadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, según la proyección Gauss con origen X: 1.000.000 y 1: 1.000.000, ubicado en Santafé de Bogotá D.C.; c) las imágenes satelitales disponibles del área de trabajo (tomadas de la pagina <https://zulu.ssc.nasa.gov>) y; d) las fotografías aéreas de los vuelos C-2518 (00057, 00058, 00059, 00060) y C-2519 (00049, 00050, 00054, 00055, 00056, 00057, 00058) del IGAC.

Con relación a las fotografías aéreas, estas fueron interpretadas en el laboratorio de Fotogeología de la Escuela de Geología de la UIS, utilizando un Estereoscopio de espejos marca Carl Zeiss Jena.

**1.4.2. Fase de Campo.** El trabajo de campo se realizó de acuerdo al énfasis establecido en los objetivos. Por tal razón, las labores de campo se centraron en el reconocimiento de la zona, contrastar la información obtenida del estudio de fotointerpretación, realizar jornadas de toma de datos y de muestreo sistemático, acompañado (en aquellos sectores donde era posible) de un levantamiento de una columna litoestratigráfica mediante poligonales en sectores concretos.

Las poligonales fueron realizadas en aquellos sectores con mejor exposición de las rocas, cuya relativa continuidad facilitaba obtener información sobre la variación litológica. La elaboración de estos tramos de columna fueron utilizados más para referenciar y conocer mejor la litología de los sectores con mayor desarrollo de planos de anisotropía, que para apoyar una discusión pormenorizada de tipo sedimentológico-estratigráfico.

**1.4.3. Fase de laboratorio.** Durante esta fase se prepararon algunas muestras específicas de mayor interés, para ser analizadas mediante microscopía óptica y electrónica (*SEM-scanning electron microscopy*), DRX (difracción de rayos X), dataciones y geoquímica de elementos trazas.

- **Microscopía óptica de luz transmitida**

Los equipos utilizados durante esta fase de laboratorio fueron microscopios ópticos, principalmente de la casa NIKON, tipo Labophot-pol disponibles en los laboratorios de Petrografía de la Escuela de Geología:

Estos equipos ópticos permitieron realizar un estudio mineralógico y petrográfico de muestras de rocas con y sin foliación.

Una lupa binocular tipo Carl Zeiss Jena del laboratorio de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, fue igualmente utilizada para realizar estudios mineralógicos y texturales preliminares. Esto, con el

propósito de seleccionar las muestras idóneas que se emplearon en los estudios de microscopía y DRX, fundamentalmente.

- **Microscopía Electrónica (SEM - Scanning electron microscopy)**

Estos estudios se realizaron en el laboratorio de Microscopía electrónica del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP), utilizando un microscopio electrónico de barrido LEO-1450 VP, con sonda tipo EDAX DX

Las muestras utilizadas para microscopía electrónica fueron principalmente 'chips' de tamaños entre  $0.5\text{cm}^3 - 1.0\text{cm}^3$ , las cuales fueron recubiertas con grafito o con oro, utilizando la técnica de evaporación entre 2 electrodos a alta tensión. El equipo utilizado fue un Sputer Coater S150B, cuyo procedimiento de operación se rige por las normas de calidad registradas en el ICP (Instituto Colombiano del Petróleo) bajo la nomenclatura PTO 007.002.

El estudio de las muestras al SEM, se centró fundamentalmente en precisar la mineralogía de algunas fases minerales de interés, reconocer algunas relaciones texturales y caracterizar la fábrica interna de las rocas.

- **Difracción de rayos X (DRX)**

Con el propósito de identificar algunas fases minerales presentes en venas y en la fracción arcilla de algunas muestras en particular, se realizaron pruebas de DRX (Difracción de Rayos X), utilizando un difractómetro Rigaku modelo D-MAX-IIIB. Estas pruebas fueron realizadas en el laboratorio de Difracción de Rayos-X de la Escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander.

Las condiciones de medición de las muestras fueron las siguientes:

Voltaje		40(kV)
Corriente		20(mA)
Rendijas (Slits)	DS	1.0°
	RS	0.3mm
	SS	1.0°
Velocidad de Barrido		3°/min
Muestreo		0.02°
Rango de Medición		2-70°
Radiación		CuK $\alpha$
Monocromador		Grafito

Para realizar el estudio mineralógico de la fracción arcilla, se necesitó una preparación especial, la cual consiste en disgregar la muestra mediante golpes secos con martillo de mano sobre un papel blanco limpio (para recoger las fracciones mas finas), para posteriormente ser sometida a un proceso de eliminan de carbonatos y de materia orgánica, y finalmente separar la fracción arcilla <2 $\mu$ m, tal como se describe en (1) Mantilla (2003). Estas tareas de separación, se llevaron a cabo en los laboratorios de la Escuela de Geología de la UIS.

Una vez separada la fracción de interés, ésta se analiza directamente usando tanto los agregados orientados (A.O), como sus réplicas solvatadas con Líquidos Orgánicos y tratadas térmicamente en un horno a 550°C durante dos horas. Para el análisis cuantitativo se mezcla una cantidad conocida de un patrón interno (Corundum) con la arcilla normal (minerales arcillosos). La medición se realiza a pasos dejando, 2 segundos para muestreo en cada paso. Las condiciones de medición fueron las mismas que se utilizaron en el análisis cualitativo.

La identificación cualitativa de las fases presentes en las muestras, se realizó mediante comparación de las reflexiones del perfil observado, con las reflexiones de los perfiles de difracción reportados en la base de datos Powder Diffraction File (PDF-2) del International Center for Diffraction Data (ICDD), Sets 1-51, utilizando el software respectivo. En el proceso de identificación se aplicó el método de Hanawalt, el cual consiste fundamentalmente en escoger los tres picos de mayor intensidad de cada difractograma y comparativamente mediante la medición del ancho de banda sobre la base de los picos (o por medio del software respectivo), escoger el patrón standarizado (que ya se encuentra dentro del software) que más se asemeje al difragtograma que se está analizando.

- **Geocronología**

Las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizadas durante la presente investigación, se llevaron a cabo en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Pablo (USP), en Brasil.

Para esta tarea, se utilizó una línea de extracción y purificación de alto vacío y un espectrómetro de masas tipo MAP-215-50.

El sistema de extracción y purificación automático para la extracción del gas noble utilizado, se compone de una columna óptica, donde se observa la extracción del gas de la muestra mediante un láser iónico de Ar de 6W continuo (el cual emite ondas con longitudes en el rango 480-540 nm) y de un sistema de purificación del gas de alto vacío, construido en acero limpio y equipado con trampas criogénicas y dos capturadores C-50 Fe-Ti-Zr SAES.

Para la extracción del gas de la muestra, ésta se calentó incrementalmente utilizando el láser antes citado (*step heating*), para producir así, una liberación progresiva del gas Ar a mayores temperaturas.

El espectrómetro de masas arriba mencionado, es un analizador electrostático sectorial de 50 mm 90°, de 15 cm. de radio y geometría extendida, equipado con una fuente tipo Nier.

### **1.5. GEOLOGÍA HISTÓRICA 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 mediados del Proterozoico, el territorio de Santander formaba parte de un “megaterreno” cuyo basamento se encontraba conectado probablemente al Escudo de Guayana (Irving, 1971; Tschanz *et al.*, 1974; Kroonenberg, 1982 en Clavijo y Royero., 2000) durante diversas orogenias o bien existía como terreno “alóctono” con respecto a dicho escudo (Etayo *et al.*, 1983; Toussaint y Restrepo, 1989, en Clavijo y Royero., 2000). En este tiempo se desarrolla una cuenca marina en la que se depositan sedimentos clásticos con importantes aportes ígneos alcalinos. A finales del Proterozoico (945-680 Ma.) esta secuencia es deformada, intruida por cuerpos de composición granodiorítica – cuarzomonzonítica, y es sometida a metamorfismo de alto grado como es el caso del neis de Bucaramanga y el ortoneis de Berlín que constituyen el basamento continental. El basamento del precámbrico en el Macizo de Santander representa el zócalo más antiguo de todo el oriente colombiano, lo que explica las características andinas o intracontinentales de las orogenias que afectaron esta región.

Durante el Paleozoico inferior se depositó, sobre los paleorelieves erosionados del Proterozoico una megasecuencia grano - decreciente cíclica de ambientes de talud submarino (Etayo *et al.*, 1983, en Clavijo y Royero, 2000). La orogenia Caledoniana afectó los depósitos Cambro-Ordovícicos,

produciendo fuertes plegamientos y un metamorfismo de bajo grado hasta las facies de esquistos verdes, conformándose la Formación Silgará y la unidad de la secuencia metasedimentaria del Macizo de Santander. Según Cordani (en Clavijo y Royero, 2000 ), Intrusiones sin o post-tectónicas datadas entre 417 y 371 M.a., del batolito de Onzaga en el Macizo de Santander, acompañaron la orogenia Caledoniana.

A mediados del devónico, se reanuda la sedimentación pericontinental sobre el margen oriental del océano proto-Atlántico (Lapetus), según Etayo *et al.*, 1989 (en Clavijo *et al.*, 2000), ocurre la depositación de abanicos-deltas (Formación El Tibet) y sedimentación marina epicontinental (Formación Floresta).

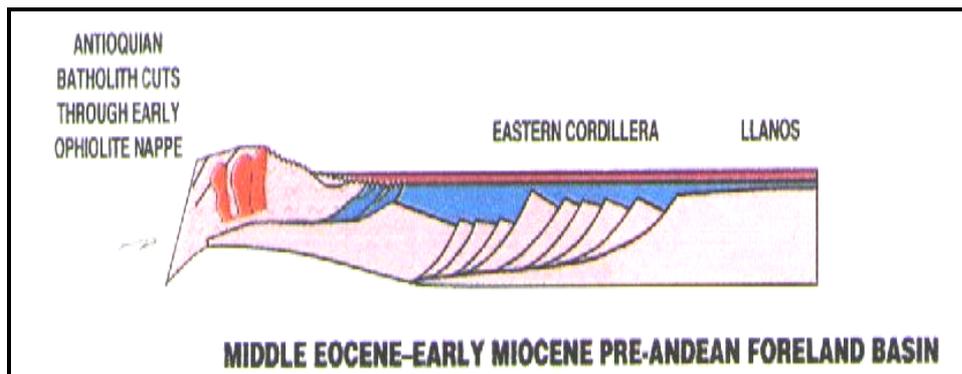
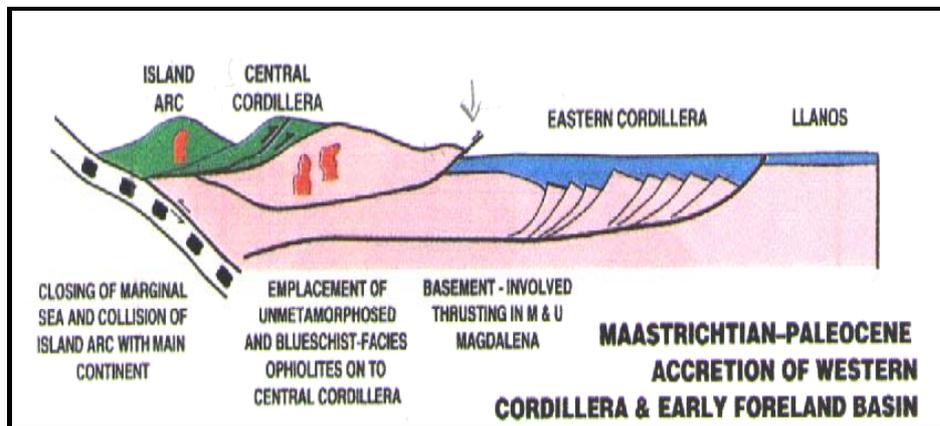
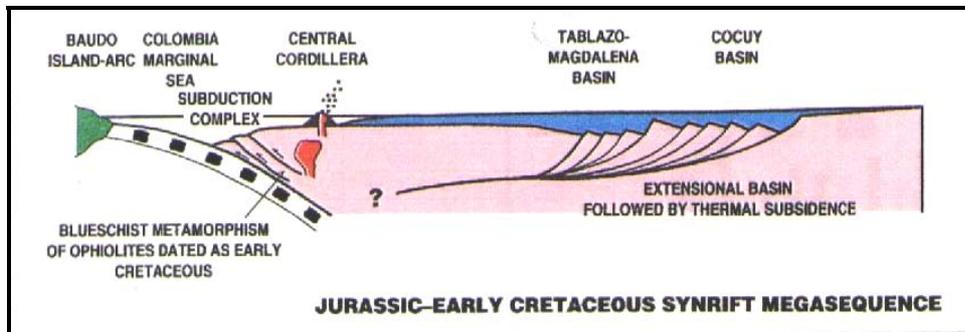
Después del hiato estratigráfico en el intervalo Devónico Superior – Carbonífero Inferior, se sucede el avance del mar transgresivo (Pensilvaniano- Pérmico). Se inicia una tectónica de fallamiento en respuesta a movimientos epiorogénicos que forman relieves de mesas y valles; los avances y retrocesos del mar se suceden en un paisaje árido como lo evidencia la alternancia de sedimentitas rojas y calizas biogénicas (Formación Diamante, unidad paleozoica del Río Nevado).

A comienzos del Triásico, se inicia la apertura del Paleocaribe con la formación de una fosa tectónica de hundimiento (graben), con actividad volcánica, más o menos intensa, que separa a Norte y Suramérica. “El megaterreno ancestral” comienza a fraccionarse, algunas áreas empiezan a hundirse y en las cuales solo se depositaron abanicos aluviales (Formación Tiburón), pero por este tiempo el “megaterreno ancestral” se solda al megaterreno autóctono (Toussaint y Restrepo, 1989, en Clavijo y Royero., 2000).

según Maze 1984 (en Clavijo y Royero, 2000).,en las fases iniciales del Triásico y comienzos del Jurásico, se inicia la ruptura de Pangea mediante un proceso de formación de cuenca intercontinental, cuyas ramificaciones afectan gran parte del Cratón Suramericano (se forman aulacógenos, cuencas de tracción),

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 y Royero, 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 2).

Figura 2. Situación Geológica del Valle Medio del Magdalena, del Jurásico tardío al Mioceno Cercano



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. (Clavijo y Royero,2000).

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 y Royero, 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.

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. 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 (Clavijo y Royero, 2000).

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 y Royero, 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 y Royero., 2000).

Durante el Mioceno Superior y el Plioceno, la Falla Bucaramanga – Santa Marta tuvo su desplazamiento de rumbo sinistral de aproximadamente 100 Km. (Boniet *et al.*, 1989 en Clavijo y Royero, 2000).

La última fase compresiva en la cordillera oriental se produce desde el Mioceno Superior y se continúa hasta el presente (Boniet *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 molàsica 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 ( Clavijo y Royero, 2000).

Las rocas que afloran sobre esta zona están inferidas al Cretáceo, 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 Guayanés, 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 transgresión marina que duró hasta principios del terciario .

## **2. GEOLOGÍA**

### **2.1 LITOESTRATIGRAFÍA**

En el área de estudio afloran las formaciones sedimentarias del cretácico inferior Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo (Anexo A). A continuación se describen estas, tomando como referencia trabajos anteriores e incorporando algunos nuevos datos obtenidos en este trabajo. No obstante, como se dijo anteriormente, este apartado no puede ser tomado como material que permita profundizar en discusiones sedimentológico-estratigráficas de detalle. Esto, principalmente a la falta de recursos y tiempo, necesarios para hacer levantamientos litoestratigráficos pormenorizados.

**2.1.1 Formación La Cumbre.** Esta formación (Figura 3) 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. Aspecto general de las areniscas azulosas de la Formación Cumbre.( Quebrada El Funcal)



**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 en la región de Villa de Leyva (Boyacá) y en varios sectores del departamento de Santander , tal como se resume en Clavijo y Royero., 2000.

A nivel general, está formación esta 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 es característica por dar 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. 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 m de espesor de bancos de calizas grises y azuladas (Figura 4 y Anexos B) con intercalaciones hacia el techo con shales negros que al meteorizarse presentan una coloración rojiza. Su potencia total, se calcula en unos 300 m. Esta formación es cortada por venas de cuarzo de varios centímetros de espesor, con mineralizaciones de calcopirita, ankerita, calcita entre otros. También se encuentra Barita asociada a estas calizas. En general, yace concordante en su base con la Formación La Cumbre y la suprayace las Formación Paja.

Figura 4. Formación Rosablanca. Cantera de caliza vía Vélez – Bolívar en el sector de Casablanca



**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 (Figura 5). Se estima que su depósito tuvo lugar en un ambiente epicontinental. El espesor varía entre 125 y 625 m (Clavijo y Royero, 2000).

Figura 5. Formación Paja. Sector Mochilero



**2.1.4 Formación Tablazo.** Suprayaciendo a la Formación Paja, se encuentra la Formación Tablazo, de edad Aptiano- Albiano inferior (120-110m.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 (Figura 6). 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 (Figura 7) 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 las calizas de la Formación Rosablanca 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 ya se hace más suave, presentándose

colinas redondeadas limitadas por una red densa de drenajes subdendríticos y con forma de “ganchos” lo que hace pensar en un área fallada.

Figura 6. Calizas de la Formación Rosablanca en el flanco Este del Anticlinal de la Chirle, formando zonas de alta pendiente.



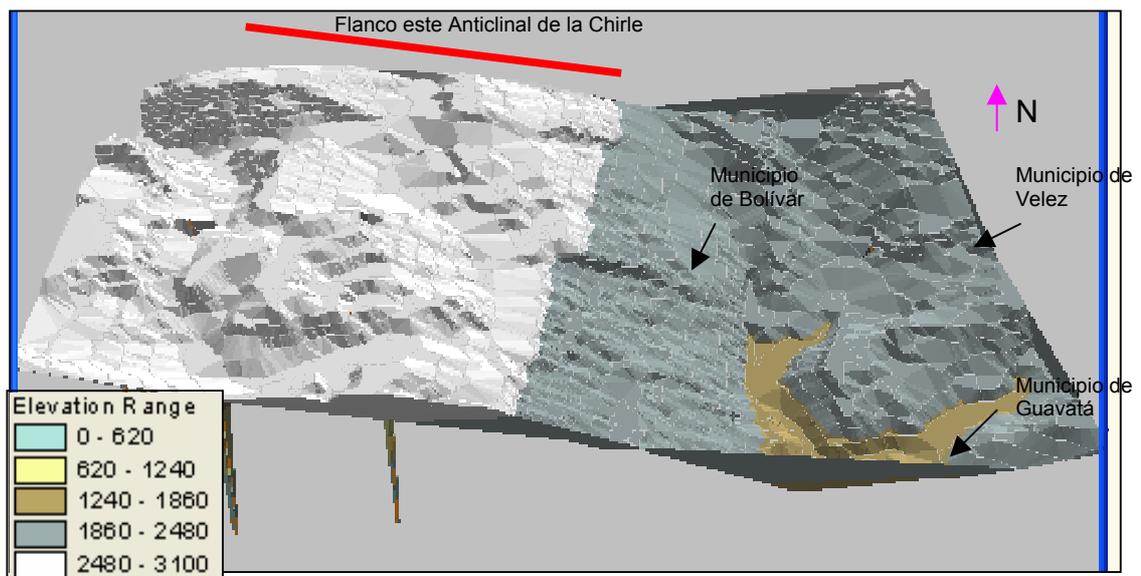
Figura 7. Depósito de agua en Polje de la Formación Rosablanca. Sector de Jabonero



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, terracetas, patas de vaca y algunos derrumbes ocasionales. Hacia el Este, (municipio de Vélez), la litología vuelve a cambiar y aparecen algunos escarpes de altura media (5-10 m) hacia el NE con un drenaje ya no tan denso pero hacia el SE ya empieza a verse un suelo más arcilloso donde los deslizamientos a baja escala son vistos inclusive sobre la misma cabecera municipal de Vélez, dentro de las vías que atraviesan el pueblo y algunas construcciones que han cedido debido a estos movimientos.

En general, el sistema montañoso está regido por colinas y montañas estructurales plegadas combinadas con un sistema denudativo fluvio-gravitacional. (Figura 8)

Figura 8. Imagen Tridimensional mostrando las diferentes características geomorfológicas del terreno.



## **2.3. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN**

La descripción que se hace a continuación de las estructuras de deformación se fundamenta en observaciones propias y en los resultados preliminares que el grupo de investigación MINPETGEO ha publicado (p. ej.: Mantilla *et al.*, 2003), los cuales se han nutrido de datos derivados de este proyecto.

**2.3.1 Pliegues.** Los pliegues identificados de primer orden son de Oeste a Este: Anticlinal de La Chirle, 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 como los ya mencionados (Ver ANEXO A). 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 (ANEXO A).

En cualquier caso, estas estructuras por lo general presentan un carácter simétrico con planos axiales orientados aproximadamente N25°-30°E.

- 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

microplegues asimétricos en su parte basal (hacia el contacto con la Formación Rosablanca) y simétricos en las partes estratigráficamente más altas (al este del área de estudio).

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

**2.3.2 Fallas.** Entre las fallas de primer orden identificadas en el área de estudio, destacan por su relación con el objetivo de este trabajo, las siguientes: El Guamito, Jabonera, La Hervedora y otras de menor orden representadas en la ANEXO A.

La Falla El Guamito, de dirección aproximada N30-40°E y comportamiento inverso, se reconoce en el terreno por la rectilinealidad que forma la quebrada del mismo nombre y su proyección hacia la quebrada La Lajita (ANEXO A).

La Falla Jabonera, se manifiesta al oeste del área de estudio (ANEXO A) y presenta características similares a la Falla El Guamito,. Asociado a estas fallas se identifican zonas con foliación tectónica que afectan fundamentalmente a la Formación Rosablanca (la cual se estudiará más adelante), cuyos planos mantienen la misma dirección de la Falla.

Otras fallas identificadas en el terreno, de carácter transcurrente, se encuentran orientadas aproximadamente E-W (ANEXO A) 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*" (Roberts, 1989).', la cual se caracteriza por presentar cristales prismáticos creciendo hacia los espacios dejados por los fragmentos de

brecha. 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 en forma de V formados durante la evolución del drenaje actual. Es el caso de las fallas normales en el sector del Cerro de la Cruz, cuyos planos buzcan hacia el Río Ture, frente al cerro Gavilanes (ANEXO A).

**2.3.3 Estilolitos.** Los estilolitos son estructuras formadas por procesos de disolución por presión, han sido identificados a escala de afloramiento y de microscopio, principalmente en las unidades calcáreas de las formaciones 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 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.

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.

**2.3.4. 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 piritita y nódulos, dando lugar a morfologías discoidales.

### 3. CARACTERÍSTICAS DE LAS FOLIACIONES

#### 3.1. GENERALIDADES

Passchier y Trouw (1996) en términos generales definen las foliaciones como estructuras penetrativas, desarrolladas en un volumen de roca determinado. Por esta razón, son las mejores estructuras de referencia para definir las fases de deformación que han afectado a una región determinada. Estas estructuras, pueden ser divididas (clasificación genética) en primarias, diagenéticas y secundarias.

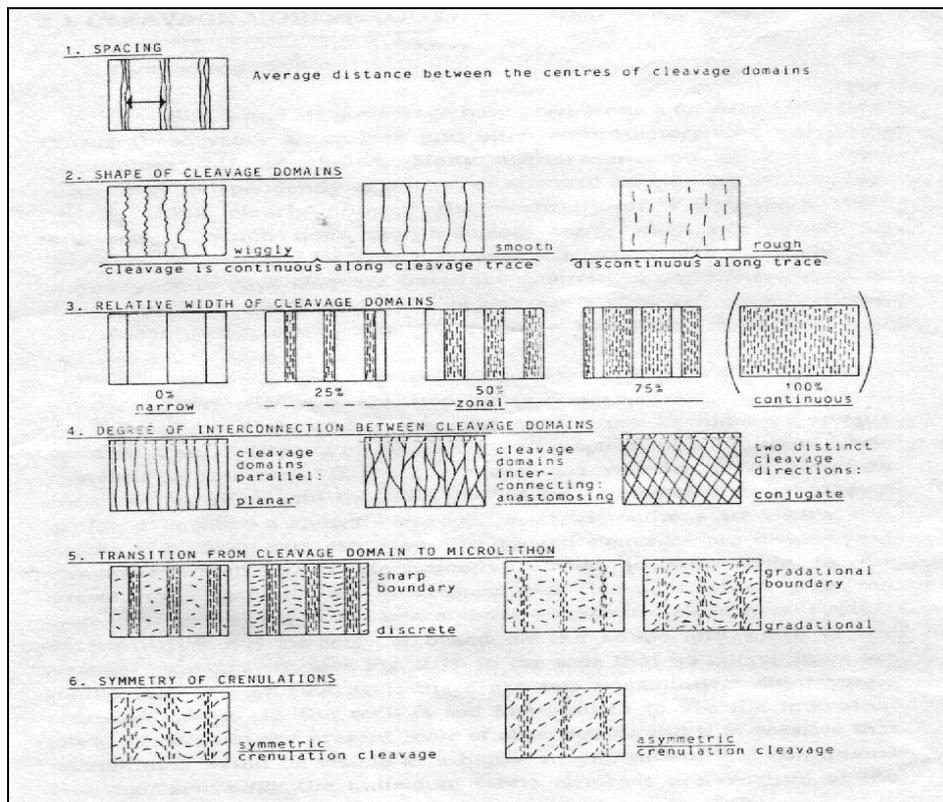
Las foliaciones primarias, están relacionadas con los procesos originales de formación de las rocas (p. ej. la estratificación y las estructuras sedimentarias en general). Las foliaciones diagenéticas, son observadas comúnmente en los sedimentos pelíticos de muy bajo o bajo grado y que hayan experimentado muy poca o ninguna deformación (p. ej. Foliación de carga). En cuanto a las foliaciones secundarias, estas son posteriores a la litificación y son el resultado de la deformación y del metamorfismo.

Entre las clasificaciones morfológicas existentes en la bibliografía, destacan las de Gray (1977), Powell (1979), Borradaile *et al.*, (1982) y Bons (1988). La clasificación de Powell (1979), mostró la necesidad del uso de una terminología consistente, evitando al máximo las referencias que tratan sobre los procesos formadores del clivaje, utilizando especialmente para ello parámetros geométricos, tales como: espaciado del cleavage, amplitud y forma de los planos de cleavage, entre otros. Esta clasificación, fue posteriormente mejorada por Borradaile *et al.*, (1982), quien la subdivide basándose en la distribución espacial de los elementos de la fábrica, es

decir, según las relaciones existentes entre la intensidad, espaciado y morfología, de los dominios de cleavage y de los microlitos.

En este trabajo y por razones prácticas, se optó por utilizar la clasificación de Bons (1988) (Figura 9), especialmente útil para describir los diferentes tipos de foliaciones identificados con el SEM (descripción de los rasgos microscópicos). Cabe señalar, que esta clasificación mencionada, es una modificación de las de Powell (1979) y Borradaile *et al.* (1982). Igualmente, con el propósito de diferenciar los tipos de foliaciones reconocidos en el área de trabajo, a nivel de afloramientos (descripción de los rasgos macroscópicos), se utilizará la clasificación de Durney y Kisch (1994).

FIGURA 9. Clasificación morfológica de foliaciones, propuesta por Bons (1988).



Tomado de Powell, 1979

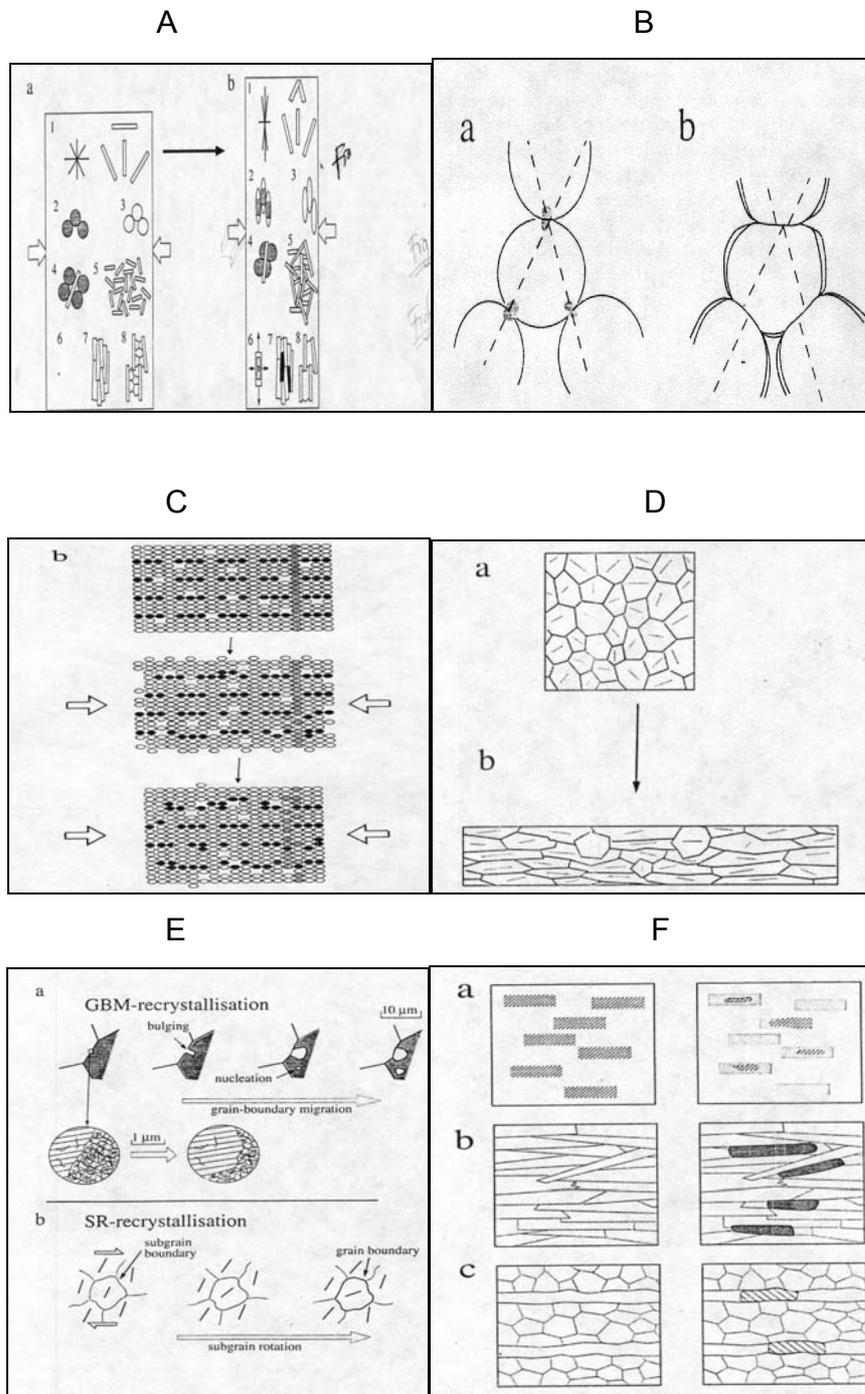
Es de resaltar para el presente trabajo, que el término 'slaty cleavage', es usado como un término de campo para fábricas tectónicas continuas, donde los elementos de fábrica no pueden ser reconocidos a simple vista, ni siquiera con lupa (tamaños  $<100\mu\text{m}$ ). Cuando las láminas de micas son de tamaño significativo, como para ser distinguidas a simple vista (1mm), se emplea el término esquisto, es decir, en el mismo sentido de Bons (1988). El término filita, se utiliza normalmente, en el sentido de Ramsay y Huber (1983), es decir, para referirse a rocas con tamaño de grano entre "slates" y "esquistos".

Los términos "pencil cleavage" y "scaly cleavage", son igualmente utilizados aquí, como variedades de foliación tectónica, siguiendo la clasificación de Durney y Kisch (1994).

Entre los factores que controlan la formación de foliaciones se destacan: la composición de la roca, orientación y magnitud de los esfuerzos, las condiciones metamórficas incluyendo temperatura, presión litostática y de fluidos y composición de los fluidos (Passchier y Trouw, 1996).

Los principales mecanismos que juegan un papel importante durante la formación de foliaciones secundarias según Passchier y Trouw (1996), son: rotación mecánica de Granos tabulares o elongados; disolución por Presión; deformación cristaloplástica (Deformación intracristalina y "solid-Stage difusión creep"); recristalización dinámica; crecimiento mimetítico; crecimiento definido por campo de esfuerzos; microplegamiento (Figura 10).

Figura 10. Mecanismos de formación de foliación: A. Rotación mecánica B. Solución por presión C. Deformación cristaloplástica D. Crecimiento por campo de esfuerzos E. Recristalización F. Crecimiento mimético



Tomado de Powell, 1979

En general, las foliaciones observadas en el área de estudio, pueden ser clasificadas en foliaciones de carga y tectónicas. Sus características se exponen a continuación.

### **3.2. TIPOLOGÍA DE LA FOLIACIÓN**

En términos de la clasificación de Paschier y Trouw (1996), en el área de estudio se observan en mayor o menor medida, 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, en términos muy generales, se realizará de oeste a este. Una descripción de este tipo de estructuras a escala microscópica, se presenta más adelante.

En toda la franja oeste del área de estudio (ANEXO A), asociado a las rocas calcáreas de la Formación Rosablanca, se observan dos tipos de foliaciones: diagenética y secundaria. Esta última forma planos de anisotropía muy penetrativos que cortan a los planos de estratificación casi perpendicularmente (FIGURA 11), 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.

FIGURA 11. Aspecto macroscópico de la foliación tectónica que afecta las rocas de la Formación Rosablanca.



Tomado de Mantilla 2003

Esta foliación secundaria es muy evidente en el terreno y más aún en las canteras donde se explota caliza, debido a que sus planos ( $S_2$ ) facilitan mejor la ruptura de la roca que incluso los mismos planos de foliación diagenética ( $S_0$ ).

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 la parte central del área, donde afloran rocas de la Formación Paja, la foliación predominante es 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 (ANEXO A), 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 parecen formar una banda de dirección N30°E, que desaparece gradualmente hacia el este y oeste, a medida que empieza a dominar nuevamente la foliación diagenética ( $S_0$ ). La presencia de venas con asphaltita (Carretera Vélez-Guavatá y en el sector denominado El espejo) 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 al noroeste del área de estudio 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 (Figura 12).

FIGURA 12. Aspecto macroscópico de la foliación tipo “Scaly Cleavage” de la Formación Paja.



Tomado de Mantilla, 2003

En La Formación Tablazo, al este de la zona de estudio, el tipo de foliación predominante observado es diagenética o “*clay cleavage*”, el cual es generado por la carga litostática durante el enterramiento de las rocas.

En la Tabla 1 (ver localización de muestras en el ANEXO D), se resume el tipo de foliación según el tipo de roca, utilizando la nomenclatura de Durney and Kish (1994).

Tabla 1. Tipos de foliación observada en las muestras de campo. (“O” - Observable en muestra de mano. “NMO”-No Muy Observable en muestra de mano “NO”-No Observable)

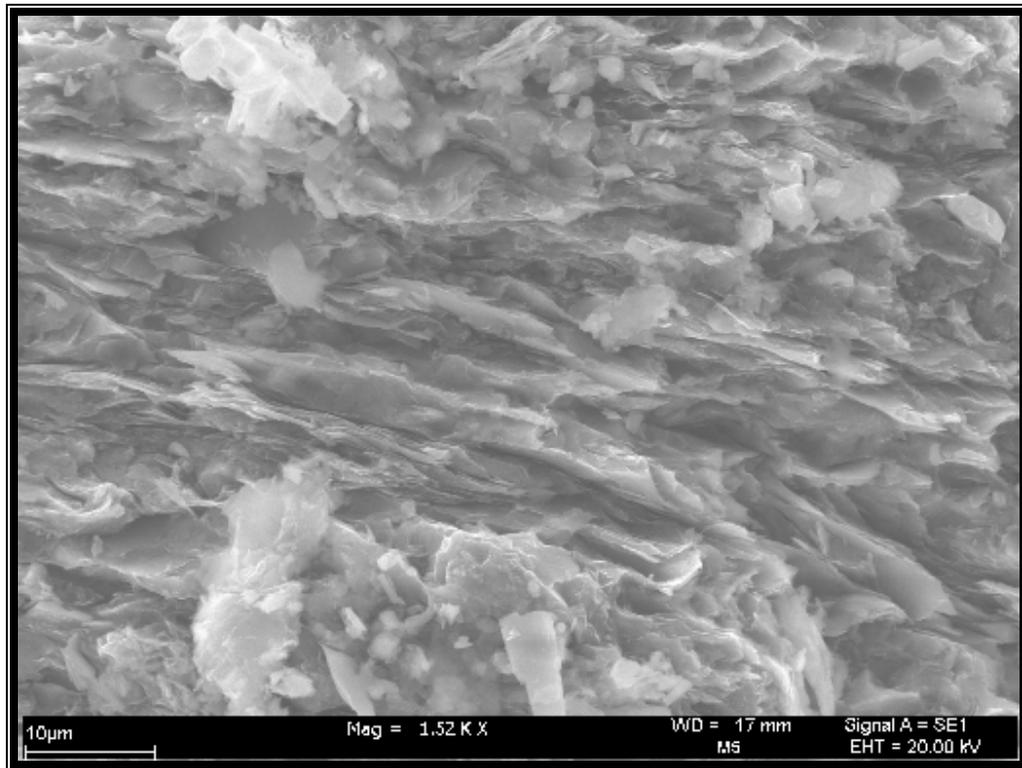
<b>CARACTERIZACIÓN MACROSCOPICA DE LA FOLIACIÓN</b>			
<b>MUESTRA</b>	<b>TIPO DE ROCA</b>	<b>GRADO DE OBSERVACIÓN (*1)</b>	<b>TIPO DE FOLIACIÓN</b>
1	MICRITA	NMO	No penetrativo espaciado
2	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
3	DISMICRITA	NMO	No penetrativo espaciado
4	MICRITA	NO	
5	INTRABIOMICRUDITA	O	Slaty Penetrativo rugoso
6	MICRITA	O	Slaty Penetrativo Liso
7	DISMICRITA	O	Scaly No penetrativo
8	BIOMICRUDITA	O	Slaty Penetrativo rugoso
9	MICRITA	O	Scaly No penetrativo
10	DISMICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
11	MICRITA	NMO	Slaty Penetrativo liso
12	LODOLITA COMPACTA	NMO	Péncil Cleavage
13	DISMICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
<b>MUESTRA</b>	<b>TIPO DE ROCA</b>	<b>GRADO DE OBSERVACIÓN (*1)</b>	<b>TIPO DE FOLIACIÓN</b>
14	BIOMICRUDITA	O	Slaty Penetrativo liso
15	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
16	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
17	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
18	ARCILLOLITA	O	Péncil Cleavage
19	LODOLITA (SHALE)	O	De carga
20	ARCILLOLITA	O	De carga
21	LODOLITA SILICEA	NO	

22	ARCILLOLITA FOSILIFERA	NMO	Slaty Penetrativo liso
23	MICRITA	NO	
24	MICRITA	NO	
25	DISMICRITA	NO	
26	LIMOLITA	O	Slaty Penetrativo liso
27	Arenisca	NMO	Slaty Penetrativo rugoso
28	BIOMICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
29	MICRITA	NMO	Slaty Penetrativo liso
30	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
31	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
32	MICRITA	NMO	Slaty Penetrativo liso
33	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
34	DISMICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
35	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
36	MICRITA	NMO	Scaly No penetrativo
<b>MUESTRA</b>	<b>TIPO DE ROCA</b>	<b>GRADO DE OBSERVACIÓN (*1)</b>	<b>TIPO DE FOLIACIÓN</b>
37	DISMICRITA	NMO	Tipo Clay + Scaly Penetrativo
38	BIOMICRARENITA	NMO	Scaly No penetrativo
39	BIOMICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
40	MICRITA	NO	
41	DISMICRITA	O	No penetrativo espaciado
42	MICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
43	DISMICRITA	O	Slaty Penetrativo liso
44	ARERNISCA	NO	
45	ARENISCA	NO	

### 3.3. ASPECTOS GENERALES DE LA FOLIACIÓN

**3.3.1 Foliación de Carga (Clay Type).** Este tipo de foliación (Figura 13), se reconoce en el terreno, por su disposición subparalela a los planos de estratificación ( $S_0$ ). Su presencia es observada prácticamente en todo el área de estudio. En aquellos sectores espacialmente relacionados con las Fallas El Guamito y Jabonera (ANEXO A), dicha estructura es enmascarada en algunos niveles, debido al desarrollo de una foliación posterior, de tipo tectónico, que genera planos más penetrativos y en dirección casi perpendicular a esta.

FIGURA 13. Aspecto al SEM de la foliación de carga ( Shale de Formación Paja).



**3.3.2 Foliación tectónica (Slaty Cleavage, Pencil Cleavage y Scaly Cleavage).** Estos tipos de foliación tectónica presentan características muy particulares, que los hacen diferenciables de las estructuras de carga (diagenética) arriba señalada.

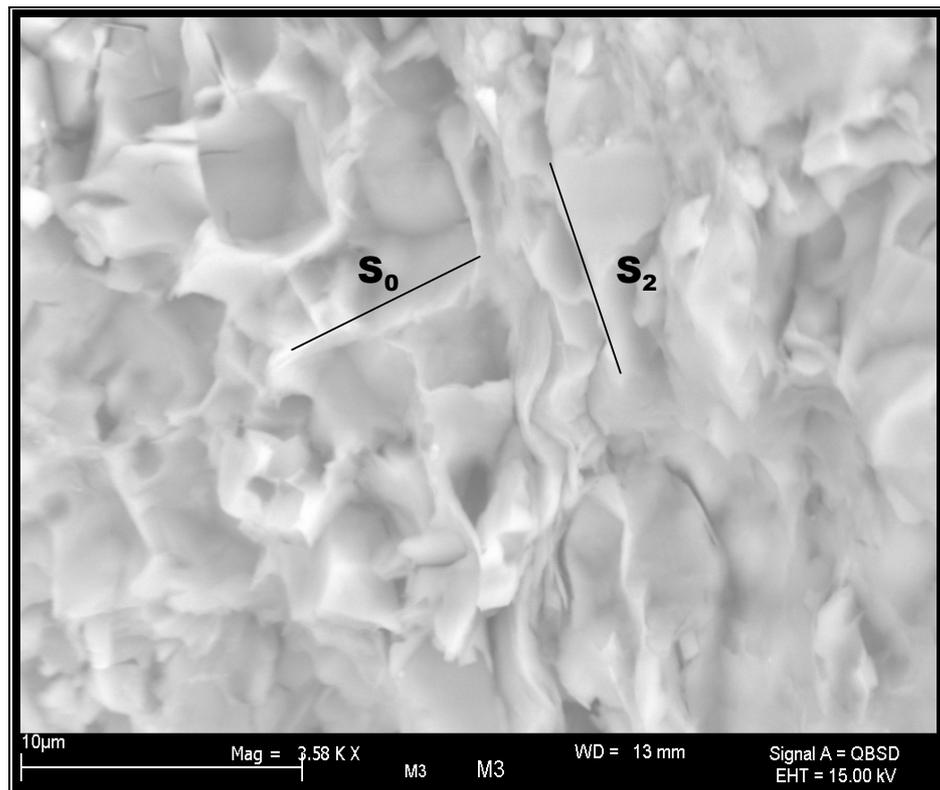
Los sectores del área de estudio que presentan alguna o todas las tres variedades indicadas, por lo general están relacionados con unas bandas de unos 2 Km. de ancho, que se proyectan a lo largo de las Fallas Jabonera y El Guamito (ANEXO A).

Las particularidades de estos sectores, se describen a continuación.

- **Sector de la Falla Jabonera.**

En este sector (ANEXO A), se reconocen muy bien los niveles margosos de la Formación Rosablanca, con planos de foliación subparalelos, que anteriormente fueron descritos como foliación o clivaje de carga y que terminan prácticamente obliterados (a nivel de muestra de mano), por la esquistosidad de tipo Slaty Cleavage ( $S_2$ ). Esta última, mayoritariamente desarrollada en los niveles más ricos en filosilicatos (Figura 14), se dispone de manera casi perpendicular a la estratificación y con buzamiento monoclinal hacia el este, sur este.

FIGURA 14. Aspecto Al SEM de la foliación tectónica en calizas de la Formación Rosablanca



- **Sector de la Falla El Guamito**

En este sector (ANEXO A), a diferencia del anterior, la foliación tectónica se presenta menos continua, pero sigue formando una banda a lo largo de esta falla.

Esta foliación, desaparece rápidamente, tanto lateral, como verticalmente, y se hace más evidente en litologías lutíticas, en aquellos sectores donde logra manifestarse.

En los sectores próximos a la zona donde se desarrolla intensamente esta foliación, se reconoce otro tipo de estructura generada por la intersección de las familias de planos de foliación  $S_0$  y la  $S_2$  muy incipiente. Este tipo de estructura, ha sido denominado por Durney and Kisch (1994), como de tipo "Pencil".

Durney and Kisch (1994), describen un tipo de estructura irregular, con superficies pulidas y con estrías, que pueden llegar a formar estructuras de morfologías lensoydales, y que han denominado 'Scaly Cleavage'. Este tipo de estructura, parece ser el resultado de mecanismos de deslizamiento, asociados a fallas, especialmente de tipo "Thrusting" (Bosworth, 1981; Maltman et al., 1993).

Estas estructuras, se han reconocido en el área de estudio, fundamentalmente en la carretera que une los puntos conocidos como Mochilero y Paloblanco, en el extremo norte del área.

### **3.4. ASPECTOS MICROSCÓPICOS DE LAS FOLIACIONES**

Aparte de la caracterización macroscópica de los planos de foliación reconocibles durante las campañas de campo, se han seleccionado algunas muestras de distintos sectores del área, para así poder ver mediante

microscopía electrónica de barrido (SEM) sus distintos rasgos microscópicos y las diferencias entre unos sectores y otros. Paralelamente, se pretende identificar algunos mecanismos involucrados en la formación de las foliaciones.

Estudios similares han sido realizados por Woodland (1982); Davies (1982); Weber (1982); Tejero y Martín (1988-89).

Los fragmentos seleccionados para las observaciones por microscopía electrónica de barrido, fueron partidos lo más perpendicularmente posible con respecto a la foliación apreciable. Las muestras estudiadas, son granulométricamente de rocas de grano fino (margas y lutitas), para permitir con ello, una mejor comparación entre ellas.

Durante las primeras observaciones de la foliación se comprobó que aquellas muestras que en el campo mostraban cierto desarrollo de anisotropía planar y que eran aparentemente semejantes, durante las exploraciones más detalladas con SEM, terminaban presentando algunas características microestructurales de la fábrica, que facilitaban su diferenciación.

Un primer grupo de rocas, al ser observada al SEM, no presentaba planos de foliación tectónica o la presencia de éstos era de muy poca intensidad. Estas rocas, por lo general corresponden a sectores que no se encuentran en el área de influencia de las dos fallas más importantes del área, antes citadas.

Un segundo grupo de rocas, serían aquellas localizadas en el área de influencia de las Fallas Jabonera y El Guamito (ANEXO A), a lo largo de una banda de unos 2 Km. de ancho. Dichas muestras, se diferencian del resto, por el hecho de presentar una foliación tectónica (Figura 14 y 15), la cual forma microlitos de espesores en promedio de 10 a 30  $\mu\text{m}$ . Un rasgo

adicional de este grupo de foliación, especialmente en el caso del sector de la Falla el Guamito, tiene que ver con la estrecha relación existente entre esta foliación tectónica y la presencia de pirofilita neoformada . Asimismo, resulta muy llamativo el hecho de observar un replegamiento de la foliación de carga, cortada por planos de una segunda foliación, a manera de creanulación como respuesta a los fenómenos de acortamiento (FIGURA 16)

FIGURA 15. Aspecto al SEM de la foliación tectónica (dominios de clivaje representados en las rectilinealidades de los filosilicatos, que cruzan la imagen desde el extremo superior al inferior de la figura).

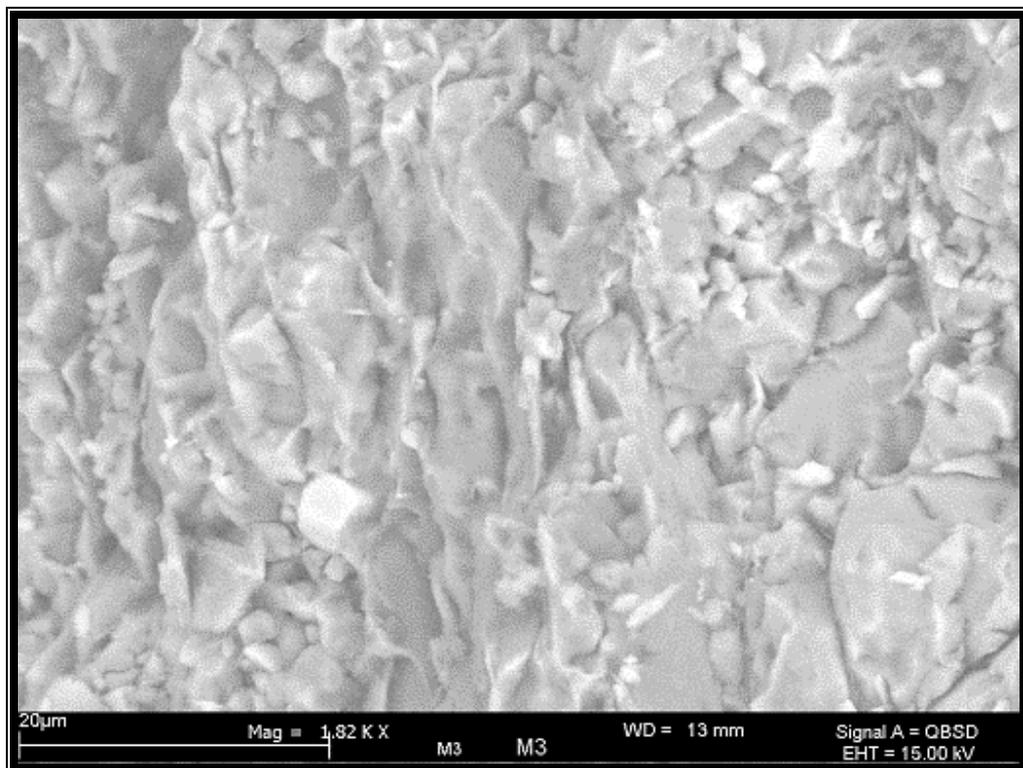
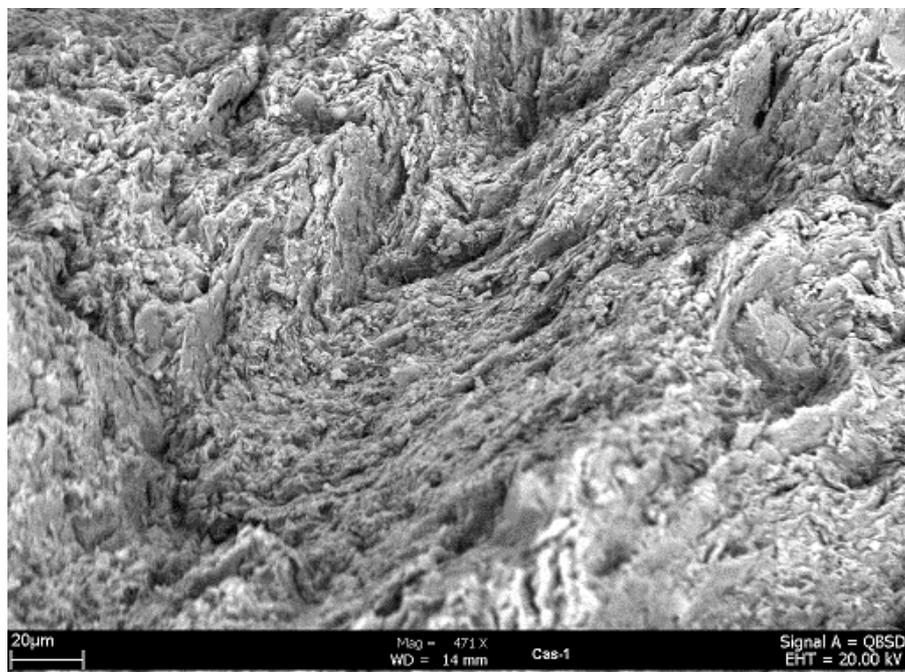
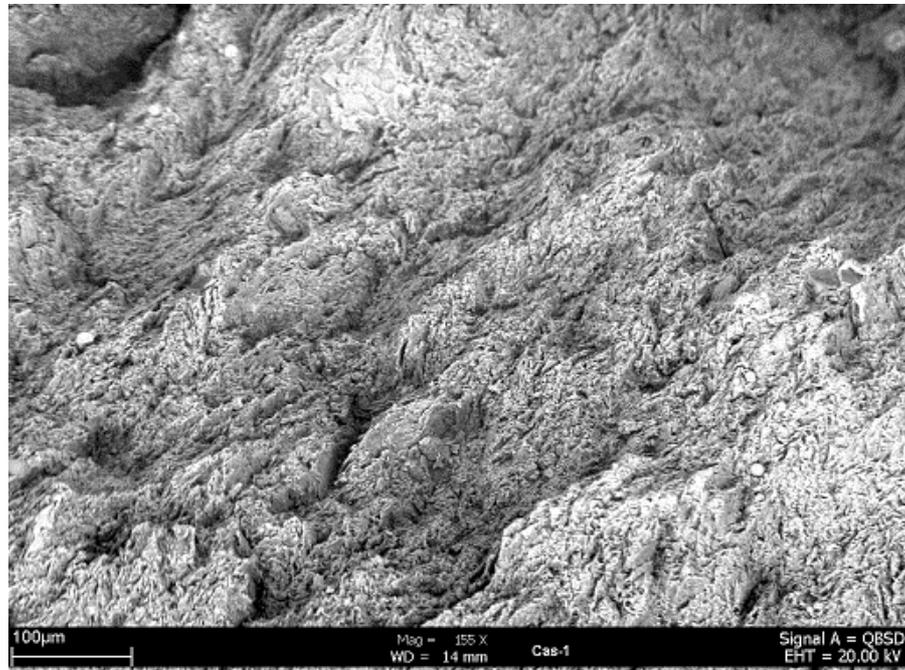


FIGURA 16. Aspecto al SEM de la creanulación asociada a la foliación tectónica del sector de la Falla El Guamito, en Shales de la Formación Paja



Según Bons (1988), este tipo de foliación es de tipo continuo (s.s), con una forma de dominio de clivaje suave y de amplitud estrecha e interconectada.

De las observaciones hechas, sobre las características mencionadas de la fábrica interna de las rocas exploradas, fue posible identificar algunos mecanismos, que debieron haber intervenido en la formación de las foliaciones. Entre estos mecanismos, cabe destacar la rotación mecánica de los filosilicatos, la recristalización y la disolución por presión. Como es de esperar, estos mecanismos muy seguramente estuvieron determinados por la tasa de deformación, por el grado de metamorfismo y por la fábrica inicial de la roca.

### **3.5. SIGNIFICADO DE LA FOLIACIÓN TECTÓNICA**

Los datos aquí expuestos sugieren que el desarrollo de la foliación tectónica en el área de estudio no esta asociada directamente a la formación de pliegues, y solo resulta explicable, en relación con un fallamiento que debió servir de canal de escape de fluidos calientes, encargados a su vez de ductilizar las rocas a través de los cuales estos circulaban. Así, los fluidos al transportar calor, permitieron la generación de la foliación tectónica que se observa en ambos sectores relacionados con las fallas El Guamito y Jabonera.

El papel de los fluidos como agentes cooperantes para la creación de estructuras, ha sido considerado en la bibliografía especializada. Por ejemplo, Galkin (1993), hace énfasis en el papel de los fluidos en la creación de estructuras de deformación (clivaje, sombras de presión y venas minerales, principalmente). En este trabajo, se señala que la circulación de fluidos de una composición química determinada y con una presión característica, realiza una función organizativa. Por un lado, es la que determina la intensidad de los procesos de disolución-precipitación de los

minerales y el tamaño de los cristales, y por otro lado, determina la duración del propio proceso formador de la estructura tectónica. Igualmente, Knipe (1981) señala que existe una interacción entre los procesos mecánicos y químicos que participan en el desarrollo de las foliaciones.

Según Galkin (1993), la deformación que da origen a las secuencias de procesos de cleavage, ocurren mayoritariamente en rocas que se encuentran en el paso de fluidos metamorfogénicos.

## 4. ESTUDIO DE LA FRACCIÓN ARCILLA

### 4.1 CRISTALINIDAD DE ILLITAS

El estudio de cristalinidad de las illitas se realizó con el propósito de estimar cualitativamente la temperatura del evento termal que afectó las zonas con presencia de foliación y compararlas con los sectores circunvecinos.

Con el objetivo de fundamentar la correcta aplicación de este método de estudio en el presente trabajo, a continuación se hacen algunas consideraciones previas.

**4.1.1 Consideraciones previas.** Entre los métodos que en los últimos años se aplican para estimar la evolución que sufren los filosilicatos durante los procesos de diagénesis y el metamorfismo de bajo grado, destaca el de “la cristalinidad de la illita” (Kubler, 1967; Frey, 1987; Alonso y Brime, 1990; Yang y Hesse, 1991, entre otros).

Aunque el solo estudio de las cristalinidades de las illitas en el área de estudio puede llegar a constituir un tema exclusivo de una investigación específica, en el presente trabajo se realizó un estudio de estas, que puede ser considerado introductorio. Aunque los datos que se aportan son relativamente pocos, se considera que son fundamentales para abrir una discusión importante en torno al tema del metamorfismo de muy bajo grado en las rocas del Cretácico Inferior del sector de estudio.

La estimación de la cristalinidad de las illitas se realizó, utilizando los difractogramas obtenidos a partir de los concentrados de la fracción arcilla menor a 2 micras, separadas de muestras de las Formaciones Rosablanca y Paja.

Esta estimación se realizó siguiendo el método de Kubler (1967), quien introdujo el concepto de la cristalinidad de la illita, refiriéndose a la relación de la anchura a media altura del pico de la illita a  $10 \text{ \AA}$ , respecto a las condiciones termales alcanzadas por las rocas. Este valor, es conocido igualmente como FWHM (Full Wide Height Médium). Este valor, en el presente estudio, ha sido obtenido con ayuda del software Powder diffraction File (PDF-2) del internacional Center for Diffraction Data (ICDD).

Entre todos los índices propuestos, éste es el que ha tenido mayor aceptación y por ello, es el que se emplea en el presente estudio. En un principio la altura se expresó en mm, pero ahora se expresa en  $2\theta$  (Figura 17). La disminución del valor numérico, indica aumento de cristalinidad. Los límites de la anquizona con los campos de la diagénesis y epizona son  $0.42$  y  $0.25^\circ \Delta 2\theta$ , respectivamente.

Según Frey (1987), los factores que afectan a la cristalinidad de la illita, son:

La temperatura

La presión de fluidos

La deformación

El tiempo

La litología

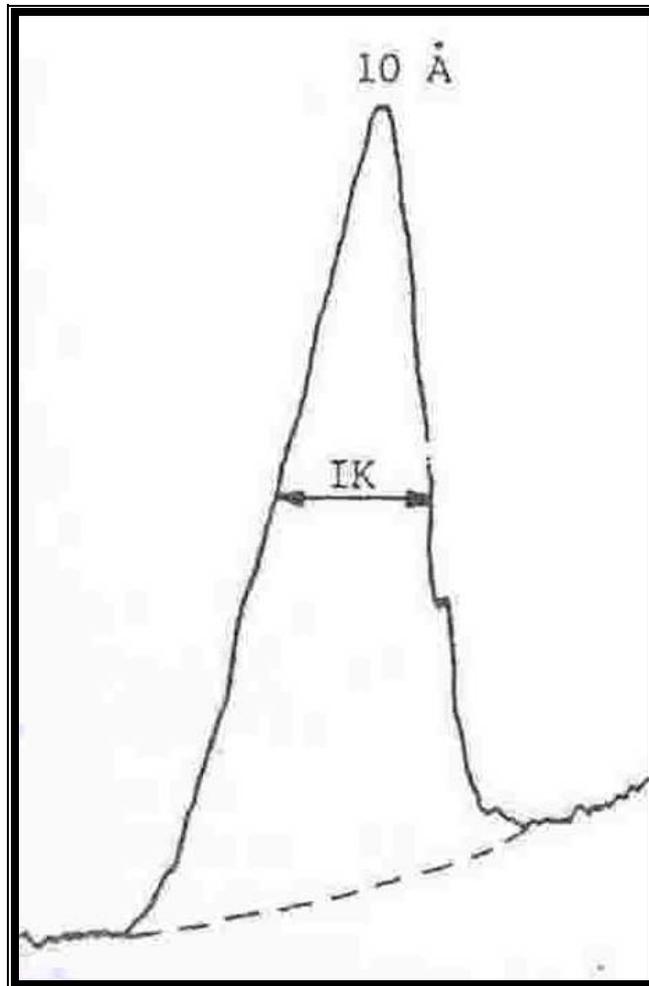
La composición química de las illitas

La interferencia con otras reflexiones basales

Los errores de medida

Las condiciones experimentales

Figura 17. Medición de la cristalinidad de la illita



Tomado de Kubler (1967).

La calibración del equipo es un requisito necesario para realizar cualquier estudio de cristalinidad. Por esta razón se utilizan patrones que permiten establecer comparaciones con otras zonas de estudio. No obstante, en condiciones instrumentales de medición iguales, los resultados tendrían un carácter semicuantitativo y de todas maneras, constituye un factor importante para determinar y comparar condiciones de evolución termal entre sectores, tal como es el caso de los resultados aquí presentados.

Según Zegonzac (1970), la evolución termal de las illitas, permite dividir zonas de madurez termal, tal como se ilustra en las Figuras 18 y 19.

Las características de cada una de estas zonas, según este autor, se describen a continuación:

Zona de Sedimentación: Las illitas (heredadas), son el producto de la degradación de biotitas preexistentes, sericitas, cloritas, etc.

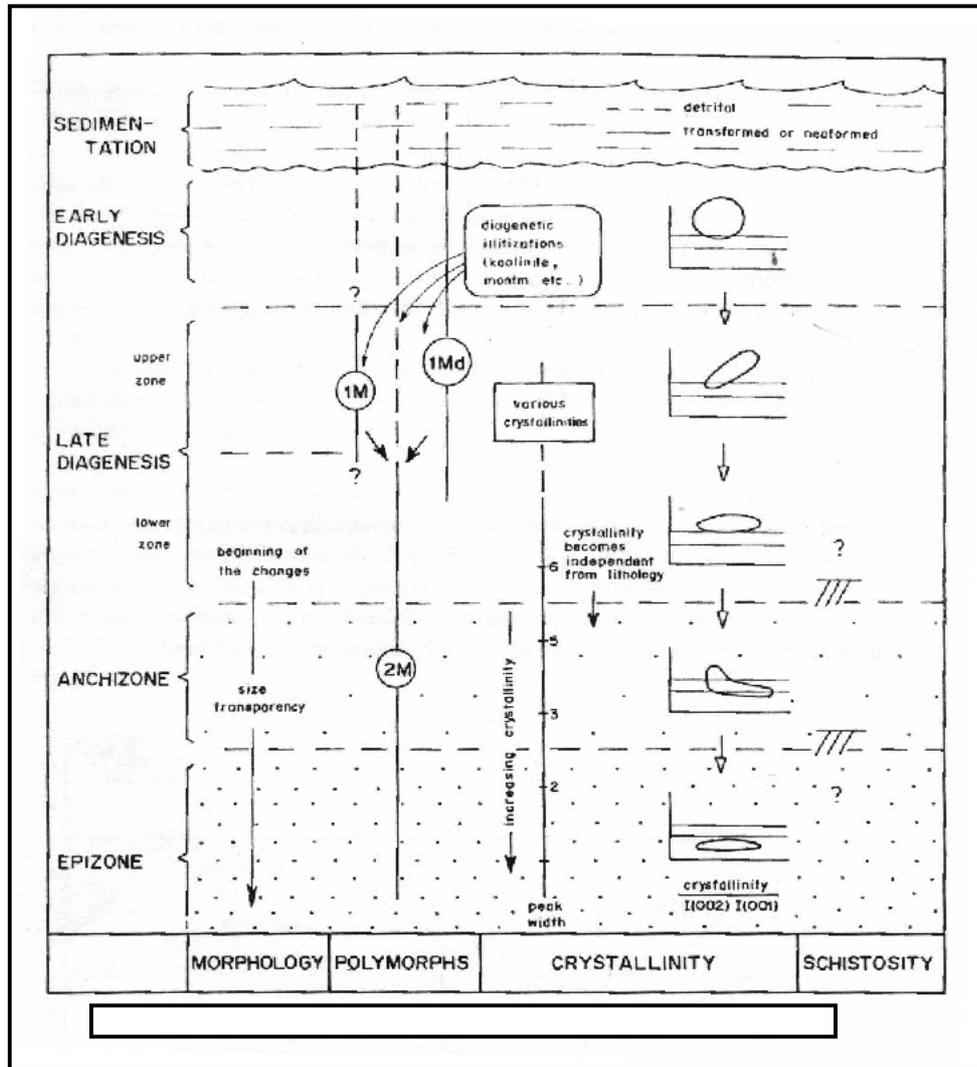
Diagénesis cercana: La illita se encuentra aún muy heterogénea, debido a procesos incipientes de adsorción interlaminar.

Diagénesis tardía: Comienzan las arcillas a absorber el potasio favorecido por la compactación y expulsión de agua interlaminar con un incremento de la temperatura que produce un reordenamiento del red cristalina. La cristalinidad por lo tanto, se hace altamente uniforme independientemente de la litología.

La Anquizona: se refiere a la zona intermedia entre el campo sedimentario y el metamórfico. Las illitas y las cloritas son los filosilicatos dominantes en la fracción arcilla.

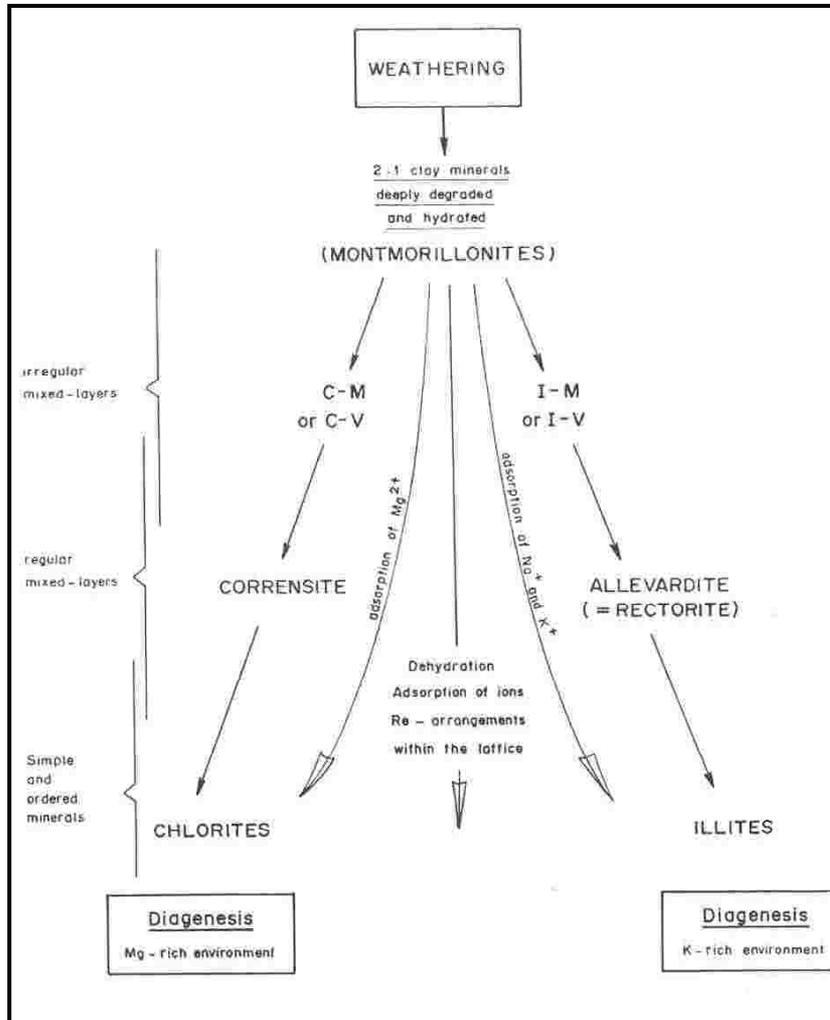
La Epizona: La illita ya empieza a transformarse gradualmente a micas, normalmente llamada sericita, con un amplio rango en su composición química dentro de la serie celadonita-fengita-moscovita y un contenido de sodio.

Figura 18. Esquema ilustrativo de los cambios que sufre la illita durante la diagénesis y el metamorfismo de muy bajo grado



Tomado de Zegonzac, 1970

Figura 19. Transformación de las arcillas por procesos de meteorización y diagénesis



Tomado de Zegonzac, 1970

**4.1.2 Localización de las Muestras y Resultados.** Las formaciones sedimentarias estudiadas en el presente estudio, fueron Rosablanca y Paja. La litología seleccionada para separar illitas, fueron fundamentalmente margas y "black shales". La localización de estas muestras con relación a la geología del área se indica en la Figura 20.

Este material, fue inicialmente sometido a un tratamiento químico, con el propósito de eliminar carbonatos y la materia orgánica. Solo así, se facilita la liberación de la fracción arcilla y su posterior concentración. La fracción arcilla concentrada, se analizó posteriormente mediante difracción de rayos X (DRX), para identificar los minerales presentes y para determinar la cristalinidad de la illita.

Los valores de la cristalinidad de la illita obtenidos a partir del cálculo del ancho del pico 10Å a media altura, se resumen en la Tabla 2.

Tal como se observa en la Tabla 2 las illitas presentan un rango de cristalinidad que abarcan campos de la diagénesis, anquizona y epizona.

La distribución espacial de estos valores con relación a la geología del área de estudio permite visualizar dos zonas termalmente anómalas (Figura 20).

En este sentido, se ha delimitado el sector donde se concentran, por un lado, los valores de cristalinidad que abarcan el rango de la anquizona y epizona y, por otro lado, aquellos que abarcan en rango de la diagénesis.

Tabla 2. Valores de cristalinidad de illita en el pico de los 10Å, medido según el método de Kubler (1967).(ver Figura 20).

MUESTRA	FORMACIÓN	UNIDADES AREALES	FWHM(Cristalinidad de la illita).	AMBIENTE
1	Kip	758.0938	1.077	DIAGENESIS
2	Kip	191.8494	0.5595	DIAGENESIS
3	Kip	519.4227	1.2489	DIAGENESIS
4	Kir	267.5079	0.2757	DIAGENESIS
5	Kip	118.7498	0.4680	DIAGENESIS
6	Kir	164.6556	0.2308	EPIZONA
7	Kir	16.8975	0.2075	EPIZONA
8	Kip	212.7439	0.3682	ANCHIZONA
9	Kir	672.5360	0.3259	ANCHIZONA
10	Kip	124.9422	0.2498	EPIZONA
11	Kir	57.5927	0.2409	EPIZONA
16	Kir	15.2253	0.2741	ANCHIZONA
17	Kir	18.8984	0.3209	ANCHIZONA
22	Kip	1.1027	0.0216	EPIZONA
24	Kip	57.7912	0.4480	DIAGENESIS
32	Kip	67.4058	0.7091	DIAGENESIS
33	Klr	27.5596	0.3024	ANCHIZONA

Kip= Formación Paja

Kir= Formación Rosablanca

La distribución y agrupación de estos valores, permite identificar dos anomalías termales importantes, que coinciden con el trazo de las fallas más importantes en el área de trabajo: Las Fallas el Guamito y Jabonera.

Estas anomalías, formarían unas bandas que además coinciden en el terreno con sectores donde la roca desarrolla una fábrica interna muy penetrativa, tipo “slaty cleavage”. Más aún, algunas muestras localizadas al interior de la banda que se reconoce a lo largo de la Falla El Guamito, presentan pirofilita

neoformada, la cual representa una fase mineral indicadora de un metamorfismo de muy bajo grado.

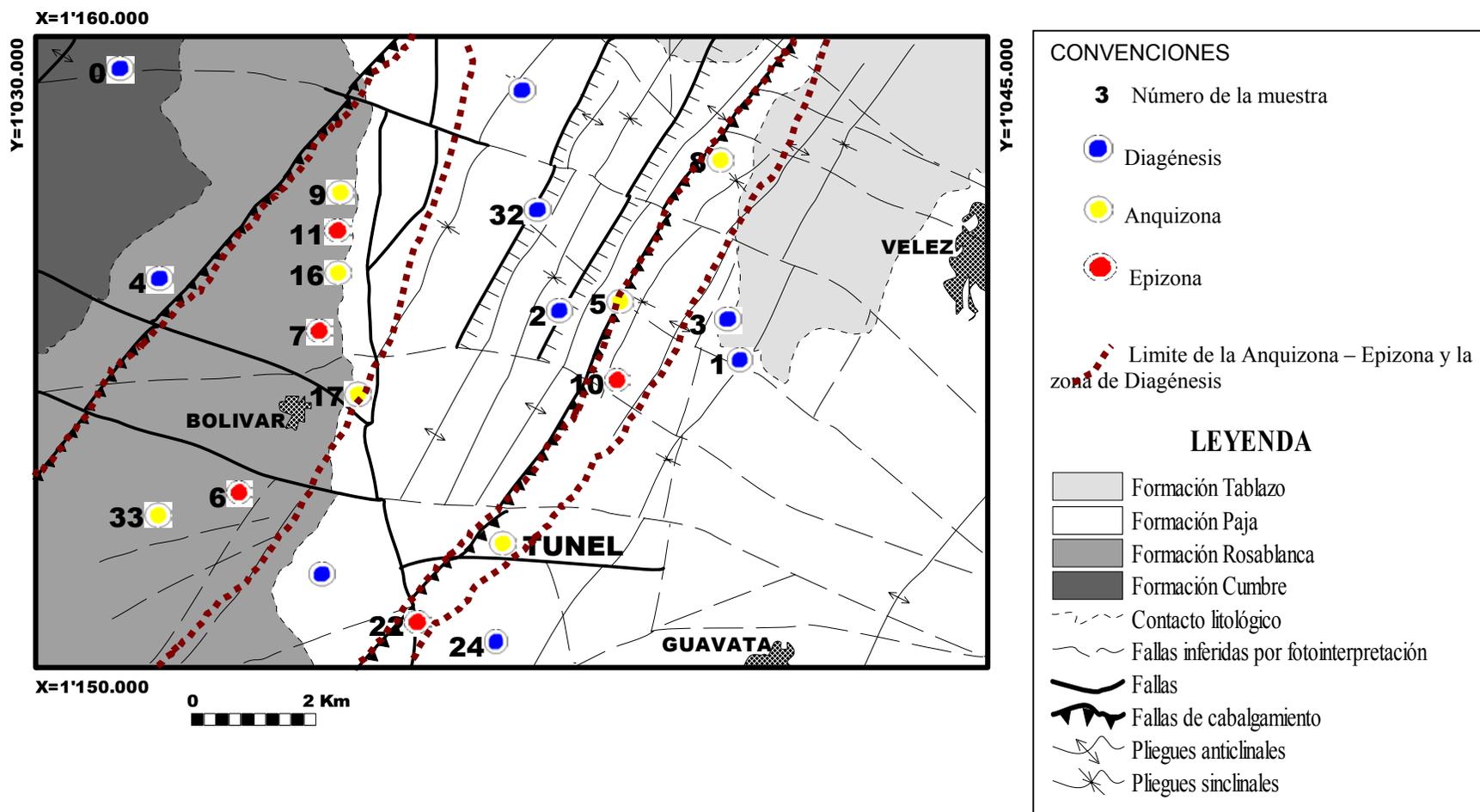
Estas dos anomalías termales curiosamente no responden a una estructura termal propia de un ambiente donde el aumento de temperatura es de tipo regional (metamorfismo regional), dado que las rocas localizadas por debajo de estas, estratigráficamente más antiguas, presentan valores de cristalinidad más bajos.

En este sentido, es posible concluir a partir de los datos de cristalinidad de la illita, que en el área de estudio existen dos bandas que siguen el trazo de las Fallas El Guamito y Jabonera, donde la temperatura alcanzada por las rocas es suficiente para ubicarla dentro del campo de la anquizona y la epizona.

La presencia de estas dos anomalías termales, sugiere para la zona una estructura termal invertida, en donde las rocas más jóvenes y en niveles estructurales más altos alcanzan una mayor madurez termal, en comparación con rocas más antiguas y en niveles estructurales más profundos.

Todo lo anteriormente expuesto, sugiere que el calor necesario para generar estos ambientes de mayor madurez termal no se relaciona con un aporte regional. Por el contrario, este calor es muy localizado. Por esta razón, parece probable que este calor haya sido transportado por fluidos profundos, que debieron percolar las rocas de las Formaciones Rosablanca y Paja, escapando por zonas de discontinuidad y utilizando como rampa principal las fallas cabalgantes antes citadas.

Figura 20. Campos de madurez termal de la illita. Obsérvese la presencia de las dos anomalías termales



## 4.2 SIGNIFICADO DE LA PIROFILITA

La pirofilita ha sido identificada durante los estudios de DRX en concentrados de fracciones menores a 2  $\mu\text{m}$ , fundamentalmente en el sector de influencia de la Falla El Guamito, cerca de la quebrada La Trampa. Este mineral, es considerado en este caso como neoformado y no como mineral heredado, debido especialmente a que su presencia esta asociada a illitas con una cristalinidad que se proyecta en el campo de la epizona. Asimismo, su manifestación se relaciona espacialmente con sectores afectados por un “*slaty cleavage*” o clivaje de pizarrosidad, lo cual indica que se han alcanzado en sectores concretos condiciones de metamorfismo de muy bajo grado.

La presencia de este mineral en el sector de influencia de la Falla El Guamito y su ausencia en las rocas localizadas por debajo de esta zona de falla, es un aspecto de un gran significado para entender la zonalidad termal que se presenta en el sector de estudio.

Por esta razón, a continuación se resume las condiciones de formación de la pirofilita, tal como se reporta en terrenos composicionalmente similares, para entender las condiciones en las que este mineral pudo formarse en el área de estudio.

Según Thompson (1970), la pirofilita se forma como resultado de la siguiente reacción:



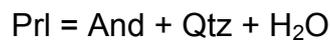
La aparición de pirofilita ha sido considerada por mucho tiempo como esencialmente hidrotermal (Deer *et al.*, 1982). Hoy día, en general, su presencia es tomada como indicador de un metamorfismo incipiente regional.

Frey (1987) reporta que los minerales más comunes que coexisten con la pirofilita en metaclastitas son: cuarzo, illita o moscovita, clorita, hematita y materia orgánica.

Clauer and Lucas, (1970), Schramm (1978) y Franceschelli *et al.*, (1986), entre otros, consideran que la pirofilita se forma a expensas de dickita o la caolinita, al igual que la reacción ya citada.

El campo de estabilidad de la pirofilita en metapelitas, en los sistemas ASH, CASH y CASH-CO<sub>2</sub>, respecto a parámetros tales como la presión, temperatura y composición de la fase fluida (Xco<sub>2</sub>), ha sido discutido brevemente en Frey (1987), señalando que dicho campo con respecto a la temperatura es muy estrecho, pero mucho más amplio respecto a la presión.

Considerando el límite de estabilidad superior de la pirofilita, según Frey (1987) a temperaturas más altas esta reaccionaría así:



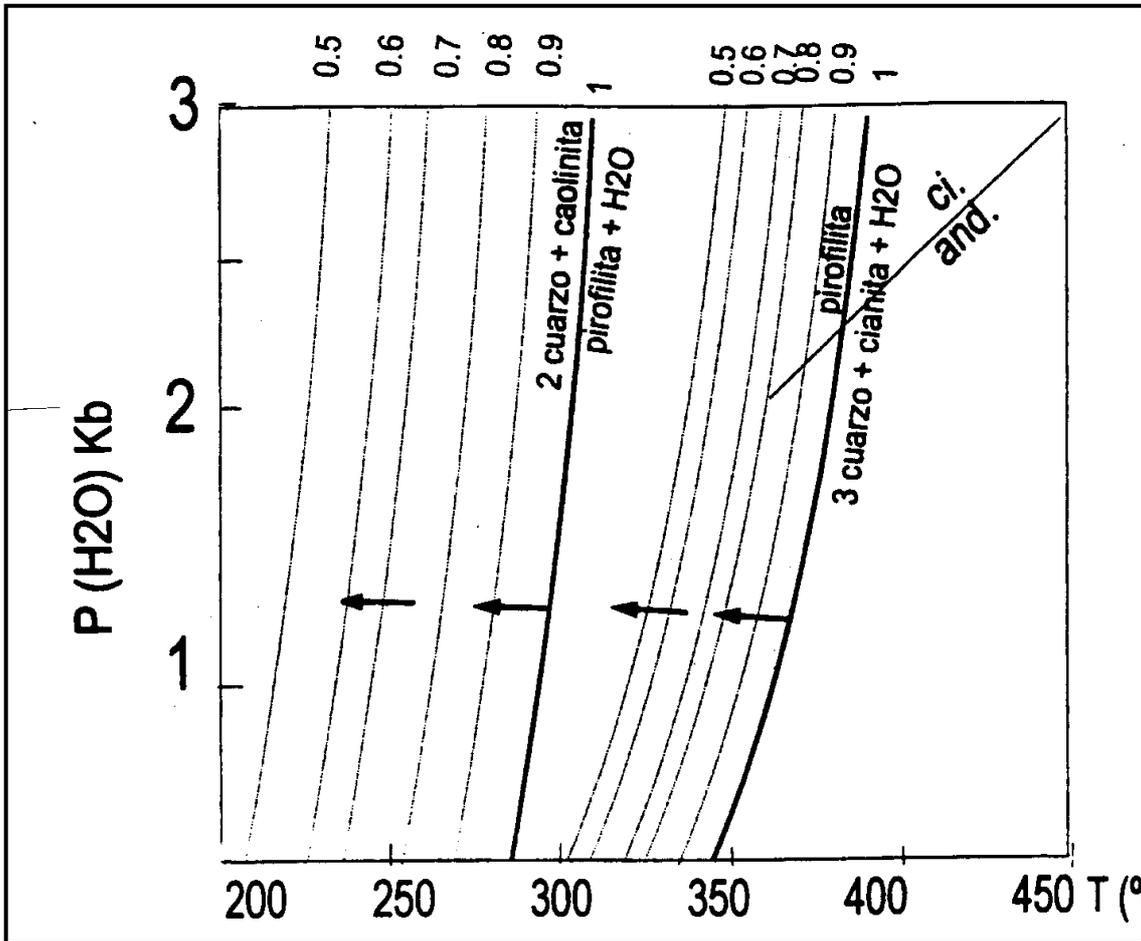
y, a altas presiones:



Asimismo, se indica que en aquellas condiciones donde la presión del agua igual a la presión litostática ( $a_{\text{H}_2\text{O}}=1$ ), la presencia de pirofilita señalaría que las temperaturas alcanzadas están en el orden de los 300-380°C a 2 kb, 310-440°C a 5 kb y 350-420°C a 10Kb. No obstante, en las condiciones más habituales, los valores más corrientes apuntan a que la  $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ , por lo que esto implica que las reacciones de deshidratación antes señaladas, tienden a desarrollarse a más bajas temperaturas.

De lo anterior, se concluye que la pirofilita tiene un amplio rango de estabilidad, respecto a la presión, mientras que su temperatura de estabilidad, depende notoriamente de la  $a_{\text{H}_2\text{O}}$ . Aunque con relación a la temperatura, esta estaría en el intervalo de los 280 a 380°C. En este sentido, Evans and Guggenheim (1988), proponen un diagrama de estabilidad (P-T) de la pirofilita, en función de la actividad del agua (Figura 21).

Figura 21. Diagrama de estabilidad (P-T) de la pirofilita, en función de la actividad del agua.



Tomado de Evans y Guggenheim, (1988).

Por lo anteriormente expuesto, se sugiere que en sectores concretos del área de estudio, especialmente a lo largo de Falla El Guamito, se generaron condiciones de metamorfismo de muy bajo grado (temperaturas alrededor de los 300°C), tal como lo indica la presencia de la pirofilita.

## 5. GEOCRONOLOGÍA DE LAS FOLIACIONES

Las dataciones aquí presentadas, es el resultado de los estudios que realizó el grupo de investigación MINPETGEO, en el cual se enmarca esta tesis de grado. Las edades obtenidas corresponden a venas hidrotermales presentes en rocas de la Formación Paja, en el sector de influencia de la Falla el Guamito. Debido a que estas venas se relacionan temporal y mecánicamente con la Falla El Guamito, y esta se considera contemporánea con la Falla Jabonera, la incorporación de estos datos en la presente discusión es considerada como un aspecto necesario y de gran importancia para la formulación del respectivo modelo geológico.

### 5.1. CONSIDERACIONES PREVIAS

El método de datación de rocas  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  es una variante del método K-Ar, el cual se fundamenta en el proceso de desintegración del  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ca}$  y a  $^{40}\text{Ar}$ , y cuya vida media es de 1250 Ma. Por ello, conocida la constante de desintegración y las cantidades precisas de los isótopos padre e hijos, es posible calcular la edad.

Para datar una muestra mediante  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , esta debe ser irradiada en un reactor nuclear para transformar una proporción muy pequeña de átomos  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$ , a través de la interacción con neutrones. Seguidamente, la muestra es fundida parcial o totalmente en un sistema de alto vacío y el argón extraído es purificado y analizado isotópicamente en un espectrómetro de masas. La relación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$  (El  $^{40}\text{Ar}$  es el argón radiogénico y el  $^{39}\text{Ar}_K$  es el  $^{39}\text{Ar}$  producido del  $^{39}\text{K}$  durante la irradiación. La relación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$  es proporcional a la relación  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  en la muestra y por lo tanto, es proporcional a la edad.

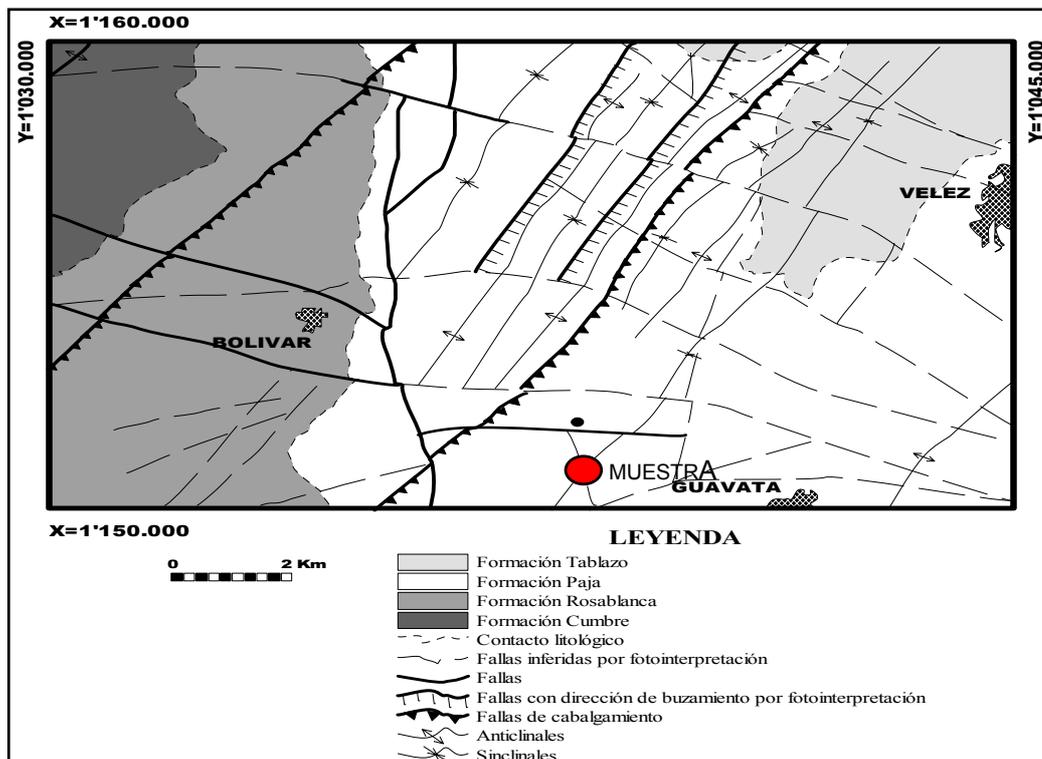
Tal como se indicó en el apartado “Metodología”, la extracción del gas de la muestra se realizó calentando esta incrementalmente, mediante el uso de un láser (método *step heating*).

Una mayor información sobre los fundamentos del método se puede encontrar en Faure (1986), Dickin (1995) y McDougall (1999), entre otros.

## 5.2. LOCALIZACIÓN Y MUESTRAS ANALIZADAS

Con el propósito de datar el evento hidrotermal espacialmente asociado a la Falla el Guamito, se tomaron muestras en el sector de la quebrada La Trampa (Figura 22), donde se presentan agregados de mica potásica, de color verde manzana, como material de relleno de venas. Estos agregados micáceos fueron separados manualmente y analizados al SEM y mediante DRX (ver apartado de mineralogía), con el propósito de conocer la mineralogía asociada a estas micas potásicas (sericitas). Una vez se comprobó que la única especie mineral con potasio presente en estos agregados micáceos solo era la sericita, se seleccionaron unos pocos granos, para ser sometidos al proceso de datación.

Figura 22. Localización de la muestra seleccionada para análisis mediante geocronología Ar-Ar.



### 5.3. RESULTADOS Ar-Ar

Las edades que a continuación se presentan, fueron obtenidas a partir de dos granos de aproximadamente 2.0 mm, con agregados de sericitas, separados de la misma familia de venas hidrotermales del sector de la quebrada La Trampa. Estos granos serán referenciados a continuación con la nomenclatura 1770 y 1771.

Los espectros de edades tipo “plateau” obtenidos, muestran en la mayoría de los casos una distribución de argón homogénea, aunque en ocasiones se observan claramente fenómenos de pérdida o exceso de argón. Con el propósito de reducir el grado de subjetividad en el momento de describir o interpretar los espectros de edades, se diferencian los siguientes dos términos: fracción de gas y plateau. Este último, se entiende en este trabajo en el sentido de Fleck *et al.* (1977), es decir, como parte de un espectro de edades compuesto de fracciones de gas contiguas, las cuales representan más del 50% del total de  $^{40}\text{Ar}$  liberado de la muestra y donde no se detecta diferencia de edad entre estas, en un nivel de confianza del 95%. Contrariamente, una fracción de argón, corresponde a una parte de gas analizada en una etapa del proceso “step-heating”.

Las edades obtenidas para las distintas fracciones de argón se resumen en la Tabla 3.

**5.3.1 Resultados de los análisis para la muestra 1770.** Durante el proceso de calentamiento incremental (“*step-heating*”) **1770-01**, se midieron diez fracciones de argón (A,B,C,D,E,F,G,H,I,J). Las edades correspondientes a las fracciones de argón H, I, J, fueron descartadas, debido a que son consideradas como exceso de argón. Igualmente se descartó la edad de la fracción de argón F, por considerarse como producto de un proceso de pérdida de argón.

Un plateau en el sentido de Fleck *et al.* (1977), permite establecer una edad integrada para esta secuencia de calentamiento, de  $54.5 \pm 0.4$  Ma (Figura 23).

No obstante, resulta llamativo el hecho de obtener dos fracciones de argón (E y G) con edades en torno a 60 Ma. y; otra en torno a 48 Ma (Fracción de argón B).

Durante el proceso de calentamiento incremental (*step-heating*) **1770-02**, se midieron igualmente diez fracciones de argón. Las edades correspondientes a las fracciones de argón I y J, no fueron tenidas en cuenta para la elaboración del espectro de edad, debido a que son consideradas como exceso y pérdida de argón, respectivamente.

Un plateau con una edad integrada de  $53.33 \pm 0.2$  Ma (Figura 23), se determinó en este análisis. No obstante, llama nuevamente la atención, el hecho de tener fracciones de argón con edades entorno a los 60 Ma (p. ejemplo fracción de argón F = 59.81 Ma.).

Durante el proceso de calentamiento incremental (*step-heating*) **1770-03**, se midieron igualmente diez fracciones de argón. Las edades correspondientes a las fracciones de argón A,B,C,D, E, J, no fueron tenidas en cuenta, nuevamente por ser consideradas como exceso o pérdida de argón, entre otras.

Un plateau con una edad integrada de  $54.1 \pm 0.4$  Ma (Figura 23), se determinó durante esta secuencia de calentamiento incremental. No obstante, como en los casos anteriores, resulta llamativo el hecho de obtener fracciones de argón con edades en torno a los 60 Ma (p. ejemplo fracción de argón I = 57.85 Ma.)

Tabla 3. Datos analíticos de Geocronología Ar-Ar, obtenidos mediante el método de calentamiento incremental para la muestra 1770.

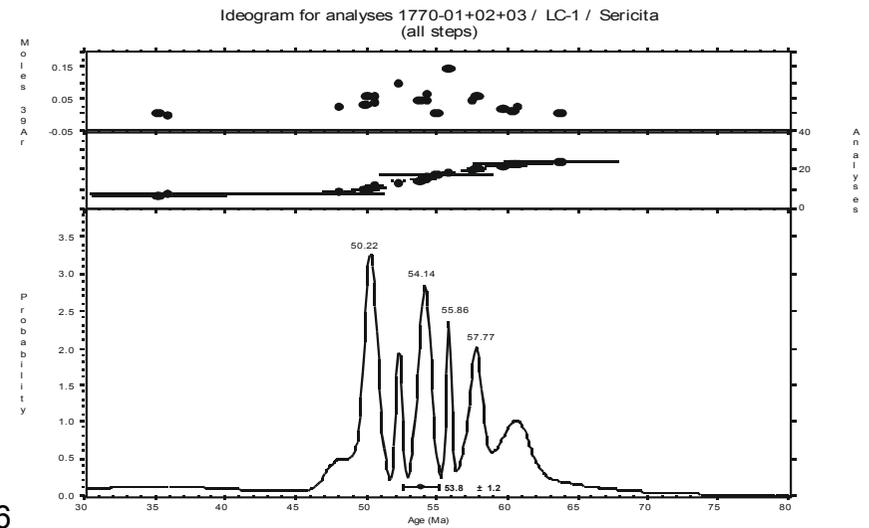
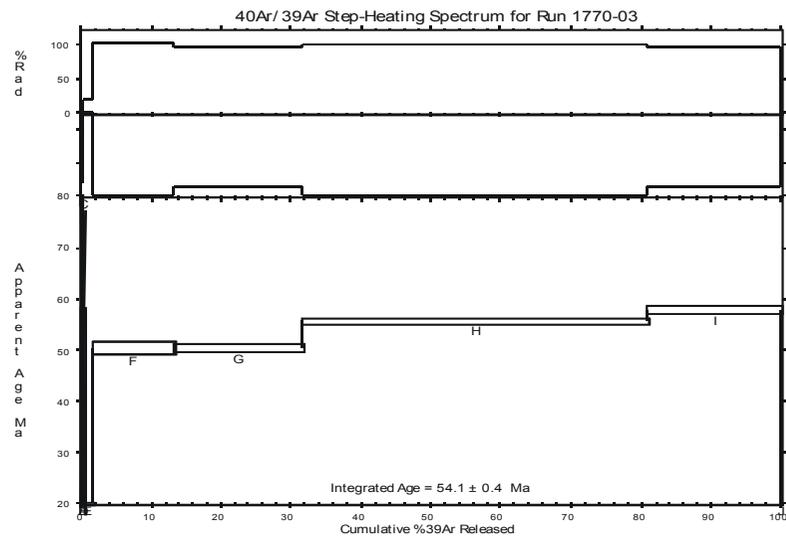
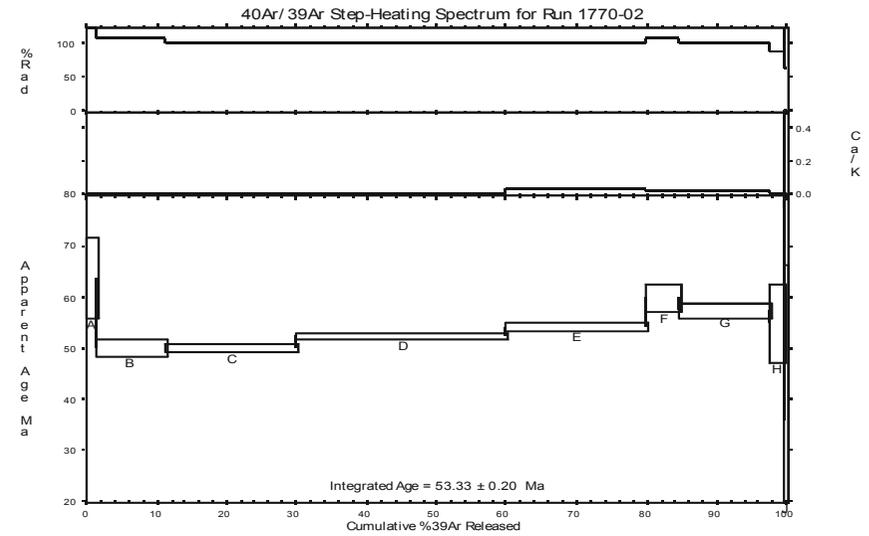
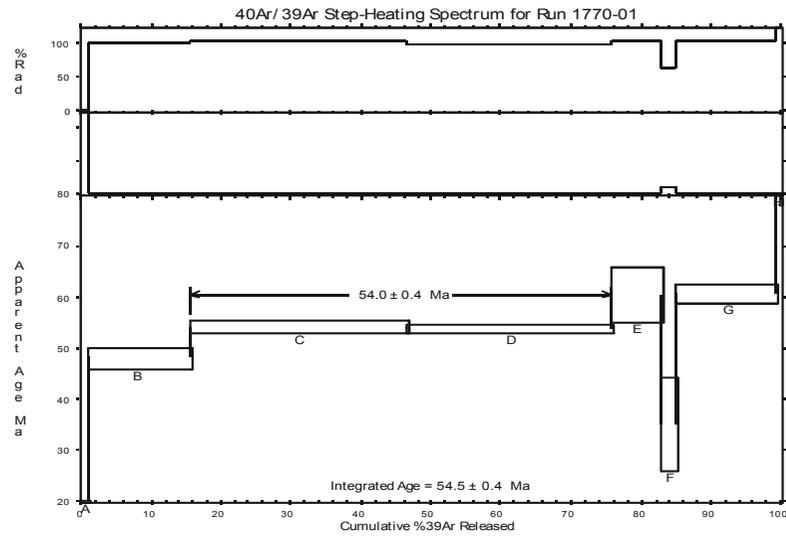
Lab #	Sample	Material	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Ar40 (nA)	Ar40 (mols)	Age (Ma)	± (Ma)
1770-01A	LC-1	sericita	0,3	7,63423	0,06126	0,72604	0,05788	-9,41639	-	0,0055	1,03E-16	-	-
1770-01B	LC-1	sericita	0,6	10,21714	0,00939	0,00000	0,00093	9,94141	97,3	0,1170	2,22E-15	48,03	0,91
1770-01C	LC-1	sericita	0,9	11,06151	0,01187	0,00000	-0,00060	11,23903	101,6	0,2666	5,08E-15	54,20	0,45
1770-01D	LC-1	sericita	1,2	11,60172	0,01233	0,00235	0,00150	11,15857	96,2	0,2655	5,02E-15	53,82	0,41
1770-01E	LC-1	sericita	1,6	12,30439	0,00677	0,00000	-0,00079	12,53576	101,9	0,0679	1,29E-15	60,36	2,65
1770-01F	LC-1	sericita	2,0	11,65580	0,02474	0,02251	0,01489	7,25806	62,3	0,0199	3,74E-16	35,19	4,52
1770-01G	LC-1	sericita	2,6	12,42453	0,00670	0,00000	-0,00069	12,62692	101,6	0,1378	2,63E-15	60,79	0,80
1770-01H	LC-1	sericita	3,2	15,17918	-0,09334	0,00000	-0,07398	37,03149	-	0,0045	8,12E-17	172,77	24,59
1770-01I	LC-1	sericita	4,2	15,50308	-0,23785	0,00000	-0,12902	53,61178	-	0,0026	4,61E-17	245,06	40,11
1770-01J	LC-1	sericita	5,2	16,46489	-0,25615	0,00000	-0,12811	54,30305	-	0,0022	3,92E-17	248,02	58,85
1770-02A	LC-1	sericita	0,4	8,57840	-0,01027	0,00000	-0,01586	13,26164	154,6	0,0176	3,36E-16	63,79	3,85
1770-02B	LC-1	sericita	0,7	9,92661	0,00813	0,00000	-0,00141	10,34318	104,2	0,1744	3,33E-15	49,94	0,69
1770-02C	LC-1	sericita	1,0	10,57650	0,01199	0,00519	0,00068	10,37391	98,1	0,3464	6,59E-15	50,09	0,32
1770-02D	LC-1	sericita	1,4	11,11940	0,01205	0,00415	0,00097	10,83302	97,4	0,5837	1,11E-14	52,27	0,22
1770-02E	LC-1	sericita	1,8	11,59696	0,01150	0,01587	0,00117	11,25190	97,0	0,4028	7,65E-15	54,27	0,34
1770-02F	LC-1	sericita	2,4	11,95087	0,00771	0,01151	-0,00159	12,42114	103,9	0,1016	1,93E-15	59,81	1,23

1770-02G	LC-1	sericita	3,0	12,03616	0,01115	0,00831	0,00037	11,92545	99,1	0,2676	5,12E-15	57,46	0,57
1770-02H	LC-1	sericita	3,8	12,96689	0,02076	0,00000	0,00534	11,38868	87,8	0,0440	5,99E-16	54,92	3,70
1770-02I	LC-1	sericita	4,6	13,82412	-0,04137	0,00000	-0,03733	24,85010	179,8	0,0053	8,98E-17	117,74	19,14
1770-02J	LC-1	sericita	5,2	11,96623	0,06379	0,45294	0,01563	7,38768	61,7	0,0071	5,84E-17	35,81	15,07
1770-03A	LC-1	sericita	0,4	6,56534	18,42333	0,00000	-4,07692	1212,757	-	0,0000	-2,41E-18	2627,8	22931,6
1770-03B	LC-1	sericita	0,7	0,28809	0,64622	4,94312	0,79038	-233,615	-	-0,0000	-3,24E-19	-	-
1770-03C	LC-1	sericita	1,0	10,91611	-1,57728	0,00000	-2,15403	647,341	-	0,0002	4,17E-18	1829,5	795,39
1770-03D	LC-1	sericita	1,3	9,62654	-0,05172	0,03916	0,03685	-1,26597	-	0,0023	4,60E-17	-6,21	32,24
1770-03E	LC-1	sericita	1,9	9,02204	0,02723	0,37705	0,02481	1,71997	19,1	0,0206	3,96E-16	8,40	3,48
1770-03F	LC-1	sericita	2,8	10,41991	0,01148	0,00000	-0,00012	10,45453	100,3	0,1902	3,63E-15	50,47	0,52
1770-03G	LC-1	sericita	3,8	11,09735	0,01216	0,02993	0,00215	10,46528	94,3	0,3299	6,30E-15	50,52	0,36
1770-03H	LC-1	sericita	5,2	11,73405	0,01236	0,00278	0,00052	11,57905	98,7	0,9250	1,76E-14	55,82	0,18
1770-03I	LC-1	sericita	3,0	12,45577	0,01293	0,02890	0,00153	12,00623	96,4	0,3778	7,22E-15	57,85	0,36
1770-03J	LC-1	sericita	6,0	37,69704	0,67199	11,42308	0,79600	-198,096	-	0,0024	4,35E-17	-	-
1771-01A	JN-2	sericita	0,3	8,53742	0,02921	0,41197	0,01144	5,19072	60,8	0,0059	1,12E-16	25,24	11,84
1771-01B	JN-2	sericita	0,6	10,36174	0,00959	0,00000	-0,00129	10,74309	103,7	0,1046	1,99E-15	51,85	0,90
1771-01C	JN-2	sericita	0,9	11,16133	0,00937	0,00000	-0,00033	11,25764	100,9	0,1893	3,59E-15	54,29	0,59
1771-01D	JN-2	sericita	1,2	11,22163	0,01050	0,09996	-0,00032	11,32387	100,9	0,3114	5,97E-15	54,61	0,39
1771-01E	JN-2	sericita	1,6	11,90456	0,01029	0,01483	-0,00096	12,18948	102,4	0,2488	4,77E-15	58,71	0,46
1771-01F	JN-2	sericita	2,0	12,22073	0,00379	0,00000	-0,01429	16,44330	134,6	0,0300	5,68E-16	78,76	3,42
1771-01G	JN-2	sericita	2,5	12,26969	0,00381	0,00000	-0,00591	14,01449	114,2	0,0702	1,29E-15	67,34	1,43
1771-01H	JN-2	sericita	3,2	13,12625	0,00378	0,06348	-0,00850	15,64144	119,2	0,0163	3,06E-16	75,00	6,19

1771-01I	JN-2	sericita	3,9	14,94675	-0,26722	0,00000	-0,15518	60,78199	-	0,0031	5,49E-17	275,45	34,81
1771-01J	JN-2	sericita	4,7	13,13034	-0,10206	0,00000	-0,07020	33,86469	-	0,0014	2,06E-17	158,62	66,12
1771-01K	JN-2	sericita	5,2	16,61057	-0,42588	0,00000	-0,34549	118,673	-	0,0022	3,94E-17	503,69	59,26
1771-02A	JN-2	sericita	0,4	8,44667	0,03030	0,30306	0,03133	-0,78756	-	0,0156	2,97E-16	-	-
1771-02B	JN-2	sericita	0,7	9,42341	0,01435	0,05757	0,00300	8,54054	90,6	0,1608	3,04E-15	41,34	0,53
1771-02C	JN-2	sericita	1,0	10,60193	0,01194	0,00936	0,00070	10,39378	98,0	0,2836	5,38E-15	50,18	0,34
1771-02D	JN-2	sericita	1,3	11,14775	0,01416	0,06568	0,00386	10,01072	89,8	0,2024	3,86E-15	48,36	0,51
1771-02E	JN-2	sericita	1,7	11,56441	0,00785	0,00000	-0,00124	11,92856	103,2	0,0631	1,19E-15	57,48	1,57
1771-02F	JN-2	sericita	2,8	12,20797	0,00977	0,00000	-0,00094	12,48360	102,3	0,1389	2,64E-15	60,11	0,95
1771-02G	JN-2	sericita	3,8	12,80430	0,07294	0,63470	0,10124	-17,06636	-	0,0034	6,13E-17	-	-
1771-02H	JN-2	sericita	5,2	11,31030	0,06871	2,33857	0,04937	-3,09803	-	0,0016	2,72E-17	-	-
1771-03A	JN-2	sericita	0,4	9,56752	0,01331	0,00000	-0,00064	9,75745	102,0	0,0151	2,88E-16	47,15	5,64
1771-03B	JN-2	sericita	0,7	10,70284	0,01111	0,00047	0,00023	10,63359	99,4	0,1548	2,96E-15	51,33	0,68
1771-03C	JN-2	sericita	1,0	11,32049	0,01147	0,00524	0,00115	10,98075	97,0	0,2798	5,33E-15	52,98	0,41
1771-03D	JN-2	sericita	1,3	11,95154	0,01143	0,00000	0,00155	11,49153	96,2	0,2734	5,22E-15	55,40	0,43
1771-03E	JN-2	sericita	1,7	12,89713	0,01721	0,14180	0,01210	9,33186	72,4	0,0518	9,41E-16	45,12	2,26
1771-03F	JN-2	sericita	2,8	12,52299	0,01330	0,01091	0,00073	12,30807	98,3	0,1427	2,72E-15	59,28	0,81
1771-03G	JN-2	sericita	3,8	12,25427	0,07436	0,00000	0,04892	-2,19914	-	0,0045	8,51E-17	-	-
1771-03H	JN-2	sericita	5,2	10,62722	0,13939	1,03468	0,12631	-26,62785	-	0,0032	5,80E-17	-	-

Figura 23. Espectros de edades Ar-Ar para la muestra 1770.

### Run 1770 / LC-1 / Sericita



Un ideograma elaborado para el conjunto de las anteriores tres secuencias de calentamiento incremental (1770-01; 1770-02 y 1770-03), permitió determinar una edad promedio para la formación de estas sericitas entorno a  $53.8 \pm 1.2$  Ma.

**5.3.2 Resultados de los análisis para la muestra 1771.** Durante el proceso de calentamiento incremental (*step-heating*) **1771-01**, se midieron once fracciones de argón (A,B,C,D,E,F,G,H,I,J,K). Las edades correspondientes a las fracciones de argón I, J, K, fueron descartadas, debido a que sus edades están muy por encima, incluso de la edad de la roca huésped. Estos valores, por consiguiente no se consideran representativos.

Un plateau obtenido a partir de las fracciones de argón C y D ( Figura 24), permite establecer una edad de formación de las sericitas de  $54.5 \pm 0.4$  Ma (Figura 24). No obstante, la edad integrada obtenida para este análisis es de  $58.3 \pm 0.3$  Ma.

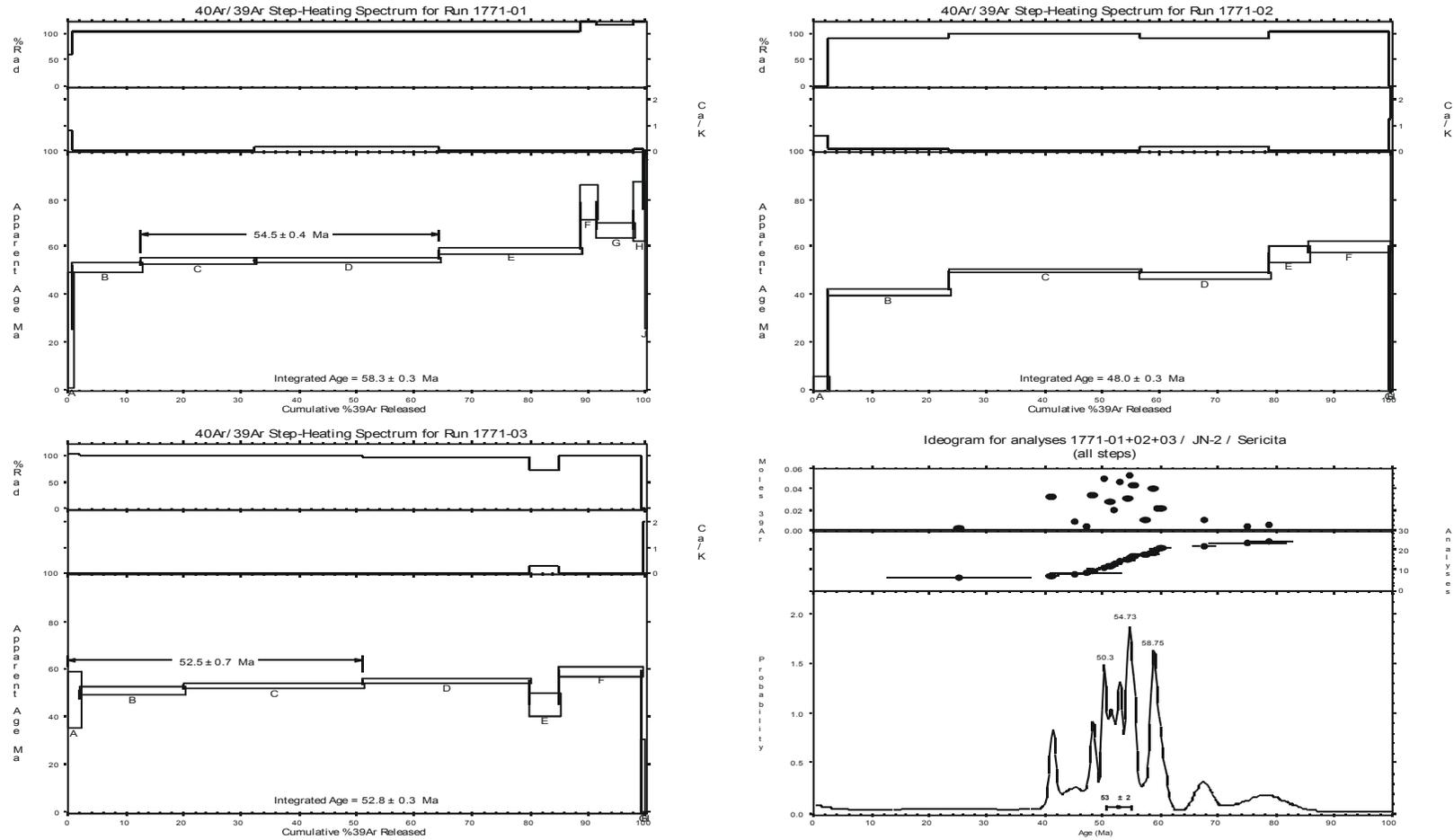
Durante el proceso de calentamiento incremental (*step-heating*) **1771-02**, se midieron ocho fracciones de argón (A,B,C,D,E,F,G,H) ( Tabla 3).

Las fracciones A, G, H, no permiten determinar edad alguna, por lo que se descarta su uso para fines de graficación. Una edad integral de  $48.0 \pm 0.3$  Ma., fue obtenida para este análisis tipo *step-heating*.

El análisis *step-heating* **1771-03**, se realizó a partir nuevamente de ocho fracciones de argón (A,B,C,D,E,F,G,H) (Tabla 3). En este análisis, fue posible determinar un plateau, el cual se corresponde con una edad de  $52.5 \pm 0.7$  Ma. No obstante, la edad integrada obtenida es de  $52.8 \pm 0.3$  Ma.

Figura 24. Espectros de edades Ar-Ar para la muestra 1771

Run 1771 / JN-2 / Sericita



Un ideograma elaborado para el conjunto de las anteriores tres secuencias de calentamiento incremental (1771-01; 1772-02 y 1773-03), permitió determinar una edad promedio para la formación de estas sericitas entorno a  $53\pm 2$  Ma.

#### **5.4 RESUMEN DE LA GEOCRONOLOGÍA AR-AR**

Los espectros de edades obtenidos para las sericitas de relleno de venas hidrotermales en el sector de la quebrada La Trampa (Municipio de Guavatá, Figuras 23 y 24), muestra una edad promedio de generación de sericitas en torno a los  $53\pm 2$  Ma. Esta edad, se corresponde, según la tabla del tiempo geológico del Servicio Geológico Americano, con un evento hidrotermal del inicio del Eoceno (Ypresiense).

Un análisis más detallado de los espectros de edades obtenidos, permiten igualmente reconocer otros dos grupos de edades: uno aproximadamente de 48-50 Ma y otro aproximadamente de 58-60 Ma. Estas edades, corresponden con el Eoceno Medio (Luteciense) y el Paleoceno Tardío (Thatetiense), respectivamente. Por lo anteriormente mencionado, es posible concluir que en el sector de la Quebrada la trampa, se identifican tres pulsos hidrotermales generadores de sericita: Paleoceno Tardío, inicio del Eoceno y Eoceno medio. No obstante, el pulso hidrotermal más importante que se registra en este sector, se corresponde con un evento del inicio del Eoceno.

#### **5.5 IMPLICACIONES REGIONALES**

Según McCourt *et al.* (1984); Cooper *et al.* (1995); Casero *et al.* (1997); Taboada *et al.* (2000), Branquet *et al.* (2002); Corredor (2003), al menos tres fases de deformación transpresiva han afectado al Valle del Magdalena y a la Cordillera Oriental durante el Paleógeno: 1) Una fase del Cretácico tardío y Paleoceno temprano, la cual se registra mayoritariamente en el Valle del Magdalena Superior y en el segmento sur de la Cordillera Oriental, a

consecuencia de la acreción final de fragmentos de corteza oceánica de la Cordillera Occidental; 2) Una fase tectónica del Eoceno temprano y medio, la cual fue culpable de la formación de cabalgamientos con vergencia al oeste y de plegamientos en el Magdalena Medio y; 3) Una fase compresiva de inicios del Oligoceno, caracterizada por cabalgamientos y plegamiento a lo largo de fallas de desgarre con vergencia al oeste, en el flanco oeste de la Cordillera Oriental.

Tomando como referencia las fases de deformación anteriormente mencionadas, se observa que el evento más importante generador de sericitas en el área de estudio (Eoceno temprano), que corresponde con la segunda fase de deformación de la orogenia andina.

Si se considera los tres grupos de edades, descritos en el apartado "Resumen de la geocronología Ar-Ar, se observa que los dos pulsos hidrotermales asignados al inicio del Eoceno y Eoceno Medio, nuevamente corresponden a la segunda fase de deformación andina antes descrita.

Según Villamil (1999), la fase de deformación del inicio del Eoceno, coincide temporalmente con una aproximación de los Nappes del Caribe (futuro Nappes Lara), los cuales empezaron a cargar la cuenca del Maracaibo. Asimismo, esta fase coincide temporalmente con una etapa transgresiva que favoreció la depositación de material siliciclástico de las Formaciones Barco, Socha, Cacho y Hoyon inferior. Esta última, perteneciente al sector occidental de la Cordillera Oriental. Con relación a los meganticlinorios de los Andes septentrionales, este evento transgresivo, coincide temporalmente con el levantamiento progresivo de la Cordillera Central.

El pulso hidrotermal del eoceno medio, identificado igualmente en el sector de estudio, se corresponde con una etapa de avance de un frente de

deformación desde el oeste al este, el cual causó pronunciadas inconformidades angulares. Los sedimentos depositados en esta época, se confinan fundamentalmente a la cuenca de Maracaibo y al sector de Trujillo (Villamil, 1999). Este evento, se relaciona en este sentido, con un acelerado levantamiento de la Cordillera Central.

El grupo de edades del Paleoceno Tardío (Thatetiense), identificado en el área de estudio, temporalmente no se asigna estrictamente a ninguna de las fases de deformación antes descritas. No obstante, resulta muy llamativo el hecho de estar relacionada temporalmente con la formación de los depósitos auríferos de Vetas y California, cuyas dataciones fueron realizadas por Mathur *et al.* (2003). Según edades Re-Os, a partir de concentrados de sulfuros asociados a las mineralizaciones de oro, estos depósitos epitermales, coinciden con la edad del magmatismo riodacítico presente en ese sector, el cual tiene una edad de  $57 \pm 10$  Ma.

según Meschede *et al.* (1998), En este mismo periodo de tiempo se inicia el movimiento en dirección al este de la placa del Caribe, la cual favoreció el emplazamiento de nappes en la parte norte de Venezuela.

Por lo anteriormente mencionado, resulta importante para entender la evolución tectónica de este sector de la Cordillera Oriental, reconocer una fase de deformación específica para el Paleoceno Tardío.

En este mismo sentido, las dataciones antes descritas, además de sugerir tres eventos hidrotermales de generación de sericitas, permiten sugerir la edad de la Falla El Guamito. Esta, se cree que debió empezar su actividad a finales del Paleoceno, con una reactivación durante el inicio del Eoceno y el Eoceno tardío. Su presencia jugó un importante papel como canal de escape de fluidos migratorios profundos

## 6. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

El desarrollo de los sectores con clivaje de pizarrosidad, especialmente relacionados con las Fallas El Guamito y Jabonera, solo puede entenderse, en un contexto en donde tuvo lugar la percolación de fluidos migratorios, portadores del calor necesario para ductilizar los componentes que se reorientarían según el campo de esfuerzos del momento (“thermal softening”). Ello, ayudado por reacciones generadoras de filosilicatos (“reaction softening”).

Esos fluidos, portadores de calor y facilitadores del desarrollo del slaty cleavage, fueron los que igualmente debieron contribuir a la formación de pirofilita y a una mayor madurez termal de los filosilicatos (tipo illita, principalmente).

Según Etheridge et al., (1983), Galkin (1993), Oliver (1996), existe una fuerte relación entre fluidos y deformación. El hecho de que sean los fluidos, los agentes determinantes del desarrollo del clivaje de pizarrosidad, es algo que ha sido tratado en la literatura científica. Así, Ferry (1994) señala que los fluidos son claves en procesos tales como: “transferencia de calor y distribución de temperatura”, “transferencia de masa y distribución de elementos e isótopos”, “reacciones minerales y distribución de la mineralogía” y en la “deformación”.

Por lo anterior, cabe señalar que esa movilidad de fluido por las rocas de las Formaciones Rosablanca y Paja, debió haber tenido lugar, aprovechando discontinuidades sedimentarias y tectónicas, modificando a su paso algunas propiedades físicas, químicas y mineralógicas de las rocas. Estas últimas, requieren una mayor atención en un próximo estudio.

La circulación de fluidos, debió haber estado condicionada por: el volumen de fluido, la velocidad o la presión de percolación (que depende de la presión del fluido entre la fuente y la zona de descarga, como de la permeabilidad), de la composición del fluido, la diferencia de densidad entre roca y fluido y los gradientes de temperatura, tal como ha sido señalado en los trabajos de Bridgman (1949), Brace et al., (1966), Rumble (1994), Ferry (1994), Walther y Orville (1982), Walther y Wood (1984), Walther (1990), Yarley (1986).

La circulación de fluidos provenientes seguramente desde sectores profundos de la cuenca debió aprovechar las rampas de las Fallas de El Guamito y Jabonera. No se descarta, que este flujo de fluidos provenientes de profundidad, en su momento se hayan traducido en el incremento de una significativa actividad sísmica en el sector de estudio, tal como se plantea en el modelo de escape de fluidos, conocido como “bombeo sísmico”, propuesto por Sibson et al. (1975).

Lo anteriormente expuesto, permite señalar en otros términos, que los fluidos jugaron un papel intensificador en la formación del clivaje tipo slaty.

El desarrollo de este clivaje de pizarrosidad, asociado al paso de fluidos calientes, debió haber tenido lugar, como sucede en todos estos procesos, con una reducción del volumen de la roca, mediante procesos de disolución.

## CONCLUSIONES

- El área de estudio, localizada al sur de la Provincia de Vélez (Dpto. 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. Las distintas fases de deformación de la Orogenia Andina, han dado lugar a la formación de estructuras, tales como los anticlinales de La Chirle y Vélez, el Sinclinal de Vélez, las Fallas El Guamito y Jabonera, entre otras.
- En toda el área de estudio, se reconoce una foliación diagenética (So), formada por carga litostática y, una foliación tectónica tipo Slaty cleavage. Esta última, se relaciona espacialmente con los sectores de influencia de las Fallas El Guamito y Jabonera.
- Dos importantes anomalías termales, espacialmente relacionadas con las Fallas, El Guamito y Jabonera, han sido identificadas. Estas anomalías forman unas bandas de dirección N30°-35°E de aproximadamente 2 Km. de ancho.
- Estas dos anomalías termales, además de estar relacionadas con rocas que presentan clivaje de pizarrosidad, se caracterizan por sus altos valores de cristalinidad de illita (campo de la anquizona y epizona) y presencia ocasional de pirofilita.
- Las dos bandas termalmente anómalas, representan sectores de alto paleoflujo hidráulico, donde se han alcanzado condiciones de metamorfismo

de muy bajo grado muy localmente, ubicadas dentro del rango de Anquizona-Epizona.

- Las dataciones Ar-Ar, apuntan a que el sector de estudio fue afectado por tres eventos hidrotermales. Uno muy intenso en torno a los  $53\pm 2$  Ma (inicio del Eoceno, Ypresiense), y otros dos, correspondientes al eoceno medio (48-50 Ma, Luteciense) y paleoceno tardío (58-60 Ma, Thatetiense).
- El área de influencia de las Fallas El Guamito y Jabonera (principalmente su proyección hacia el sur), deben ser consideradas como sectores estratégicos, para la exploración de depósitos de origen hidrotermal.

## BIBLIOGRAFÍA

Abanda, A. (2002). Rare Earth elements in Black shales: isolation and analysis of mineral. Denver Annual Meeting (October 27-30, 2002) Session No. 15 Geochemistry (Posters).

Anton, Jon Bons. (1988). Intracrystalline Deformation and Slate Cleavage development from the Central Pyrenees. *Revista Geologica Ultraiectica*, No. 56. The Netherlands.

Bons, A. J., (1988): Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the central Pyrenees. *Geologica Ultraiectica*. No. 56. 173 pag.

Borradaile, G. J., Bayly, M. B., Powell, C. McA., (1982): Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer, Berlin. 551pag.

Bosworth, W., (1981): Strain induced preferential dissolution of halite. *Tectonophysics*. 54. Pag. 103-138.

Brace, W. F., Paulding Jr. J. B., Scholz, C., (1966): Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. Geophys. Res.* Vol. 71. Pag. 3939-3953.

Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P., Baby, P., Laumonier, B., Giuliani, G., (2002) : Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *Journal of South America Earth Sciences* 15. Pag. 391-407.

\_\_\_\_\_, Blanco, O. (1999) Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: Colombia emerald deposits. pp. 183-196. In: Fractures, Fluid Flow and Mineralization. McCaffrey, K. The Geological Society eds. London.

Bridgman, P. C., (1949): Volume changes in the plastic stages of simple compression. J. Appl. Phys. Vol. 20. Pag. 1241-1251.

Casero, P. Salel, J., Rossato, A., (1997): Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia), paper presented at the VI simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las cuencas sub-andinas. ACGGP, Cartagena. Colombia.

Clavijo, Jairo y Royero, José María, (2000). Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander (escala 1:400000) (memoria explicativa). Informe presentado al INGEOMINAS. Centro operativo de Bucaramanga-Colombia. 99 pag..

Clauer, N., Lucas, J., (1970): Minéralogie de la fraction fine des schistes de Steige-Vosges septentrionales. Bull. Groupe fr. Argelis 22. Pag. 223-235.

Cooper, M. B., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., Taborda, A., (1995) Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin. Vol. 79 N° 10. pp. 1421-1443.

Corredor, F., (2003): Seismic strain and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. Tectonophysics 372. pag. 147-166.

Cruz, Luis Enrique.(1991). Curso de Petrología Sedimentaria: Guías de Laboratorio. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga- Colombia.

Cheilletz, A., et al. (1994). Time-Pressure and Temperature constraints on the Formation of Colombian Emeralds, An Ar/Ar laser microprobe and fluid inclusion study. *Economic Geology*, Vol 89 Pp 361-380.

Davies, W., (1982): Fine structure of slate. In: *Atlas of deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Borradaile, G. J., Bayly, M. B., Powell, Mc. A. (eds). Pag. 64-65.

Dickin, A. P., (1995): *Radiogenic isotope Geology*. Cambridge University Press. U.K. 490 pag.

Durney, D. W., Kisch, H. J., (1994): A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 15(3). Pag. 257-295.

Esquevin,J. (1969). Influence de la composition Chimique des Illites sur Leur Cristallinité. *Bull. Centre Rech Pau- S.N.P.A.*, 3 : 147-154.

Etheridge, M. A., Wall, V. J., Vernon, R. H., (1983): The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geology*. 1. Pag. 205-226.

Evans, B. W., Guggenheim, S., (1988): Talc, pyrophyllite and related minerals. In: "Hydrous phyllosilicates". S. W. Bailey Ed. *Min. Soc. Am.* 8. Pag. 221-294.

Faure, G., (1986): *Principles of Isotope Geology (Segunda edición)*, Edit. John Wiley & Sons. 589 pag.

Fabre, A. (1983). La Subsistencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Primera parte: Estudio Cuantitativo de la Subsistencia. Geología Norandina, Vol 8, Pp 49-61. Bogotá.

Faure, G., (1986): Principles of Isotope Geology (Segunda edición), Edit. John Wiley & Sons. 589 pag.

Fleck, R. J., Sutter, J. F., Elliot, D. H., (1977): Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. Geochim. Cosmochim. Acta. 41. Pp. 15-32.

Ferry, J. M., (1994): A historical review of metamorphic fluid flow. Journal of Geophysical Research. 99. Pag. 15487-15.498.

Folk, R. L., (1974) Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin Texas.182 p.

Franceschelli, M., Leoni, L., Memmi, I., Puxeddu, M., (1986): Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low grade 'Verrucano' metasediments from the northern Appennines (Italy). J. metamorph. Geology. 4. Pag. 309-332.

Frey, M., (1987): Low temperature metamorphism (M. Frey ed.) Blackie and sons, Glasgow. 351 Pag.

Galkin, V. A., (1993): The role of fluids in the creation of deformation structure parageneses. Moscow University Geology Bulletin. Vol. 48. No. 5. Pag. 47-55.

Gómez, J.A. (1977) Fotogeología de la zona Barbosa-Landázuri. Boletín de Geología UIS, Vol. 11, N° 25, pp. 99-106

Gray, D. R., (1977): Morphological classification of crenulation cleavage. Journal of Geology. Vol. 85. Pag. 229-235.

Kisch, H. J. (1983) Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Diagénesis in sedimentary Rocks, 2. Ads. Larsen, G. and Chilingar, G. V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B-literature published since 1976).

Knipe, R. J., (1981): The interaction of deformation and metamorphism in slates. Tectonophysics. 78. Pag. 249-272.

Kubler, B., (1967) Les argilites, indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. Fr. Petrole. 19. pp. 1093-1112.

McCourt, W., Aspden, J., Brook, M., (1984): New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. J. Geol. Soc. London, 141. pag. 831-845.

(1) Mantilla Figueroa, L. C. (2003): Termocronología K-Ar en Illitas: Aspectos metodológicos. Boletín de Geología, UIS. Vol. 25. No. 40.

(2)\_\_\_\_\_, L. C., Cruz G. L. E.; Colegio G. J. D., (2003): 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.

(3)\_\_\_\_\_, García Ramírez C. A.; Naranjo Vesga, J. Uribe Portilla E., (2003a): Estudio de las manifestaciones hidrotermales al norte del cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental (Dpto. de Santander, Colombia). Memorias del IX Congreso Colombiano de Geología. Medellín Julio de 2003.

(4)\_\_\_\_\_; Nolasco García, T., (2003): Significado de la foliación tectónica en rocas del cretácico inferior al sur de la provincia de Vélez (Dpto. de Santander, Colombia). Memorias del IX Congreso Colombiano de Geología. Medellín Julio de 2003.

Mathur, Ruiz J., Herb, P., Hahn, L., Burgath, P. Re-Os Isotopes Applied to the Epithermal Gold Deposits near Bucaramanga, Northeastern Colombian. Journal of South American Earth Sciences, Vlo. 15. Issue 7, January 2003. Pages 815-821.

Meschede, M., Wolfgang F., (1998): A plate-tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean Plate. Tectonophysics 296. pag. 269-291.

Naranjo, J.(2003). Estudio de las Manifestaciones Hidrotermales en el sector de la Quebrada la Trampa, Municipio de Guavatá, Dpto. de Santander. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga- Colombia.

Oliver, N. H. S., (1996): Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. J. Metamorphic Geology. 14. Pag. 477-492.

Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J., (1996): Microtectonics. Springer, Berlin. 289 pag.

Powell, C. McA., (1979): A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*. 58. Pag. 21-34.

Ramsay, J. G., Huber, M. I., (1983): The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain analysis. Academic Press London. 307 pag.

Rollinson, H. (1993). Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited. 350p.

Romero, F., et al. (2000). Geoquímica del Rubidio-Estroncio y edad de las Esmeraldas Colombianas. *Geología Colombiana*, Vol 25, Pp 221-239. Bogotá.

Royero, José y Clavijo, Jairo. (2000). Memoria explicativa del mapa geológico del departamento de Santander, escala 1:400000. Bucaramanga-Colombia.

Rumble, D. III., (1994): Water circulation in metamorphism. *J. of Geophysical Research*. Vol. 99. No. B8. Pag. 15.499-15.502.

Sarmiento, L. F., (2001) Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Ecopetrol Vrije Universiteit Amsterdam*. Colombia. 295 p.

Segonzac, Dunoyer de. (1970). The Transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: A review. *Sedimentology*, 15 p. 281-346. Amsterdam- Netherlands.

Schramm, J.M., (1978): Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Oesterreich). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 8. Pag. 101-111.

Sibson, R. H., Moor, J. McM., Rankin, A. H., (1975): Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. JI geol. Soc. London. Vol. 131. Pag. 653-659.

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., (2000) Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). Tectonics, Vol. 19 N°5. pp. 787-813.

Taylor, S.R, and McLennan, S.M., 1984. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications. Victoria Australia. 312 p.p.

Tejero, R., Martín Patino, M. T., (1988-89): La esquistosidad en las pizarras: un estudio al SEM. UCM (ed). Rev. de Materiales y Pro. Geolg. No. 6. Pag. 157-167. Madrid.

Téllez, I. N. A., Gómez, P. J. A., Cedeño, E. D., Arce, M., (1980) Informe Final del Proyecto 'Exploración geoquímica de la Región Cuprífera de Bolívar- Provincia de Vélez, Dpto. de Santander'. UIS eds. 77 p.

Thompson, A. B., (1970): A note on the Kaolinite-pyrophyllite equilibrium. American Journal of Science. 268. Pag. 454-458.

Turner, F. J. (1981) Metamorphic petrology-Mineralogical, Field, and tectonoc aspects, 2nd edn., McGraw-Hill, N.Y.

Ulloa y Rodríguez (1978) Mapa geológico y Memoria explicativa Plancha 170. Ingeominas. Bogotá.

Verplanck P., et al. (2001). Overview of Rare Earth Element Investigations in Acid Waters of U.S. Geological Survey, Abandoned Mine Lands Watersheds.  
Villamil T., (1999): Campanian-Miocene tectonostratigraphy, deconcenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecolog.* 153. pp. 239-275.

Walther, J. V., (1990): Fluid dynamics during progressive regional metamorphism, in: *The role of fluids in crustal processes*, editado por J. D. Bredehoft y D. L. Norton. National Academy of Sciences, Washington. Pag. 64-71.

\_\_\_\_\_, Orville, P. M., (1982): Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* Vol. 79. Pag. 252-257.

\_\_\_\_\_, Wood, B. J., (1984): Rate and mechanism in prograde metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* Vol. 88. Pag. 246-259.

Ward, W. et al. (1973). Geología del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Santander y Norte de Santander. *Boletín Geológico de Ingeominas*, volumen 21, No. 1-3 p 1-32. Bogotá – Colombia.

Weaver, (1960). Possible Uses of Clay Minerals in search for Oil. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 44: 1505-1518.

Weber, K., (1982): Microfabric of slates from Rheinische Schiefergebirge: Without syntectonic recrystallization. In: *Atlas of deformational and*

Metamorphic rocks fabrics. Borradaile, G. J., Bayly, M. B., Powell, Mc. A. (eds). Pag. 136-137.

Woodland, B. G., (1982): Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, Eastern Pennsylvania. *Tectonophysics*. 82. Pag. 89-124.

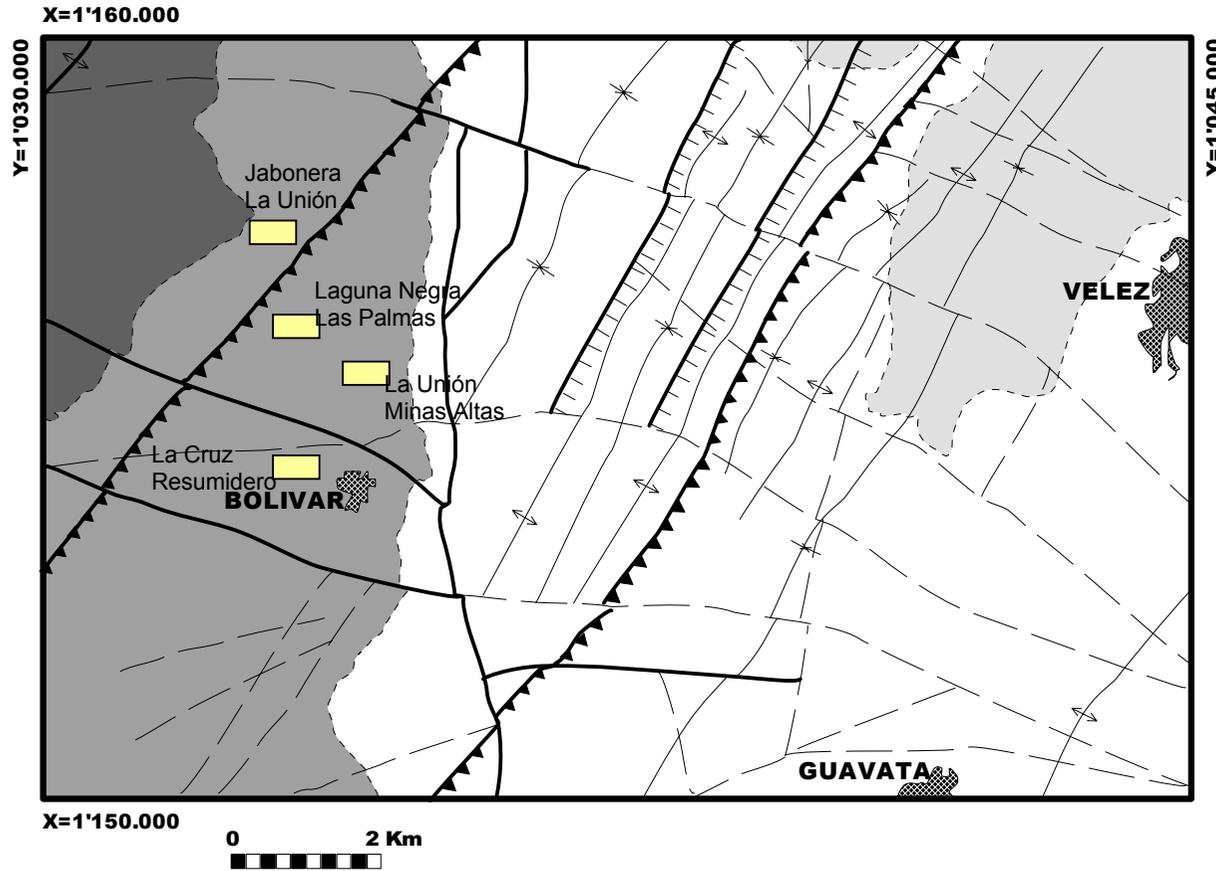
Yang, C., Hesse, R., (1991): Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in the overthrust belt, External Domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals* 26. pag. 211-231.

Yarley, B. W. D., (1986): Fluid migration and veining in the Connemara Schists, Ireland. In: *Fluid-Rock interactions During Metamorphism* (eds Walther, J. V. & Wood, B. J.). Pag. 109-131. Springer, New Cork

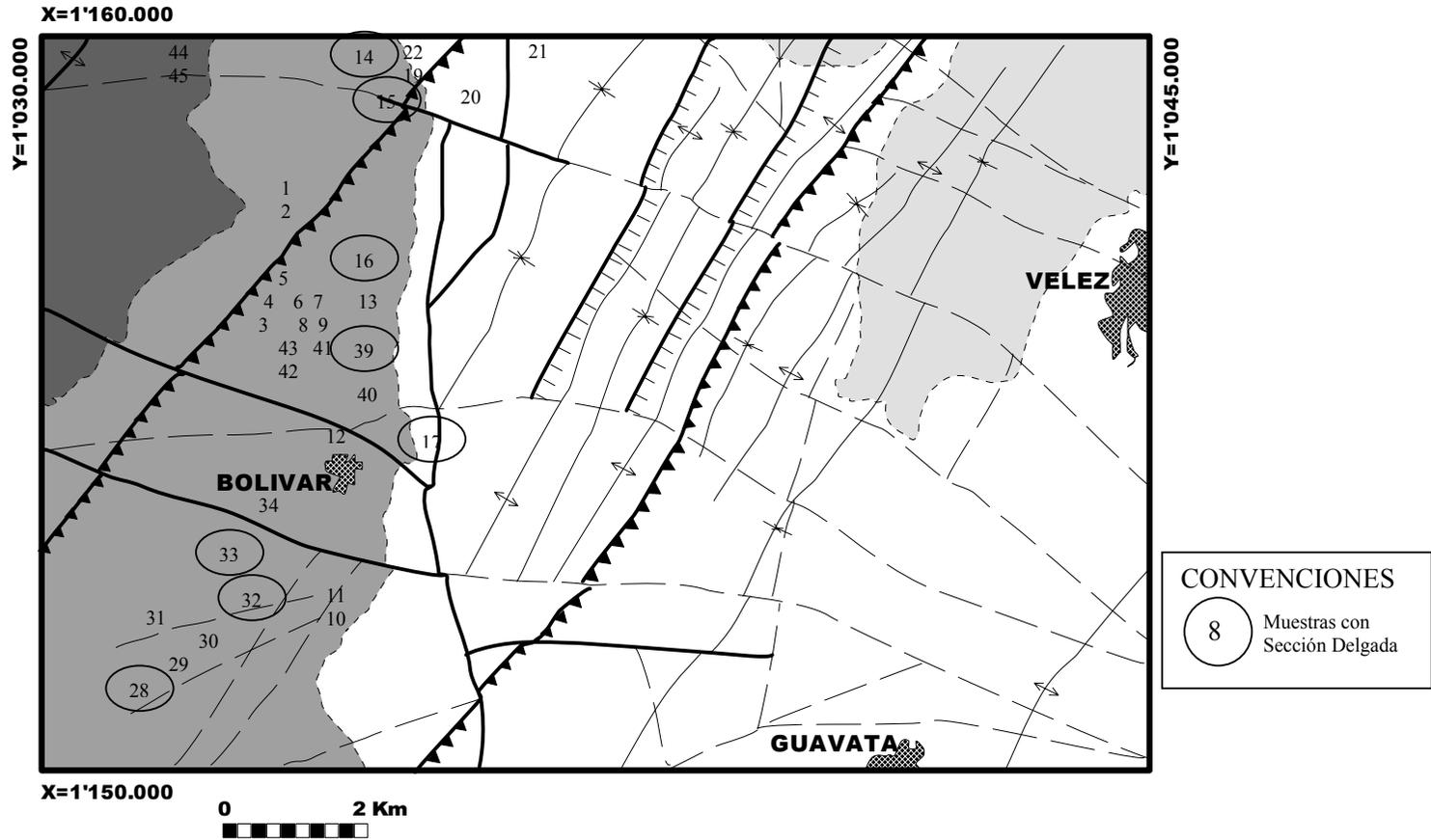
Zegonzac, D. (1970): The Transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: A review. *Sedimentology*, 15 p. 281-346. Amsterdam- Netherlands.

# **ANEXOS**

### ANEXO C. Mapa de Localización de Columnas Estratigráficas

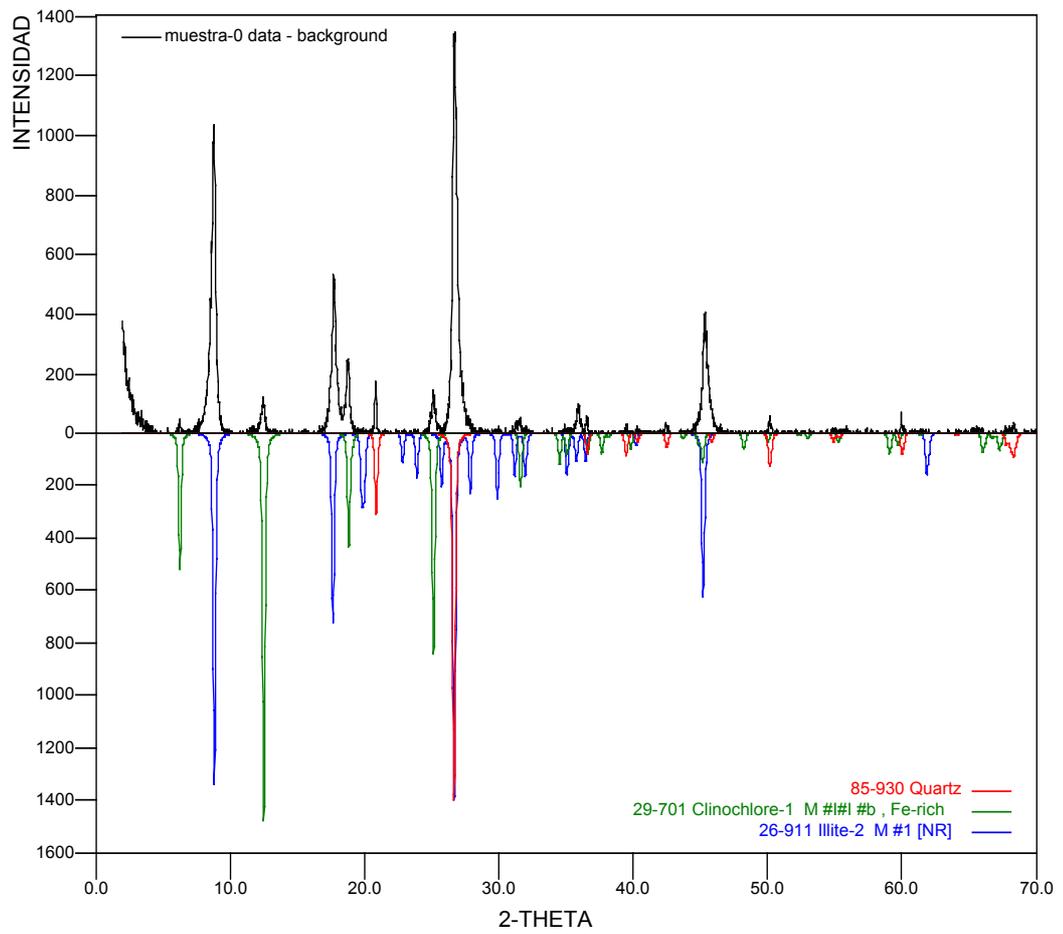


### ANEXO D. Mapa de Ubicación de Muestras de Campo

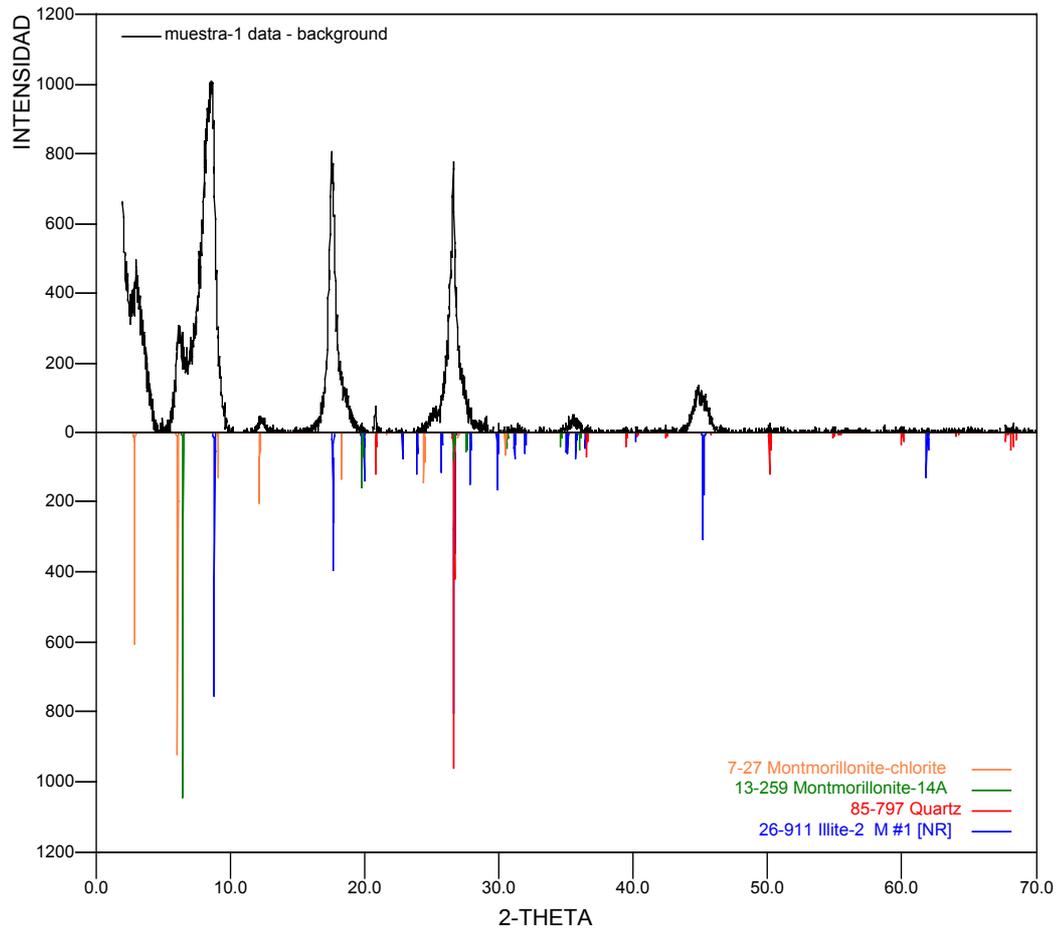


## ANEXO E. Difractogramas de Cristalinidad de Illitas

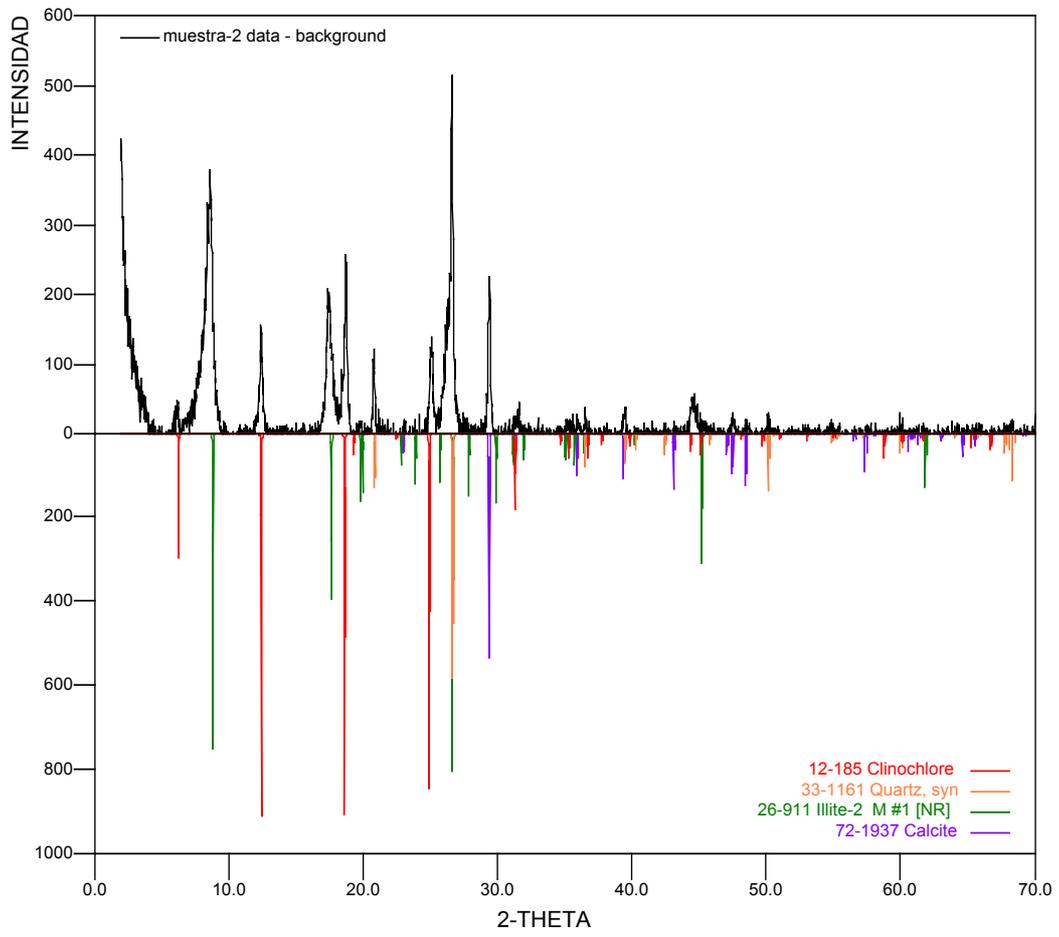
### MUESTRA 0



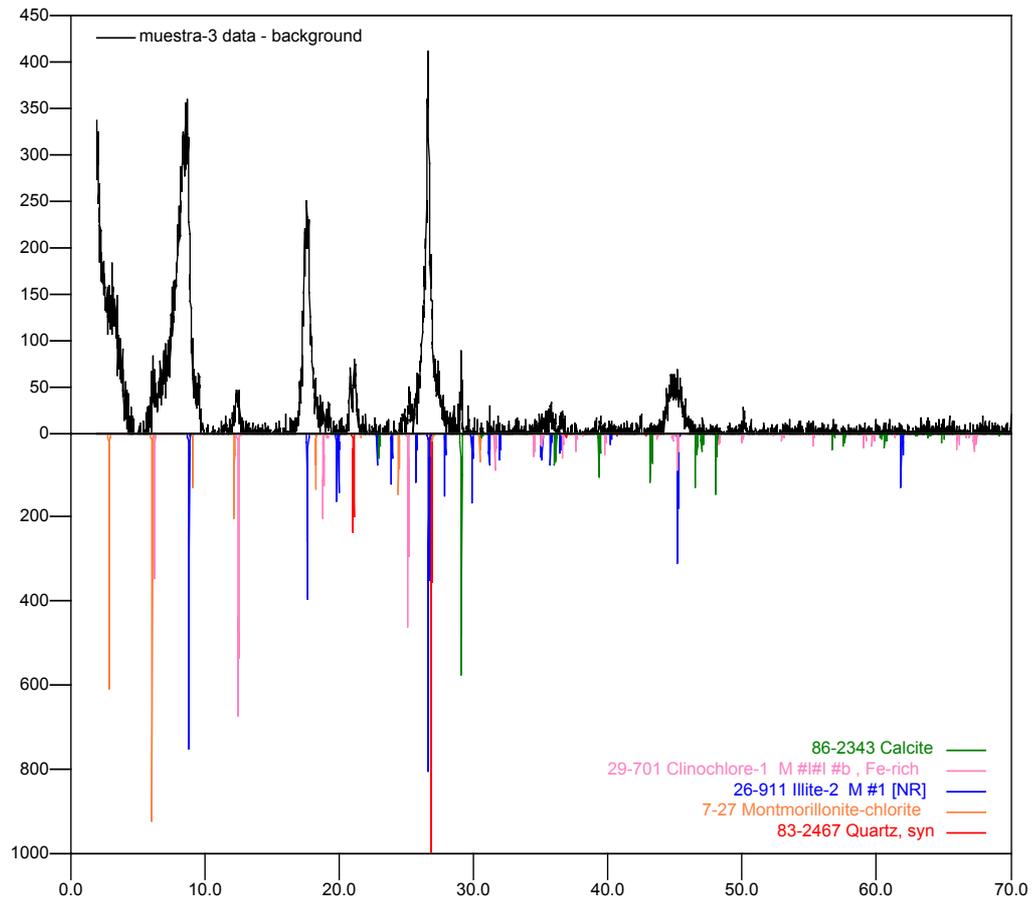
# MUESTRA 1



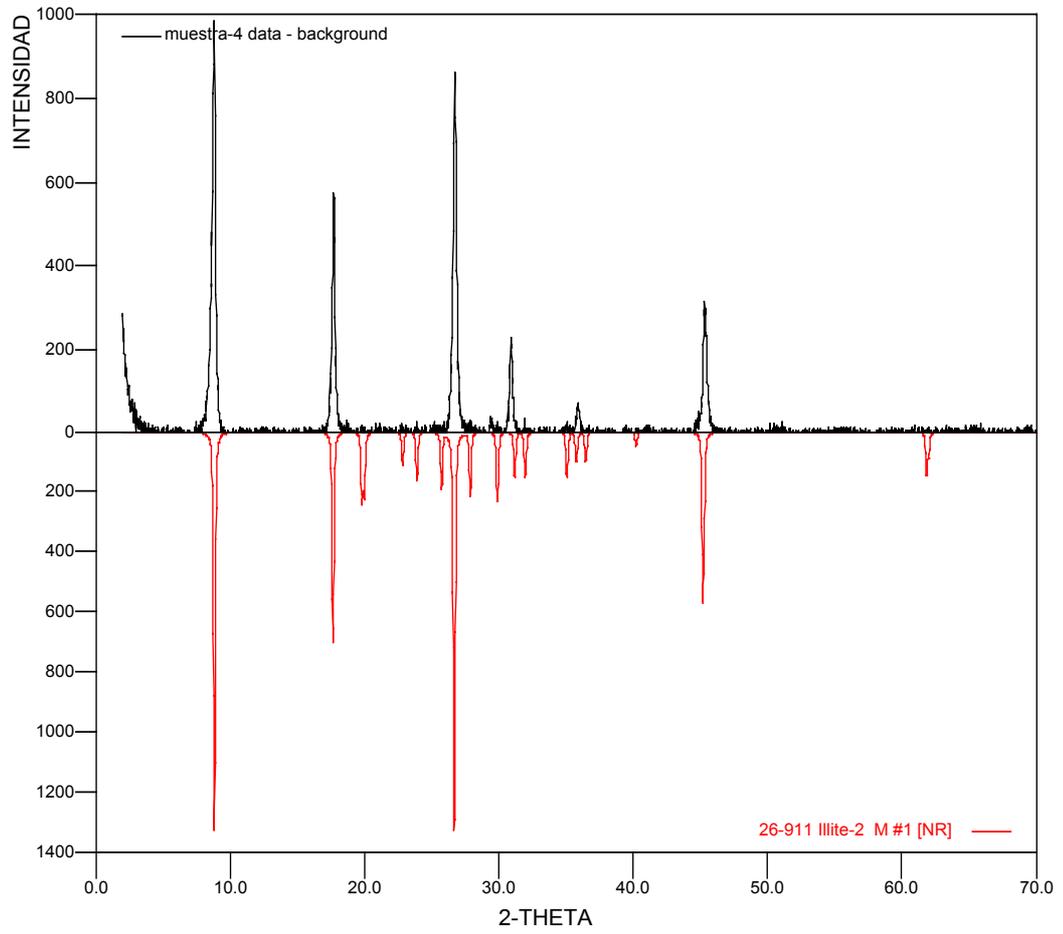
# MUESTRA 2



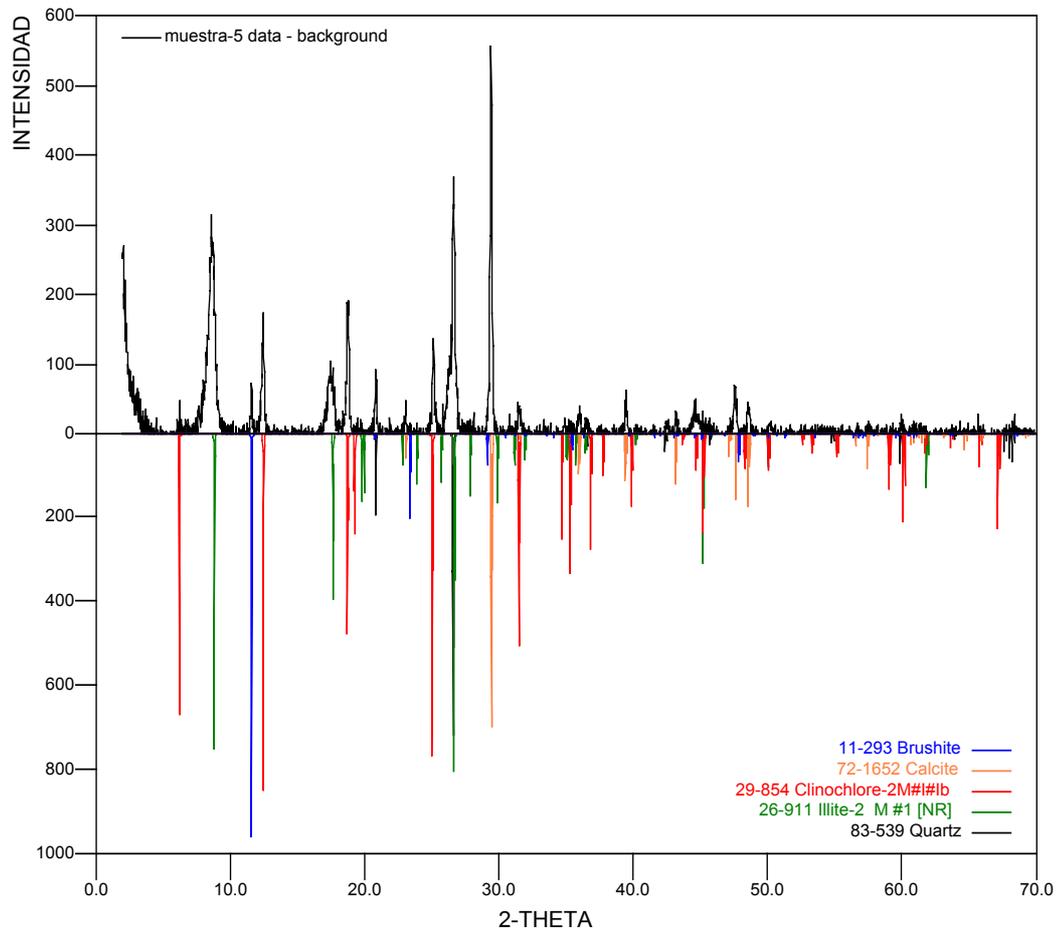
# MUESTRA 3



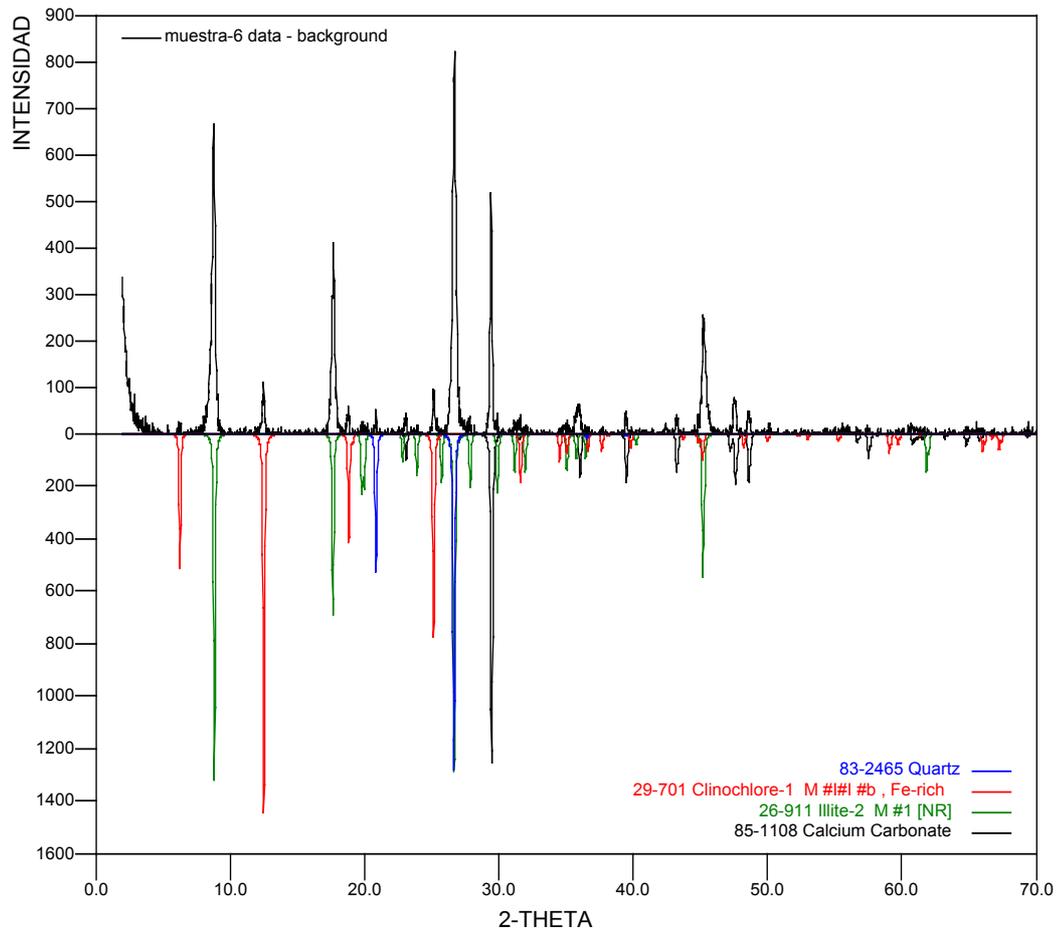
# MUESTRA 4



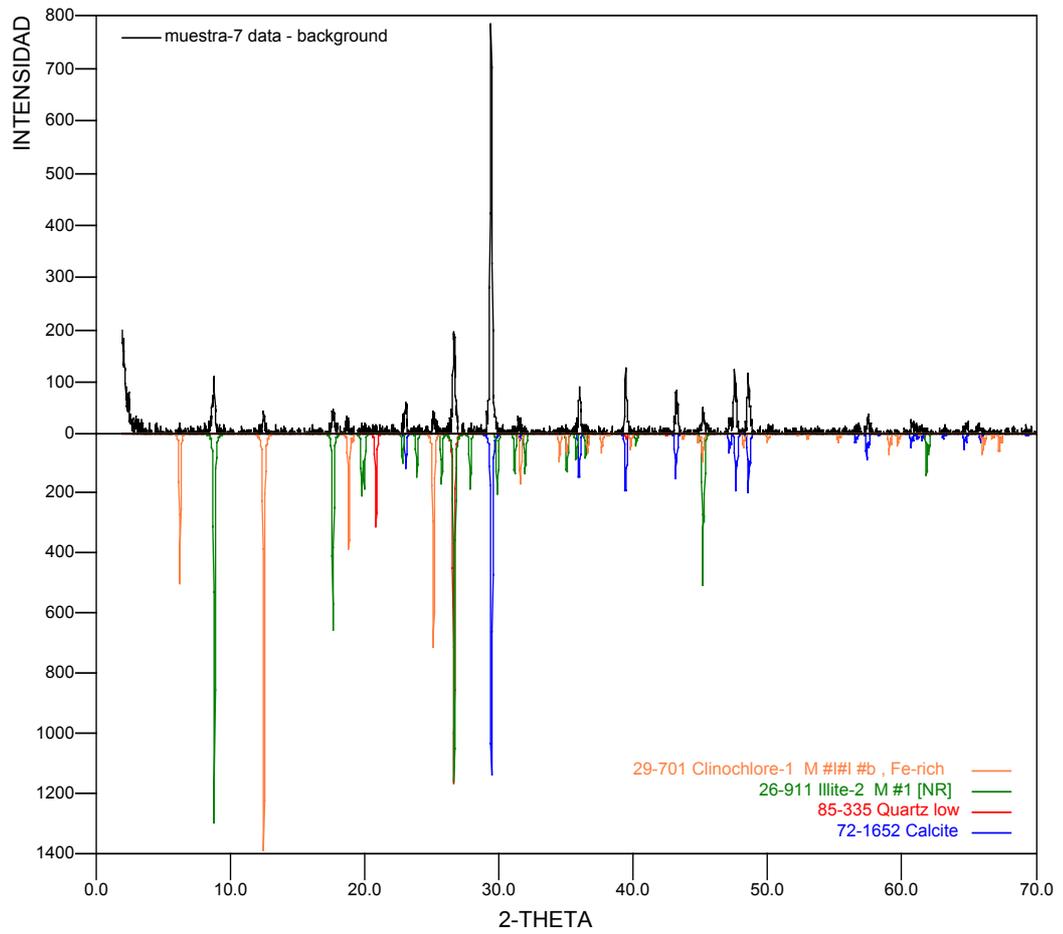
# MUESTRA 5



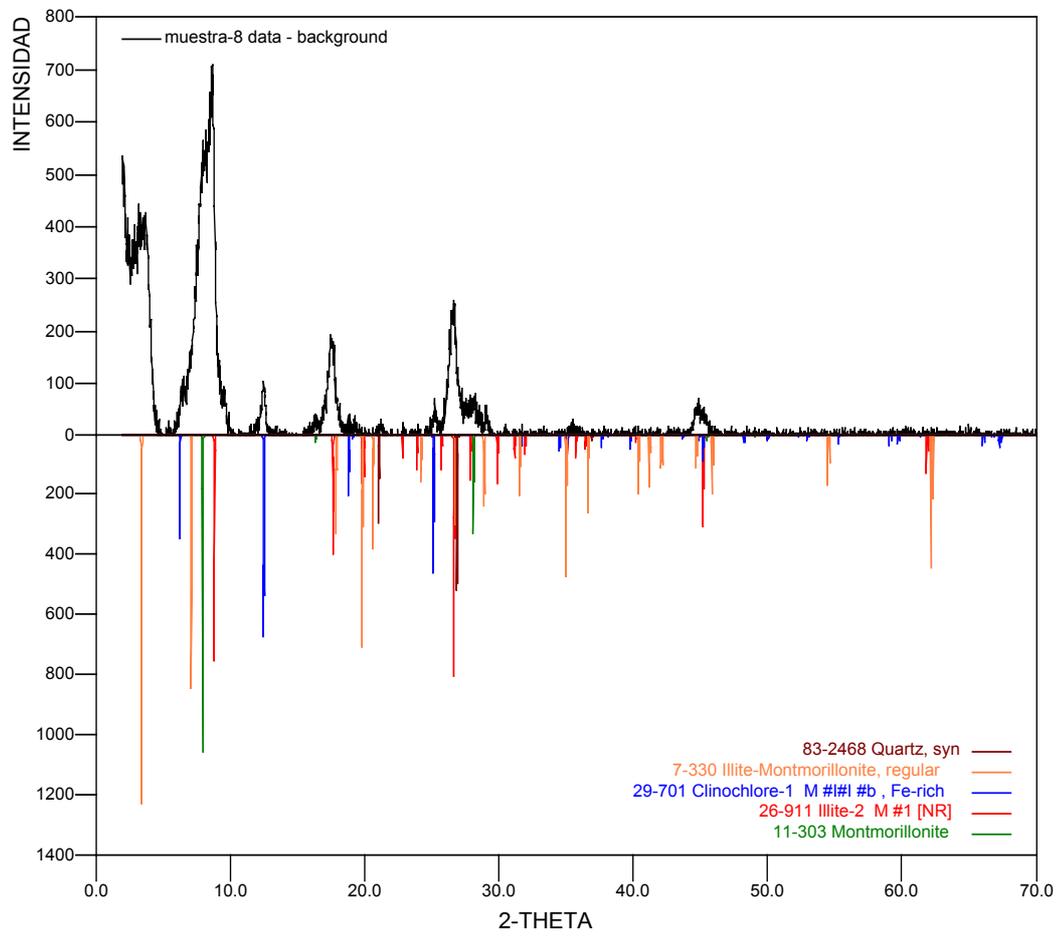
# MUESTRA 6



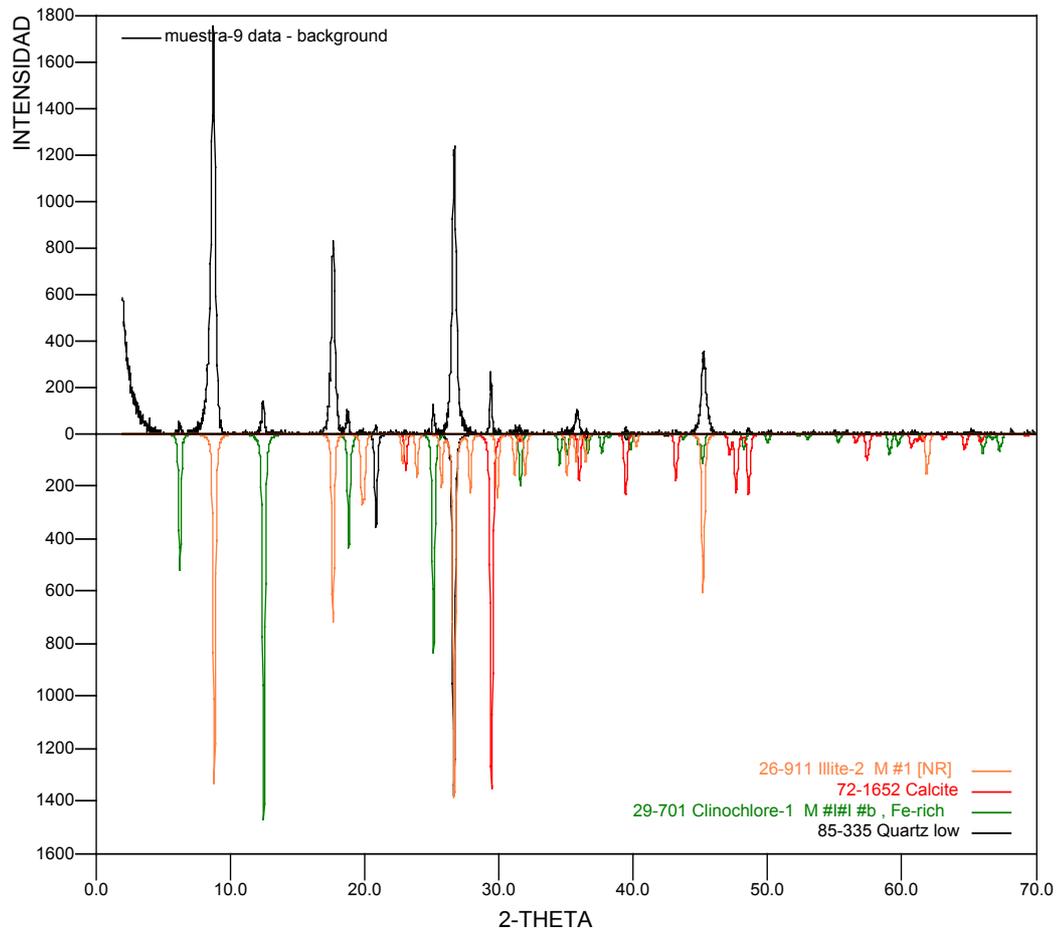
# MUESTRA 7



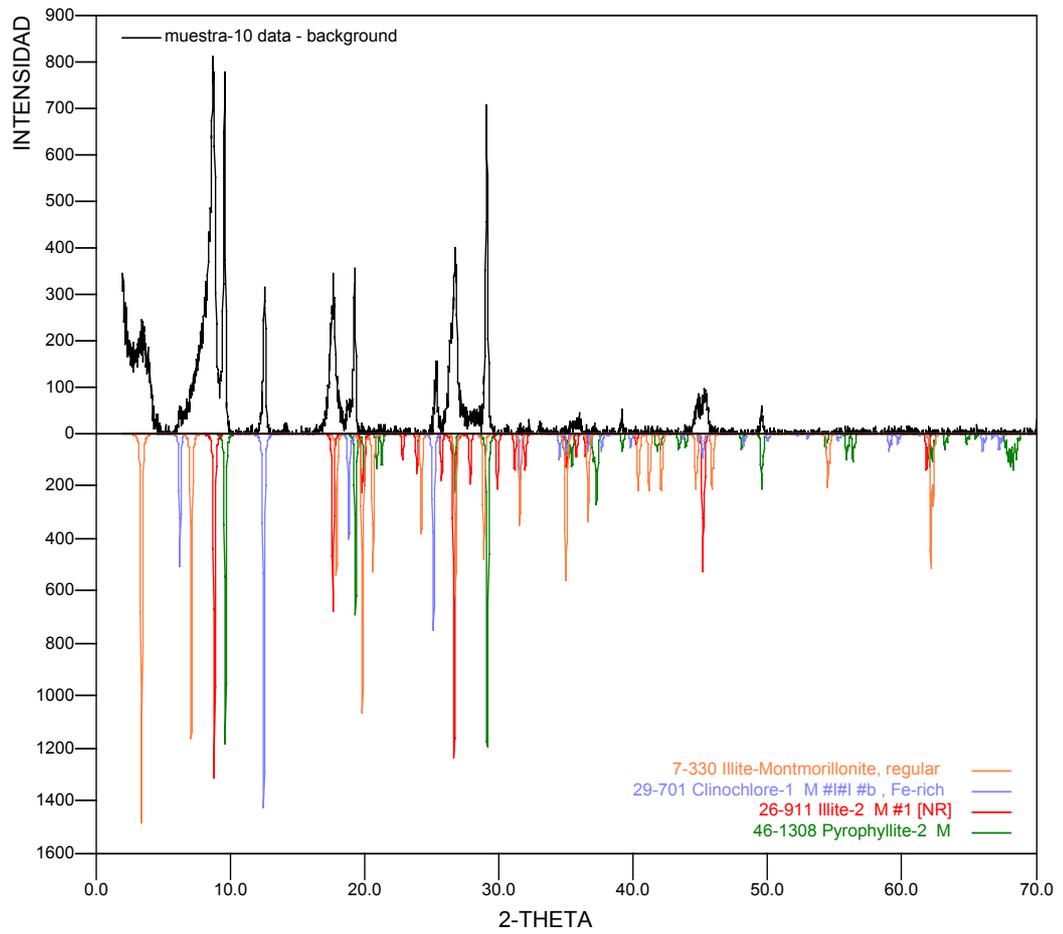
# MUESTRA 8



# MUESTRA 9



# MUESTRA 10



MUESTRA 11

