

**ANÁLISIS MICROTECTÓNICO Y MORFOESTRUCTURAL DE LA FALLA DE  
BUCARAMANGA EN EL MUNICIPIO DE CEPITÁ, SANTANDER.  
MODALIDAD TRABAJO DE INVESTIGACIÓN**

**NICOLÁS VILLAMIZAR ESCALANTE**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2014**

**ANÁLISIS MICROTECTÓNICO Y MORFOESTRUCTURAL DE LA FALLA DE  
BUCARAMANGA EN EL MUNICIPIO DE CEPITÁ, SANTANDER.**

**NICOLÁS VILLAMIZAR ESCALANTE 2092318**

**TRABAJO DE GRADA COMO REQUISITO PARA OPTAR AL TÍTULO DE  
GEOLOGO**

**DIRECTOR:  
MSC. FRANCISCO VELANDIA PATIÑO**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2014**

## CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	17
1. OBJETIVOS.....	19
1.1 OBJETIVO GENERAL:.....	19
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS: .....	19
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	20
3. JUSTIFICACIÓN.....	21
4. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA .....	23
5. MARCO TEÓRICO .....	24
5.1 FALLAMIENTO EN RUMBO .....	24
5.1.1 Desarrollo y anatomía de las fallas de rumbo .....	26
5.1.2 Flexión de Falla (FAULT BENDS).....	29
5.1.3 Transpresión y transtensión. ....	34
5.2 FASES DE DEFORMACIÓN.....	35
5.2.1 Estableciendo y determinando las fases deformativas .....	35
6. MARCO GEOLÓGICO .....	40
7. ANTECEDENTES DEL ÁREA ESTUDIO .....	45
8. METODOLOGÍA .....	53
9. CRONOGRAMA DE ACTIVIDADES.....	56

10. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO.....	57
10.1 FOTOINTERPRETACIÓN.....	57
10.2 CARTOGRAFÍA MORFOESTRUCTURAL.....	59
10.2.1 Tramo I.....	59
10.2.2 Tramo II.....	65
10.2.3 Tramo III.....	67
11. DISCUSIÓN Y RESULTADOS.....	69
12. LITOLOGÍA.....	73
13. ANÁLISIS MESO Y MICROTTECTÓNICO.....	75
13.1 MESO ESTRUCTURAS.....	75
13.2 MICROTTECTÓNICA.....	93
13.2.1 Descripción de secciones delgadas.....	96
13.2.2 Determinación del tensor de esfuerzos a partir del análisis de estrías de falla.....	126
13.3 DISCUSIÓN Y RESULTADOS.....	129
14. CONCLUSIONES.....	133
BIBLIOGRAFÍA.....	134
ANEXOS.....	142

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. El área de estudio se encuentra dentro de las coordenadas con origen Bogotá. E:1116593 a E:1130771 y N:1247420 a N:1231559. Marco geológico regional del norte de Suramérica..... 23
- Figura 2. Se observa el desplazamiento sinistral de la falla de rumbo, la cual no muestra ningún desplazamiento vertical. Estas estructuras pueden por consiguiente ser difíciles de identificar en datos sísmicos. a) capas horizontales, b) capas inclinadas. .... 25
- Figura 3. Modelo físico con dos bloques de madera debajo de capas de arcilla. Nótese la geometría de las fracturas R y el crecimiento hacia arriba de la zona de cizalla..... 26
- Figura 4. Estructuras formadas por movimiento dextral. (a) modelo Riedel donde R y R' son riedels sintéticos y antitéticos respectivamente. Las fracturas P son secundarias y conectan las superficies R y R'.  $\phi$  es el ángulo de fricción interna. (b) otras estructuras a pequeña escala que se pueden formar a lo largo que la zona de falla. (c) estructuras a gran escala.... 27
- Figura 5. Pliegue formado por movimientos de rumbo en una amplia zona de deformación donde la estratificación es horizontal. Nótese que los trazos del eje axial de los pliegues forman un ángulo agudo con la zona de cizalla..... 28
- Figura 6. Dúplex extensional (transtensión) y dúplex compresional (Transpresión) desarrollados a lo largo de un sistema de fallas de rumbo..... 30
- Figura 7. Rasgos tectónicos asociados con strike-slip restraining and releasing bends. .... 30
- Figura 8. Ilustración vista en planta que muestra la evolución experimental de una zona de Fallamiento en rumbo. Paquete de arena de 10cm de espesor; no se aplicó ningún esfuerzo pre existente..... 32
- Figura 9. Formación de lentes generando un patrón anastomosado. .... 32

Figura 10. Configuración principales de las estructuras en flor (a) negativa y (b) positiva.....	34
Figura 11. Modelo de transpresión y transtensión. Tomado de Fossen 2010.....	35
Figura 12. Diagrama P-T-t a. Muestra el diagrama con un camino el las manecillas del reloj, representando un único ciclo metamórfico. b. El P-T-t más complejo mostrando dos ciclos metamórficos que pueden estar superpuestos. ....	39
Figura 13. Modelos del Sistema de fallas de Bucaramanga–Santa marta a. Modelo de Boinet <i>et al.</i> , 1989. b. Modelo de Ujueta, 2003. ....	41
Figura 14. Mapa geológico unificado (en el recuadro rojo la localización de la zona de estudio).....	44
Figura 15. Crecimiento de minerales metamórficos de la transecta CSM con respecto a la historia deformativa. Las barras representan la cristalización mineral más importante. ....	46
Figura 16. Curva P-T seguida por la roca metamórfica en la zona central del Macizo de Santander.....	47
Figura 17. Neis cuarzo feldespático biotítico con apatito (área de cepita). ....	48
Figura 18. Grilla petrogenética para metapelitas del sistema KFMÁSH.....	49
Figura 19. Esquema del mecanismo de deformación al que responde el Sistema de Fallas Bucaramanga tanto en superficie como en profundidad, donde se aprecian las foliaciones $S_1$ $S_2$ $S_3$ que definen la cizalla simple y su rotación antihoraria, además de su clara coherencia con el modelo teórico. ....	50
Figura 20. Tensor de esfuerzos resultante del análisis de la deformación frágil del bloque analizado – Planos de cizalla con estrías –. A. Diedros rectos como contornos. B. Diedros rectos como Beach Ball.....	52
Figura 21. Método para obtener una muestra orientada del afloramiento y una sección delgada de la muestra. Las muestras para un estudio estructural deben estar orientadas.....	54
Figura 22. Toma de muestras en campo para análisis microtectónico.....	54

Figura 23. Interpretación de las fotografías aéreas, con sus trazos y morfoestructuras.....	58
Figura 27. Remanentes de abanicos aluviales localizados en la parte baja de la Quebrada Las Pavas y presentan paleocauces. ....	64
Figura 28. Subtramo C, lomo de presión de gran extensión y la continuación del trazo principal de la falla de Bucaramanga. ....	64
Figura 29. falla del rio Perchiquez con la presencia de facetas triangúales sobre la ladera izquierda aguas arriba y bermas de falla. ....	65
Figura 31. Modelo de formación donde se observa el trazo de la falla de Bucaramanga y el trazo antitético R', generando el gancho de flexión. Imagen de Google earth.....	67
Figura 33. Mapa morfoestructural para la zona estudio.....	71
Figura 34. Modelo experimental evolutivo de una falla de rumbo, sin la actuación de esfuerzos anteriores. Modificado de Naylor <i>et al.</i> , 1986.....	72
Figura 35. Estación NVE 02. a) afloramiento sin interpretación, b) estructura de bandas tipo Kink conjugadas además del establecimiento del eje de máximo acortamiento y el desarrollo del clivaje debido al desarrollo de la estructura (S3). ....	76
Figura 36. Características geométricas de bandas Kink contraccionales (A) y extensionales (B).....	77
Figura 37. Diferencias en el campo de esfuerzos con A pliegues únicos kink contraccionales y B pliegues kink conjugados contraccionales. ....	78
Figura 38. Desarrollo progresivo de las bandas kink conjugadas. ....	78
Figura 39. Desarrollo de pliegues kink en gran parte de la estación 4. a) afloramiento sin interpretación, b) pliegue kink interpretado. ....	79
Figura 40. Proyección estereográfica de los ejes de las kink bands y el resultado eje de máximo acortamiento representado en azul. Usando OSXStereoner (2.1). ....	79
Figura 41. a) Afloramiento sin interpretar, b) Presencia de clivaje tectónico siendo desplazados por una falla de manera dextral. ....	80

Figura 42. Boudines asimétricos formados en régimen dúctil mostrando una cinemática Dextral. ....	81
Figura 43. Generación de boudines a distintos regímenes deformativos, los boudines asimétricos pueden indicar deformación no- coaxial. ....	82
Figura 44. Presencia de dique fallado de manera dextral.....	83
Figura 45. Zona de falla de gran extensión (orientación 5°). ....	84
Figura 46. Vena de Cuarzo, calcita y Óxidos con textura crustiforme (diente de perro), indicando recristalización a poca profundidad. ....	84
Figura 47. Pliegues asimétricos y pliegues ptigmáticos al tope. formación del clivaje S2. ....	85
Figura 48. Pliegue isoclinales, generación del clivaje S2 y el plegamiento de la foliación S1 ....	86
Figura 49. Plano de falla con componente inverso, en rojo se evidencia la falla inversa que desplaza el dique andesítico en la parte superior. ....	87
Figura 50. Pliegue contraccional tipo kink.....	88
Figura 51. Enclaves alargados .....	89
Figura 52. Bloque rodado con la presencia de varios eventos deformativos .....	90
Figura 53. Estructura S-C estableciendo una cinemática sinistral (Formación Silgará). ....	91
Figura 54. Pliegues isoclinales, generando el clivaje S3. ....	92
Figura 55. Porfiroclasto deformado estructura delta ( $\delta$ ) y fracturas, ambas concordantes con la cinemática sinistral. ....	93
Figura 56. Esquema de configuración de las estructuras S-C y S-C'.....	95
Figura 57. Principales microestructuras de deformación utilizadas como indicadores cinemáticos en una zona de cizalla.....	96
Figura 58. Ubicación espacial y cinemática de la muestras NVE 02.....	98
Figura 59. Muestra NVE 02, cuarcita. Se evidencia la foliación S1 además de la cinemática sinistral evidenciada por la banda de cuarzo deformada. .	99
Figura 60. Sección NVE 02 cuarcita aumento (5x). a). Estructura S-C' (PP), Recuadro fabrica S-C', cinemática dextral. b). Estructura S-C' en (NX),	

c). Mica fish cinemática dextral (PP), d) Mica fish cinemática dextral clorita (NX), e) granate fracturado en dos direcciones preferenciales (PP), f) granate fracturado en dos direcciones preferenciales (NX). 100	
Figura 61. aumento 5x. a). Estructura tipo “Kink” asimétrica (PP), b). Estructura tipo “Kink” asimétrica (NX).....	101
Figura 62. diagrama esquemático mostrando el desarrollo de banda de clivaje tipo C’. La banda de cizalla puede desarrollarse teóricamente en dos direcciones, pero solo una, a un pequeño Angulo respecto a la foliación, se realiza. ....	102
Figura 63. Las siguientes imágenes se encuentran con aumento 5X. a) recristalización dinámica tipo Subgrain Rotation (PP), b) recristalización dinámica tipo Subgrain Rotation (NX), c) estructuras S-C’ estableciendo una cinemática dextral (PP), Recuadro fabrica S-C’, cinemática dextral. d) estructuras S-C’ estableciendo una cinemática dextral.....	104
Figura 64. los tres tipos principales de recristalización dinámica en un policristal. .....	105
Figura 65. Avance de la recristalización dinámica SGR a lo largo del tiempo.. ..	105
Figura 66. Dique andesítico foliado con aumento 5x. a) desarrollo de deflexión de la foliación S1 (PP), b) desarrollo de deflexión de la foliación S1 (NX). Recuadro estructura deflexión de la foliación. ....	107
Figura 67. Cizallas tipo riedel mostrando cinemática sinistral, aumento 5x. a) Cizallas tipo riedel (PP), b) . Cizallas tipo riedel (NX), Recuadro cizallas tipo “ <i>Riedel</i> ” (cizallas R, R’, P, Y y T. ....	108
Figura 68. Desarrollo de estructura tipo ‘V’ pull-apart, aumento 5X. c) Recuadro microestructura tipo ‘V’ pull-apart (NX), cinemática sinistral. ....	109
Figura 69. Porfiroblasto sin-tectónico aumento 5x.....	110
Figura 70. Representación esquemática de el crecimiento de los porfiroblastos pre-, inter-, sin- y post-tectónicos.. ..	111
Figura 71. a y b) Recristalización dinámica en cuarzo (PP) y (NX) con aumento 5x, c y d) vena en crecimiento uniaxial (PP) y (NX) con aumento 10x..	112

Figura 72. Modelo del crecimiento de una vena unitaxial a través del tiempo..	113
Figura 73. a y b) plegamiento en las maclas de la plagioclasa estructuras ‘kinking’ (PP) y (NX), aumento 5x. c y d) venas de epidota. kinking’ (PP) y (NX), aumento 5x.	114
Figura 74. a - b) clivaje de crenulación en biotitas (PP) y (NX), aumento de 5x.	115
Figura 75. a- b) clivaje de crenulación en los esquistos del Silgará (PP) y (NX), Aumento 5x.	116
Figura 76. a-b) plegamiento de la foliación S1 (PP) y (NX), aumento 5x. c-d) presencia de la fabrica S-C’ con cinemática dextral (PP) y (NX), aumento 5x.	117
Figura 77. a-b) conjunto de minerales (poliminerales) de muscovita generando una estructura sigma, aumento 5x. c-d) la estructura ‘mineral fish’ de plagioclasa, aumento 5x.	118
Figura 78. a-b) porfiroblasto sin-tectónico con cinemática dextral, aumento 5x. c-d) estructura flanking fold positiva, aumento 5x.	119
Figura 79. a) Diagrama ilustrativo del crecimiento del porfiroblasto y las inclusiones generadas en distintos tipos de matriz. La deformación posterior puede afectar la matriz pero la estructuras incluidas no van a cambiar si el porfiroblasto permanece sin deformar. b) terminología usada para los porfiroblastos.	120
Figura 80. tres formás alternativas para el desarrollo de estructuras de deflexión de pliegues. Tomado de Passchier and Trouw, 2005.	120
Figura 81. Representación esquemática de la estructura Flanking fold en la foliación alrededor de una vena o falla.	121
Figura 82. a-b) estructura milonita augen con la presencia de varios ‘mineral fish’, aumento 5x. c-d) porfiroclasto de plagioclasa como ‘mineral fish’, aumento 10x. e-f) se observa un mineral de plagioclasa fracturado, aumento 20x.	123

Figura 83. a-b) Fabrica S-C evidenciando una cinemática dextral, aumento 5x. c-d) Fabrica S-C evidenciando una cinemática dextral, aumento 5x. recuadros.....	124
Figura 84. a-b-c-d) Porfiroblasto de granate con la presencia de sombras de presión, aumento 5x. ....	126
Figura 85. Calculo NDA de estrías de falla generando un balón de playa. ....	127
Figura 86. Calculo Dihedra de estrías de falla .....	128

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Cronograma de actividades.....	56
---	----

## LISTA ANEXOS

Anexo A. Datos estructurales .....	142
Anexo B. Mapa de muestras .....	142

## RESUMEN

### TÍTULO:

ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO Y MORFOESTRUCTURAL DE LA FALLA DE BUCARAMANGA EN EL MUNICIPIO DE CEPITÁ, SANTANDER.\*

### AUTORES:

NICOLÁS VILLAMIZAR ESCALANTE\*\*

### PALABRAS CLAVE:

FALLA DE RUMBO, FALLA DE BUCARAMANGA, MICROTTECTONICA, MORFOESTRUCTURAS.

### DESCRIPCION

La falla de Bucaramanga es una estructura de gran magnitud y extensión predominante en la topografía colombiana y de poco estudio a su vez. en el presente estudio se puede establecer que es una falla bastante evolucionada con una complejidad morfológica bastante distinguible, observándose en gran parte de su extensión sur morfoestructuras tales como lomos de presión, ganchos de falla y lomos de obturación conformando un patrón lineal, pudiéndose observar una geometría anastomosada configurando un patrón de lentes alargados cizallados, indicando que esta es una estructura en un estado bastante evolucionado preservando su cinemática sinistral.

A su vez en su análisis microtectónico y mesoestructural se pudo observar gran parte de la deformación progresiva a la que fue sometida la zona de cizalla la falla de Bucaramanga producto de su mismo desplazamiento. Observado desde un estado inicial dúctil, evidenciado por distintas estructuras e indicadores cinemáticos tales como estructuras S-C, S-C', mineral fish, estructuras delta y mesoestructuras tales como bandas kink, pliegues isoclinales y pliegues asimétricos; Que se generaron durante en esta fase deformativa hasta un estado frágil caracterizado por cizalla tipo ríedel y venas, a través de las cuales se establecieron cinco eventos deformativos evidenciados en la zona estudio, siendo los dos últimos característicos de la deformación progresiva producto del desplazamiento de la falla de Bucaramanga.

\* Proyecto de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño.

## ABSTRACT

**TITLE:**

MICROTECTONIC AND MORFOSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE BUCARAMANGA FAULT IN THE CEPITÁ VILLAGE, SANTANDER.\*

**AUTHORS:**

NICOLAS VILLAMIZAR ESCALANTE\*\*

**KEYWORDS:**

Strike fault, Bucaramanga fault, Microtectonic, Morphostructures.

### DESCRIPTION

The Bucaramanga fault is a structure of great magnitude and extension predominant in the Colombian topography and the little study in turn. In this study we can establish that the Bucaramanga fault is an evolved structure with a morphological complexity observed in much of the south part of the fault with different morphostructures such as pressure ridges forming a linear pattern, being able to observe an anastomosed geometry setting a pattern of elongated lenses sheared, indicating that this is a structure in an advanced state preserving the sinistral kinematic.

In turn in the microtectonic and mesostructural analysis we observed much of the progressive deformation to which the rock was subjected in the Bucaramanga fault shear zone product of the same displacement. Observing the progressive deformation from a ductile initial state, evidenced by different structures and kinematic indicators such as SC structures, S-C', mineral fish, delta structures and mesostructures such as kink bands, isoclinal and asymmetric folds; Generated during this deformational phase to a fragile state characterized by type Riedel shears and veins, of which five deformational events can be evidenced in the study area, being the last two states characteristic of the progressive deformation product of the displacement of the Bucaramanga fault.

\* Graduation Project

\*\* Faculty of Engineering and Physical Chemistry. School of Geology. Director: Francisco Alberto Patiño Velandia.

## INTRODUCCIÓN

Dentro de la geología colombiana una de las estructuras más destacadas y de mayor extensión es el sistema de fallas de Bucaramanga, una estructura que se divide en tres sectores. El primero en la parte norte, llamada Falla de Santa Marta, que constituye el límite de la Sierra Nevada de Santa Marta; el segundo sector comprendido entre el municipio de Bosconia y el municipio de Curumaní, conocido como Falla de Algarrobo, y por último la estructura comprendida entre el municipio de Curumaní y aproximadamente el corregimiento de Ricaurte en el municipio de San Joaquín, conocida como la Falla de Bucaramanga (Tomado de Cuéllar-Cárdenas, *et al.*, 2012), ésta última es la estructura de interés cubriendo una distancia aproximada de 300 km. La estructura es una falla de rumbo sinistral (Campbell, 1965; Boinet *et al.*, 1989), con el bloque oriental levantado y siendo el límite occidental del Macizo de Santander, que está compuesto predominantemente de rocas cristalinas ígneo-metamórficas de edad Precámbrico y Paleozoico con menores cantidades de rocas sedimentarias del Triásico, Jurásico y Terciario. El bloque occidental, hundido, está compuesto de rocas sedimentarias de edad Jurásico y Cretácico.

Este trabajo de investigación se centra en el estudio de la falla de Bucaramanga en el sector cerca al municipio de Cepitá (Figura 1), y pretende generar conocimiento adicional en la interpretación de las estructuras o morfoestructuras asociadas con la falla de Bucaramanga, y a la vez intenta dar explicación a la deformación del basamento metamórfico aflorante, con la ayuda de la interpretación de meso y microestructuras.

## **1. OBJETIVOS**

### **1.1 OBJETIVO GENERAL:**

Realizar un estudio microtectónico y un análisis morfoestructural y cinemático del segmento de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, entre Pescadero y San Miguel.

### **1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:**

- Identificar y caracterizar las diferentes fases de deformación dúctil, frágil-dúctil y/o frágil en el área de estudio.
- Identificar e interpretar las morfoestructuras presentes en la zona de estudio con base en observaciones de campo, fotografías aéreas e imágenes satelitales.
- Elaborar el modelo estructural y/o cinemático de la Falla de Bucaramanga en la zona estudio.
- Realizar un análisis de tensores locales y del campo de esfuerzos relacionado con el marco geológico regional.

## 2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Siendo la Falla de Bucaramanga una de las estructuras más importantes a nivel regional, es de gran importancia establecer la deformación que deja a su paso para comprender su naturaleza y su historia deformativa. Los estudios previos realizados para la zona estudio cuentan con algunas observaciones de morfoestructuras pero con una interpretación a nivel más regional (Osorio *et al.*, 2008), así como algunos mapas geológicos a escala 1:100.000 correspondientes a los cuadrángulos H12-Bucaramanga y H13 Pamplona (Ward D. *et al.*, 1977), además de las planchas 135 San gil (Pulido-González, 1985) y 136 Málaga (Vargas *et al.*, 1976) , los cuales muestran la distribución geológica de la zona; y estudios de los depósitos de fluorita presentes (Mantilla *et al.*, 2004).

Estos estudios no bastan para entender la historia de deformación de la Falla de Bucaramanga y el entendimiento de la configuración actual del trazo de la estructura, por tal motivo se implementaran estudios que se enfocan en el análisis de los regímenes dúctil y frágil al identificar los indicadores cinemáticos de cada régimen. Esto a su vez se complementará con el análisis de las morfoestructuras presentes y la configuración del patrón actual de la Falla de Bucaramanga en la zona de trabajo.

### 3. JUSTIFICACIÓN

Esta investigación se desarrolla en las inmediaciones del municipio de Cepitá, que geológicamente se encuentra en el margen occidental del Macizo de Santander (Figura 1), una zona de complejidad geológica debido a que se encuentra la Falla de Bucaramanga (límite occidental del Macizo de Santander), una de las estructuras más importantes y de gran extensión en Colombia, y en consecuencia se generan distintos tipos de morfoestructuras (Osorio *et al.*, 2008) y fallas asociadas en su desplazamiento.

Con el presente trabajo se busca aportar al conocimiento geológico de una zona poco estudiada en el ámbito del estudio microtectónico y dar una explicación de la deformación presente en el basamento metamórfico que aflora en las cercanías de Pescadero, Cepita y San Miguel. Los pocos estudios realizados en la zona sobre diferentes morfoestructuras y la metodología de toma de datos de foliación y esquistosidad (Osorio *et al.*, 2008) son de gran aporte a los objetivos del presente trabajo.

El área carece de estudios microtectónicos que permitan determinar el sentido de la cizalla de pequeños sectores deformados en su régimen dúctil (Passchier & Trouw., 2005), además, tampoco se conoce un estudio del régimen frágil con base en el análisis de las estrías de falla e indicadores cinemáticos. El uso combinado de estos análisis podrán generar un mejor entendimiento de la historia deformativa del área estudio.

Es necesario realizar la caracterización de los trazos superficiales secundarios y geoformas estructurales asociadas a la Falla de Bucaramanga (lomos de presión, lomos de obturación, cuencas, patrones tipo Riedel, etc.). Para obtener un modelo estructural que explique los procesos que llevaron a la configuración actual de la

zona de estudio se requiere del procesamiento de los datos de campo y de laboratorio obtenidos a partir de la identificación de las fases deformativas en el régimen dúctil y en el régimen frágil y del análisis de los indicadores cinemáticos presentes en ambas fases, tales como fabricas s-c, porfiroclastos rotados, porfiroclastos asimétricos ( $\sigma$  y  $\delta$ ), cristales desplazados, deslizamientos *bookshelf*, estrías de falla, estructuras Riedel ( $R$ -,  $R'$ -,  $P$ -,  $Y$ - y  $T$ ).

## 4. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra localizada en las estribación noroccidental de la cordillera oriental del departamento de Santander (Figura 1), en el límite occidental del Macizo de Santander, dentro del área rural del municipio de Cepitá.

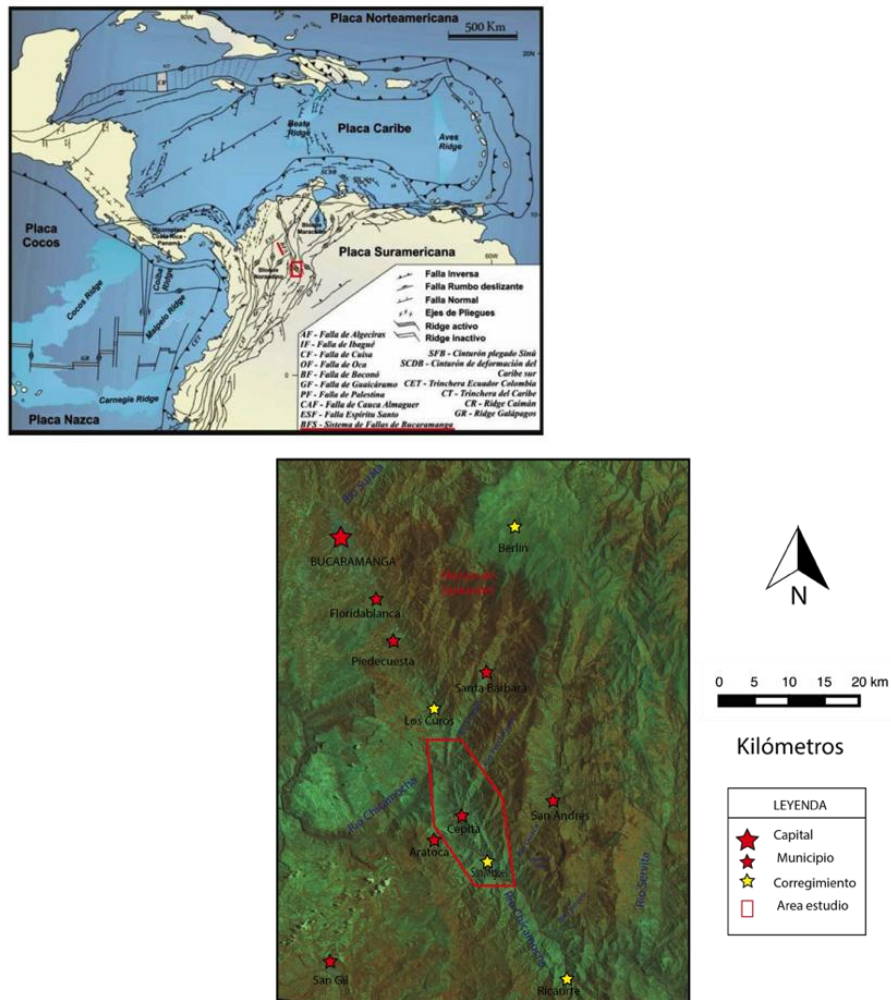


Figura 1. El área de estudio se encuentra dentro de las coordenadas con origen Bogotá. E:1116593 a E:1130771 y N:1247420 a N:1231559. Marco geológico regional del norte de Suramérica (Tomado y modificado de Taboada *et al.*, 2000) y localización geográfica del área de estudio.

## 5. MARCO TEÓRICO

En primera instancia para el desarrollo del trabajo se investigación de deben abordar algunos conceptos básicos para su correcta aplicación, a continuación se definirán algunos conceptos de la geología estructural.

En primer lugar el significado de deformación del cual parten muchos conceptos estructurales. la deformación es la transformación de una geometría inicial a una final por medio de la traslación del cuerpo rígido, rotación del cuerpo rígido, distorsión y/o cambio en el volumen (Fossen 2010).

### 5.1 FALLAMIENTO EN RUMBO

Las fallas de rumbo (Strike-slip faults) son fallas en donde el vector de desplazamiento es paralelo al rumbo de la falla y a su vez paralelo a la superficie de la tierra, como se muestra esquemáticamente en la Figura 2. La zona de cizalla de las fallas de rumbo (Strike-slip shear zones), es la versión más profunda dominada por mecanismos de deformación plástica, estas fallas son típicamente más pronunciadas que otras fallas, y muchas aparecen como estructuras rectas. Curvaturas y geometrías irregulares también ocurren a lo largo de las fallas de rumbo, pero más comúnmente en la sección vertical que en la sección horizontal, perpendicular al vector de desplazamiento. Sin embargo, las curvaturas vistas en mapas ocurren y tienen una importante implicación en la asociación de las estructuras con las fallas de rumbo. Un falla de rumbo puede ser sinistral (lateral izquierda) o dextral (lateral derecha) e idealmente no involucra movimientos de roca verticalmente. Mientras el alcance de fallas inversas y normales está fuertemente limitado por el espesor de la corteza, las fallas de rumbo se pueden extender alrededor de todo el globo y, desde un punto de vista teórico, acumular una cantidad infinita de desplazamiento. Como falla de rumbo de tal magnitud no

se han encontrado, pero la idea ilustra el hecho de que las fallas de rumbo pueden acumular grandes desplazamientos. Por esta razón, famosas fallas de rumbo y zonas de cizalla, como la falla de Great Glen en Escocia, la Tornquist Zone en Europa del Norte, la falla de Billefjorden en la isla de Spitsbergen, la zona de cizalla del Gran Lago Slave en Canadá y la falla Alpina en Nueva Zelanda, han sido estudiadas con cientos o miles de kilómetros de desplazamiento lateral (Fossen 2010).

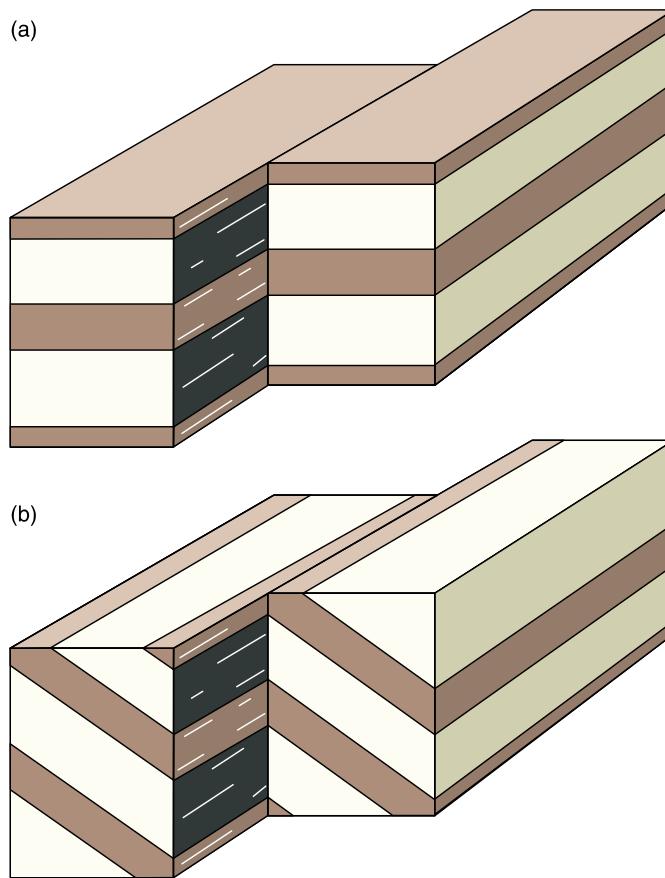


Figura 2. Se observa el desplazamiento sinistral de la falla de rumbo, la cual no muestra ningún desplazamiento vertical. Estas estructuras pueden por consiguiente ser difíciles de identificar en datos sísmicos. a) capas horizontales, b) capas inclinadas. Tomado de Fossen 2010.

### 5.1.1 Desarrollo y anatomía de las fallas de rumbo

#### *Single faults (Cizalla simple)*

Las fallas de rumbo se forman cuando partes individuales de la corteza se mueven a diferentes tasas a lo largo de la superficie de La Tierra. Como las fallas normales e inversas, las estructuras de las fallas de rumbo son complejas cuando se ven a detalle. Varias estructuras secundarias están asociadas con fallas de rumbo, y los experimentos nos pueden ayudar a explorar algunos de los más importantes. El experimento Riedel's clay de principio de los 90s es el más famoso. Sus pasos se muestran en la Figura 3, y consiste en dos bloques rígidos de madera cubiertos por capas de arcilla. los bloques se deslizan uno sobre otro, y el esfuerzo se transfiere a las capas suprayacentes de arcilla, la cual se deforma progresivamente.

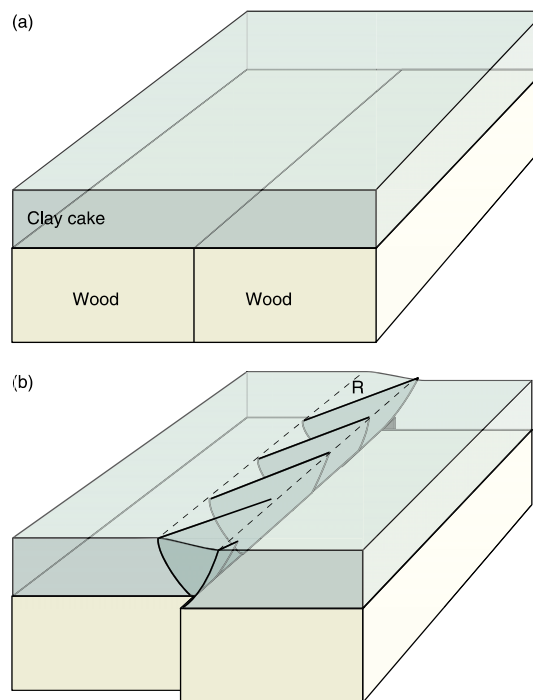


Figura 3. Modelo físico con dos bloques de madera debajo de capas de arcilla. Nótese la geometría de las fracturas R y el crecimiento hacia arriba de la zona de cizalla. Tomado de Fossen 2010.

Riedel pronto se dio cuenta que las capas de arcilla no tenían un desarrollo limpio, la falla única o trazo único deja a su paso una zona de deformación comprendida de pequeñas fracturas que se forman. Estas fallas subsidiarias se clasifican basadas en su orientación y sentido de deslizamiento relativo al rumbo de la zona de falla. El primer conjunto de fracturas que se forman son fracturas de cizalla. Un conjunto conocido como Riedel shear fractures o fracturas R (o, menos formal, Riedel shears), formadas a bajo ángulo restringidas a la zona de cizalla y muestran el mismo sentido de buzamiento. Estas son las fracturas indicadas en la Figura 3.b. en la Figura 4.a las fracturas R se muestran juntas con otro conjunto de fracturas conocidas como P-shear fractures o Fracturas P (P-shears). Las fracturas P usualmente desarrollan después de establecerse las fracturas R. Y su desarrollo esta probablemente relacionado a la variación temporal en el campo de esfuerzos locales a lo largo de la zona de cizalla como compensación del desplazamiento acumulado. Un tercer conjunto de fracturas se puede ver en la Figura 4.a (líneas discontinuas), identificadas como fracturas antitéticas formadas a alto ángulo. Estas con llamas  $R'$ -shear fractures o fracturas  $R'$ , y son generalmente bastante menos desarrolladas que las fracturas R.

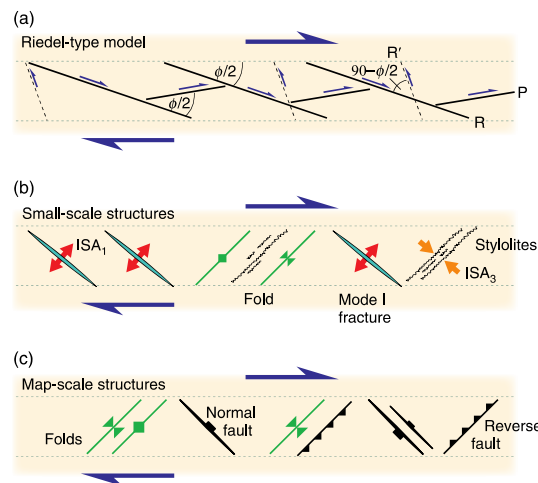


Figura 4. Estructura formadas por movimiento dextral. (a) modelo Riedel donde R y R' son riedels sintéticos y antitéticos respectivamente. Las fracturas P son secundarias y conectan las superficies R y R'.  $\phi$  es el ángulo de fricción interna.

(b) otras estructuras a pequeña escala que se pueden formar a lo largo que la zona de falla. (c) estructuras a gran escala. Tomado de Fossen 2010.

En adición a las fracturas en el régimen frágil R-, R'- y P, las fracturas de extensión o las fracturas T pueden ocurrir (fracturas azules en la Figura 4.b). En la zona de cizalla los parámetros del modelo de arcilla de Riedel, las fracturas T se formaran perpendicular al eje máximo de extensión (ISA, flechas rojas en la Figura 4.b). También pueden desarrollarse pliegues en la zona de cizalla de una falla de rumbo (estructuras en verde Figura 4.b, c y Figura 5), típicamente antes la deformación es localizado en fallas discretas. El eje axial de los pliegues esta inicialmente a alto ángulo ( $\approx 90^\circ$ ) en relación con el eje máximo de extensión (ISA3 flechas naranjas in la Figura 4.b), siempre que la capas sean más o menos horizontales. Las capas inclinadas pueden también ser plegadas en la zona de deformación, pero en esos casos la relación entre el ISA y el eje de los pliegues es más complicada. Otras estructuras constructivales, como estilolitos y fallas inversas, pueden también formar (Figura 4 b, c). Estas tendrán aproximadamente la misma orientación que los ejes de los pliegues. (Fossen 2010).

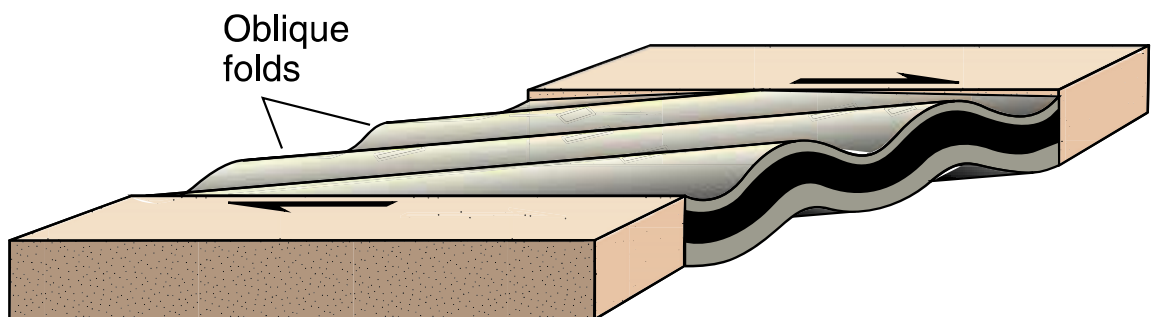


Figura 5. Pliegue formado por movimientos de rumbo en una amplia zona de deformación donde la estratificación es horizontal. Nótese que los trazos del eje axial de los pliegues forman un ángulo agudo con la zona de cizalla. Tomado de Foseen 2010

### **5.1.2 Flexión de Falla (FAULT BENDS)**

En las secciones que contienen el vector de desplazamiento (vista en planta) las fallas de rumbo ideales son perfectamente rectas. Sin embargo, incluso los modelos experimentales más simples producen fallas subsidiarias o segmentos de falla que son oblicuas al rumbo general de la falla (Figura 4). Estas anomalías son usualmente explicadas por fallas vinculadas, como se muestra en la Figura 3 y 4. Cuando segmentos de falla individuales se superponen y unen, se forma una flexión de falla, forman estructuras contraccionales o extensionales, dependiendo de la cinemática de la falla y el sentido relativo de salto de falla (Figura 6).

Las estructuras contraccionales incluyen estilolitos, clivajes, pliegues y fallas inversas, así como el desarrollo de restraining bends (en la Figura 6 se observa una falla sinistral que da un salto a la derecha). Fallas inversas subparalelas u oblicuas se encuentran bordeadas por dos segmentos del trazo de la falla de rumbo principal y son llamados contractional strike-slip duplexes (Dúplex compresional). A gran escala, las restraining bends son reconocidos como áreas de relieve positivo.

Los releasing bends se forman donde una falla de rumbo sinistral da un salto a la izquierda, como se observa en la Figura 6, o en una falla de rumbo dextral que da un salto a la derecha. Como las curvas producen estructuras extensionales tales como fallas normales y fracturas extensionales. Estas fracturas extensionales son comunes a meso escala en releasing bends, mientras que fallas con significativo componente normal tienden a dominar a gran escala. Cuando se configuran una Serie de fallas normales paralelas limitadas a ambos lados por el trazo de la falla de rumbo principal como se muestra en la Figura 6, recibe el nombre de extensional strike-slip duplexes (Dúplex extensional). (Fossen 2010).

Teniendo en cuenta los factores que llevan a la configuración de las restraining y

releasing bends, estas pueden generar diferentes tipos de características tectónicas asociadas a estas (Figura 7).

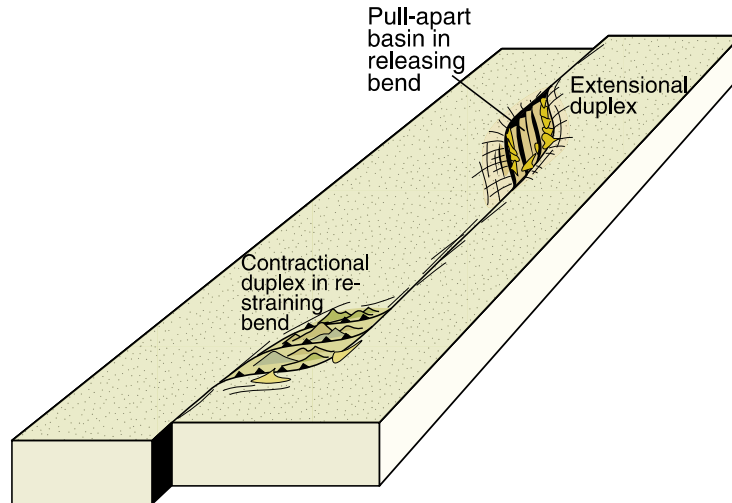


Figura 6. Dúplex extensional (transtensión) y dúplex compresional (Transpresión) desarrollados a lo largo de un sistema de fallas de rumbo. Tomado de Fossen 2010.

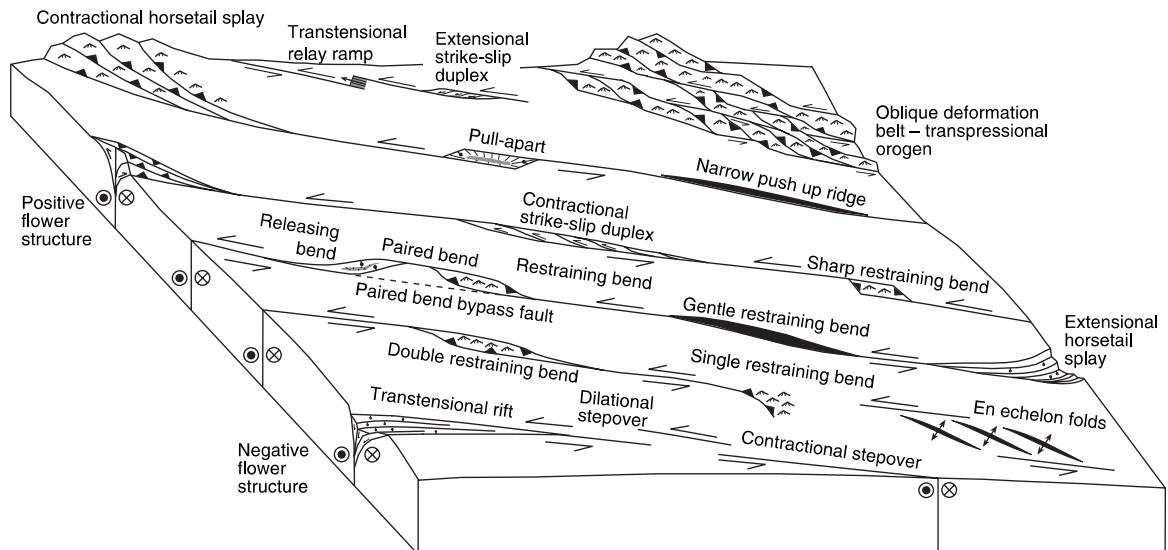


Figura 7. Rasgos tectónicos asociados con strike-slip restraining and releasing bends. Tomado de W. D. Cunningham and P. Mann., 2007.

1.1.1.1. *Geometria anastomosada, patrón lenticular. Gracias al experimento Riedel's clay, se pudo entender en principio los primeros patrones que se van generando en el avance de una falla de rumbo, estudios posteriores basados en el experimento de Riedel y no solo en este sino en el estudio de diversos autores acerca de la evolución experimental de una falla de rumbo tales como (e.g. Tchalenko 1968, Wilcox et al. 1973, Bartlett et al. 1981), pudieron dar paso a un mejor entendimiento de su evolución y se plantearon diferentes hipótesis, en este caso nos centraremos en el estudio de Naylor et al 1986, donde establece la evolución de una zona de fallamiento en rumbo (basado en modos de arena), en el cual el desarrollo de la misma se ve plasmado en una ilustración (Figura 8). En la evolución de la zona de falla en su modelo de caja de arena resalta cinco fases importantes (aplicando para un modelo sin esfuerzos pre-existentes), la primera genera las fracturas tipo R, en el segundo genera la continuación de las fracturas R además de la aparición de las ramificaciones S (Splays), el tercer estado se generan las fracturas R' (formadas ocasionalmente) y la primera aparición de las fracturas P, la cuarta fase genera más fracturas tipo P a bajo ángulo conectan las fracturas discontinuas R y R' creando lentes a lo largo de su extensión y por último el quinto estado genera una mayor cantidad de lentes que finalmente una patrón anastomosado con la zona de falla estando definida por lentes cizallados.*

El progreso de la deformación en la zona de falla comprendida entre dos planos principales de falla, genera las fallas R, R' y P, formando lentes (Figura 9) y desarrollándose un arreglo anastomosado que indica un estado avanzado de la deformación.

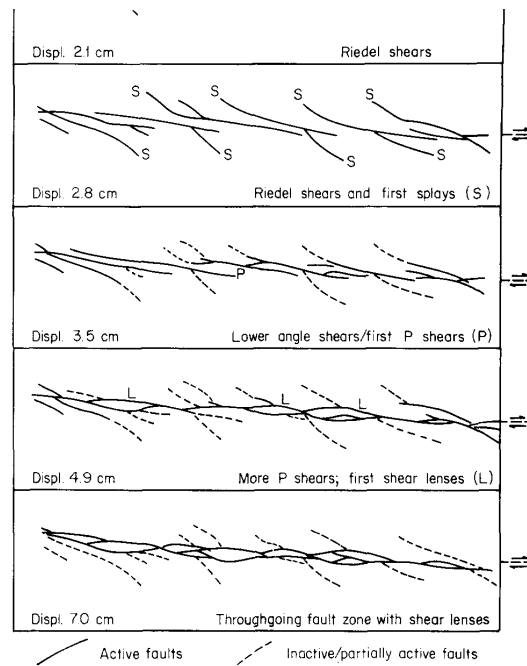


Fig. 2. Plan views drawn from photographs showing the evolution of an experimental wrench fault zone. Sandpack is 10 cm thick; no pre-stress applied.

Figura 8. Ilustración vista en planta que muestra la evolución experimental de una zona de Fallamiento en rumbo. Paquete de arena de 10cm de espesor; no se aplicó ningún esfuerzo pre existente. Tomado de Naylor *et al.*, 1986.

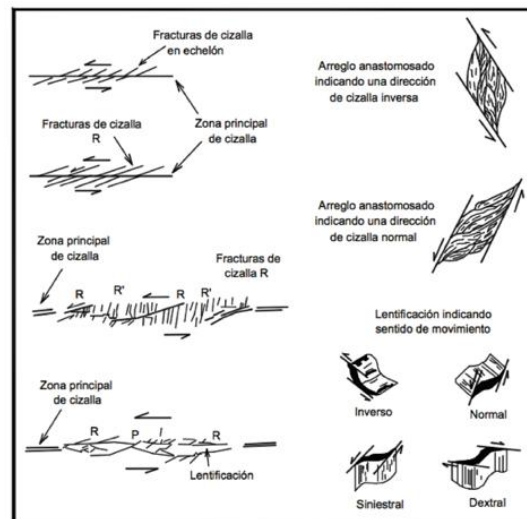


Figura 9. Formación de lentes generando un patrón anastomosado. Tomado de Mercier y Vergely, 1992.

Al referirnos a la creación de lentes a lo largo de la zona de cizalla en un estado intermedio o avanzado como se explicó con anterioridad, se tiene que hacer referencia a las morfoestructuras que se pueden generar a lo largo del trazo de la falla como lo son:

Lomo lineal de falla: son lomos alargados (frecuentemente llamados lomos de ballena) situados sobre la traza rectilínea de la falla en donde la geometría del plano de falla, tanto en lo horizontal como en lo vertical no son visibles en superficie.

Lomos de presión: son lomos que claramente se pueden asociar visiblemente con una curva o escalón restrictivos en la traza principal de la falla.

Lomos de obturación: son levantamientos rodeados por una corriente alineada al trazo de falla.

Gancho de flexión o de falla: consiste en cerros desplazados por acción de la falla.

Imagen sísmica y estructuras en flor. Los datos de reflexión sísmica proveen información acerca de las falla de rumbo en profundidad.

Las fallas de rumbo puras pueden ser difíciles de detectar solo con datos sísmicos, no solo porque muchos son muy verticales para generar reflexión, sino también porque las capas son horizontales o el buzamiento de las capas es paralelo a la falla lo que no permite visualizar un desplazamiento en la vertical (Figura 2). La clave es observar en busca de restraining and releasing bends, donde el movimiento vertical está asociado son fallas normales, fallas inversas o pliegues. Un rasgo característico de la flexión de la falla es la separación y ampliación hacia la parte superior, como se indica en la Figura 10. Estas estructuras son llamadas estructuras en flor.

Las estructuras en flor que están asociadas con restraining bends son llamadas positivas, y aquellas asociadas con releasing bends son llamadas estructuras en flor negativas.

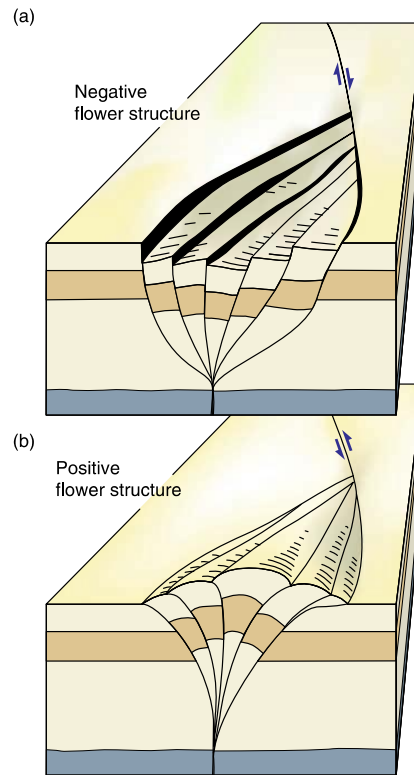


Figura 10. Configuración principales de las estructuras en flor (a) negativa y (b) positiva. Tomado de Fossen 2010.

**5.1.3 Transpresión y transtensión.** Se ha visto visto que las flexión de fallas de rumbo pueden producir componentes locales de contracción o extensión. El tipo de deformación al que se refiere la flexión de la falla se denotan como transpresión y transtensión. Estos modelos de deformación no tienen que estar restringidos tan solo a la curva de la falla si no que pueden dominar todo el trazo de falla si la falla o zona de cizalla no es una falla de rumbo.

En general, transpresión es la combinación del plano de falla y esfuerzo coaxial envolviendo acortamiento perpendicular (Figura 11), y transtensión envolviendo la

combinación del desplazamiento y extensión perpendicular. En otras palabras; transpresión (transtensión) es la combinación es la combinación simultanea del desplazamiento o movimiento en cizalla simple a lo largo de la estructura y acortamiento (extensión) perpendicular a esta.

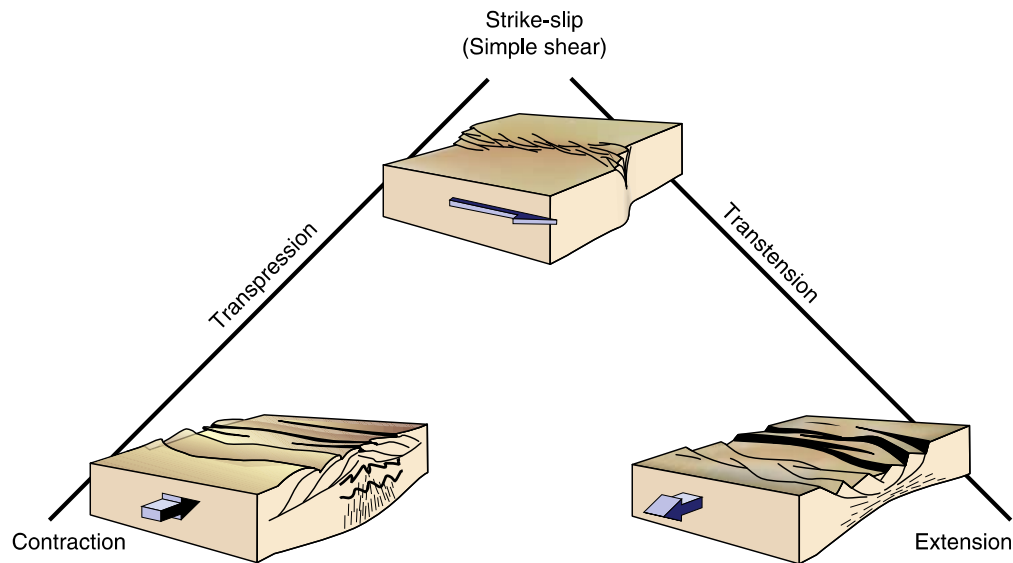


Figura 11. Modelo de transpresión y transtensión. Tomado de Fossen 2010.

## 5.2 FASES DE DEFORMACIÓN

5.2.1 Estableciendo y determinando las fases deformativas . El concepto de fases de deformación ha sido usado extensamente en la literatura geológica en reconstrucción de la evolución estructural de las unidades rocosas con complejos patrones de deformación (e.g. Ramsay 1967; Hobbs *et al.* 1976; Ramsay and Huber 1987; Marshak and Mitra 1988).

La idea fundamental es que la deformación permanente en un volumen de roca ocurre cuando esfuerzos diferenciales son relativamente altos y que la orientación del campo de esfuerzos puede cambiar entre ciertos periodos de deformación permanente sin efecto visible en la fábrica de la roca. La fábrica más antigua no es siempre borrada o modificada por una nueva y la deformación en la roca esta comúnmente particionada (concentrada en ciertos dominios y menos concentrada o ausente en otros); relictos de elementos de fábricas antiguas pueden ser localmente preservadas. Una foliación que es acortada paralelamente al plano de foliación puede desarrollar pliegues, comúnmente con un nuevo clivaje de crenulación a lo largo de superficies axiales.

La foliación más antigua será completamente borrada sólo a grandes esfuerzos o por recristalización y crecimiento de granos sobre circunstancias favorables de metamorfismo. Boudines y pliegues apretados o isóclinales pueden ser replegados, pero pueden permanecer reconocibles a grandes esfuerzos. La orientación preferencial puede ser preservada en lentes menos deformados a grandes esfuerzos y los porfiroblastos pueden preservar relictos de estructuras antiguas, tanto como la fase del porfiroblasto permanezca intacta.

5.2.2 Fases de deformación y eventos metamórficos . Una evolución metamórfica puede ser subdividida en eventos metamórficos definidos por el crecimiento de particulares minerales metamórficos, de manera similar al concepto de fases de deformación. Ciertas fabricas son indicativos de secuencias de crecimiento en rocas metamórficas y la relación entre porfiroblastos y foliación comúnmente rebela la relativa secuencia de tiempo de su generación. Sin embargo, hay que tener en cuenta que un evento metamórfico es en esencia de diferente naturaleza que una fase de deformación. Mientras que este último se cree que refleja un periodo de deformación entre intervalos (deformaciones pequeñas), el primero normalmente refleja sólo el paso de valores críticos de P-T, necesarios para que inicie una reacción química y produzca uno o más minerales en la roca. Ya que la

deformación con frecuencia tiene un efecto de catalizador en la reacción de los minerales, muchos de estos eventos metamórficos se encuentran coincidiendo aproximadamente con fases de deformación. En otras palabras, muchos minerales metamórficos son encontrados por tener crecimiento durante específicas fases de deformación.

La historia metamórfica de un volumen de roca puede ser presentada esquemáticamente en un diagrama P-T y como camino P-T-t (presión-temperatura-tiempo) (Figura 12; Daly *et al.* 1989). Este último ha sido teóricamente predicho (e.g. England and Richardson 1977; England and Thompson 1984) y reconstruido en estudios tectónicos basados en datos de condiciones P-T a ciertos tiempos. Tales datos pueden ser obtenidos de eventos (reacción entre minerales reconstruido a partir de las relaciones geométricas en sección delgada) como comparación teórica determinada con las rejillas petrogenética. Estas pueden ser también calculadas de su composición química de minerales pareados o asociación en equilibrio, llamados geotermómetros y geobarómetros (e.g. Spear and Selverstone 1983; Essene 1989; Spear *et al.* 1990). Por ejemplo, en la Figura 12.a, las fases de deformación son separadas en tiempo y el evento metamórfico relacionado con el interpretado como un punto en el camino P-T-t asociado con un simple ciclo metamórfico (M1) con pico de presión alcanzado durante D1 y pico de temperatura durante D2. Los datos como puntos son más comunes en la etapa retrograda del camino P-T-t que en la etapa prograda, ya que estos últimos suelen ser destruidos por reacciones metamórficas y deformaciones posteriores.

El camino P-T-t es usualmente en sentido horario pero caminos en sentido anti horario han sido también reportados. Sin embargo, la curva P-T-t generalmente se ilustra como una sola línea que representa un ciclo metamórfico; escenarios más complejos pueden tener formas diferentes con pequeños ciclos y subciclos metamórficos, los cuales solo pueden ser reconstruidos en raras ocasiones, y esto sólo a través de una combinación detallada de estudios estructurales y de

petrología (Figura 12 .b; Kriegsman 1993; Zhang *et al.* 1994).

El camino P-T-t será válido solo por un volumen de roca relativamente pequeño y diferentes P-T-t pueden ser frecuentemente reconstruidos para diferentes unidades de la corteza. El camino en el cual difieren da importante información en la evolución tectónica regional. Donde los caminos se fusionan y continúan unidos, volúmenes de roca se han fijado con respecto a la otra. Este puede ser el caso si una sección mayor de material de la corteza como terrenos son yuxtapuestos a lo largo de una zona de cizalla. Incluso entre mayores terrenos la evolución P-T-t puede revelar considerables diferencias cuando se analiza en detalle la termobarometría y el microestructural. Especialmente en dominios tectónicos complejos como los terrenos de los Pirineos amontonados en Los Alpes, esta técnica mostro ser capaz de identificar distintas unidades tectono-metamórficas con un basamento aparentemente homogéneo (Spalla *et al.* 1999, 2000; Paola and Spalla 2000).

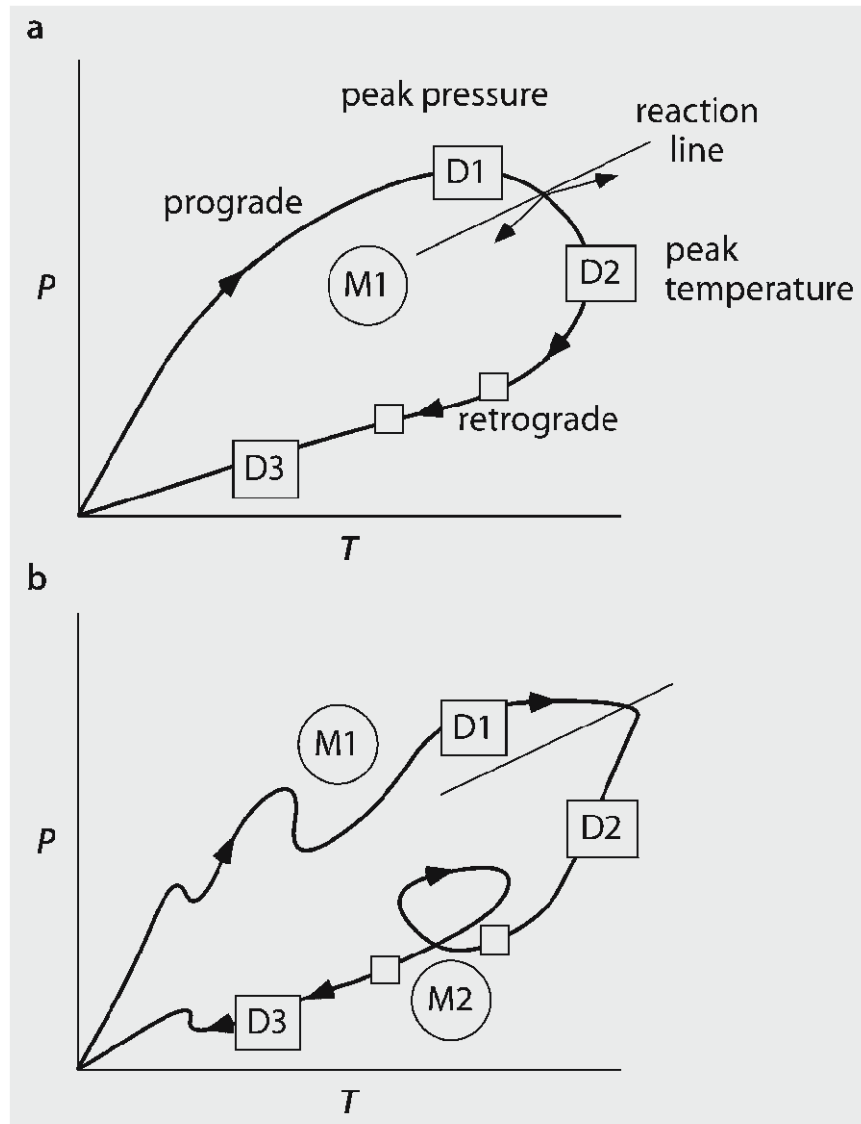


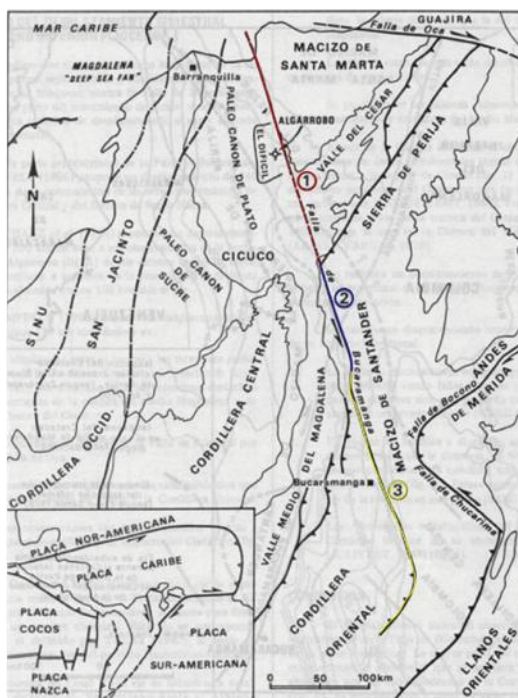
Figura 12. Diagrama P-T-t a. Muestra el diagrama con un camino el las manecillas del reloj, representando un único ciclo metamórfico. b. El P-T-t más complejo mostrando dos ciclos metamórficos que pueden estar superpuestos. Tomado de Passchier and Trow 2005.

## 6. MARCO GEOLÓGICO

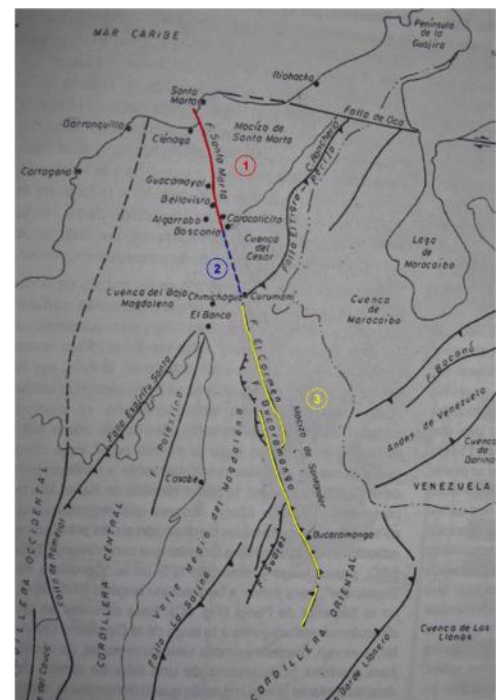
Dentro de las rocas predominantes y de relevancia en la zona estudio se encuentran las que hacen parte del basamento cristalino del Macizo de Santander representadas por las siguientes unidades: Neis de Bucaramanga (pEb), Esquistos del Silgará (pDs), Ortoneis (pDo) reportadas por Ward *et al.* (1973), Mendoza y Jaramillo (1979), entre otros. Además de la presencia de rocas ígneas como el Granito de Pescadero (JTRgp) y la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara (JTRcs) (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973), así como los depósitos cuaternarios (Figura 14).

Por otro lado entre las estructuras predominantes en la zona, se encuentran la Falla de Bucaramanga, catalogada como un sistema de fallas de rumbo con su componente sinistral (Boinet, 1989; Campbell, 1965) con tendencia NNW, así como dos estructuras asociadas a ésta: las fallas de Umpala y del río Perchiquez (Osorio *et al.*, 2008) con dirección promedio N45E. El Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta (SFBS) es un accidente tectónico destacado en los Andes Septentrionales como parte del Bloque Norandino (Figura 1). En términos generales, este sistema de fallas tiene un movimiento sinistral, una orientación N150W y se extiende aproximadamente 600 km desde el borde occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta en la Costa Caribe hasta el límite occidental del Macizo de Santander al sur. Aunque se trata de más de tres fallas diferentes, esta estructura ha sido dividida de manera general en tres segmentos (Boinet *et al.*, 1989) (Figura 13.a): los 130 km más septentrionales corresponden a la Falla de Santa Marta, que limita la Sierra Nevada de Santa Marta y presenta un movimiento sinistral con componente normal buzando hacia el W (Montes *et al.*, 2009); el segmento intermedio, de aproximadamente 100 km de longitud, se encuentra al sur de la Cuenca del Cesar y está cubierta por depósitos cuaternarios; finalmente, el segmento meridional se conoce como la Falla de

Bucaramanga y tiene una expresión topográfica bastante clara hasta la población de Piedecuesta en el departamento de Santander (Figura 1), en donde según varios autores (Royero y Vargas, 1999; Vargas *et al.*, 1976), su expresión deja de ser tan evidente y su trazo se encuentra cubierto por los depósitos cuaternarios, a pesar de mostrar indicios y evidencias geomorfológicas en este sector, tales como drenajes desplazados, lomos de obturación, lomos de presión, facetas triangulares y sillars de falla. La falla culmina al sur en transpresión y relación con las fallas de Boyacá y Soapaga (Toro, 1990; Velandia, 2005). Ujueta (2003) propone además que el sistema de fallas de Santa marta-Bucaramanga está constituido por dos fallas diferenciadas una de otra (FIGURA13.b).



a. *BOINET et al., 1989.*



b. *UJUETA, 2003.*

Figura 13. Modelos del Sistema de fallas de Bucaramanga–Santa marta a. Modelo de Boinet *et al.*, 1989. b. Modelo de Ujueta, 2003.

La magnitud del desplazamiento lateral izquierdo de la falla ha sido reportada en

trabajos anteriores (Alberding, 1957 y Campbell, 1968 en Ujueta, 2003; Montes *et al.*, 2009) en un rango entre los 30 y los 240 km, sin embargo, éstos corresponden a datos sin algún indicador cinemático de campo en el sector norte (Falla de Santa Marta), salvo los de Idárraga-García y Romero (2010). Según algunos autores, en el sector sur (Falla de Bucaramanga), el desplazamiento debe ser menor de 45 km, el cual es amortiguado por fallas inversas de bajo ángulo (cabalgamiento) como las fallas de Boyacá y Soapagá (Toro, 1990). En cuanto a la edad de la falla existen dos opiniones diferentes, un primer grupo de autores considera que la falla es del Paleógeno (Montes *et al.*, 2009; Tschanz *et al.*, 1974; Young *et al.*, 1956), mientras que otro grupo se inclina a pensar que la edad de la falla es del Neógeno (Boinet *et al.*, 1980; Campbell, 1968; Duque Caro, 1980; Paris, 2000). El desplazamiento lateral izquierdo de la Falla de Bucaramanga está asociado con tectónica de escape en los modelos que muestran el desplazamiento del Bloque Maracaibo al NW debido a la relación entre las placas Sudamericana y Caribe, incluido el Bloque Chocó-Panamá.

Una de las unidades más importantes de la zona estudio es el Neis de Bucaramanga, el primero en definirlo fue Ward *et al.* (1973), quien caracterizo a esta unidad como una secuencia estratificada de rocas metasedimentarias de alto grado metamórfico, que consisten principalmente en paragneis pelítico, semi-pelítico y arenáceo, esquisto y cantidades subordinadas de neis calcáreo, mármol, neis hornbléndico y anfibolita, localmente migmatizado; además, estos autores consideran que fueron metamorfoseadas dentro de la isograda de la sillimanita en facies anfibolita alta y reportan la ausencia de cianita y granate. Para Ward *et al.* (1973), las asociaciones minerales indican bajas presiones y altas temperaturas (incluyendo temperaturas de anatexia para la formación de migmatitas), pero los altos porcentajes de biotita observados y la presencia local de muscovita indican que no hay facies granulita en gran parte de la unidad. Sin embargo, García *et al.* (2005) proponen que el metamorfismo en general para el Macizo de Santander ocurre bajo condiciones de alta temperatura y media presión.

El Neis de Bucaramanga está en contacto con esquistos de bajo y medio grado de metamorfismo (Fm. Silgará), aunque este contacto no está bien definido, parece seguir la isógrada de la sillimanita (Restrepo-Pace *et al.* 1997). Entre la Formación Silgará y el Neis de Bucaramanga existe una diferencia litológica general, la Formación Silgará tiende a ser más cuarcítica incluyendo pizarras, filitas y esquistos de afinidad calcárea y pelítica con estratificación delgada, mientras que el Neis de Bucaramanga es de estratificación más gruesa y consiste de rocas néisicas con altos contenidos de biotita y hornblenda.

Según Urueña-Suárez y Zuluaga (2011), generalmente al metamorfismo del Neis de Bucaramanga se le asigna un rango de edad entre el Precámbrico y el Cámbrico, este intervalo de edad está de acuerdo con las edades de  $680 \pm 140$  Ma reportadas por Goldsmith *et al.* (1971) con base en Rb – Sr en hornblenda de un neis biotítico de la zona de Berlín – Vetas, de  $945 \pm 40$  Ma reportadas por Ward *et al.* (1973) con base en K – Ar en hornblenda de un neis hornbléndico proveniente de las cercanías a Ocaña, de ~800 a ~850 Ma reportadas por Restrepo- Pace *et al.* (1997) con base en  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda de un neis hornbléndico de un muestra tomada en la misma localidad del neis hornbléndico reportado por Ward *et al.* (1973), y de  $864 \pm 66$  Ma de acuerdo a SHRIMP U/Pb en sobrecrecimientos metamórficos en circones (Cordani *et al.* 2005); la edad del protolito está restringida al rango ~ 860 – 1040 Ma. de acuerdo a edades SHRIMP U/Pb en circones reportadas por Cordani *et al.* (2005).

Sin embargo, muchos autores asocian este basamento al evento tectonometamórfico Nickeriense – Orinoquiense, el cual tuvo lugar a finales del Proterozoico (alrededor de 1.1 Ga) y que está asociado con la colisión de la parte nororiental de Norteamérica y el occidente de Suramérica (Restrepo- Pace *et al.* 1997; Toussaint 1993). Para Ramos (2010), dicho evento de acreción y metamorfismo corresponde a una compleja transferencia de terrenos entre Laurentia y Gondwana.

## Mapa Geológico Unificado de las planchas 120,121,135 y 136

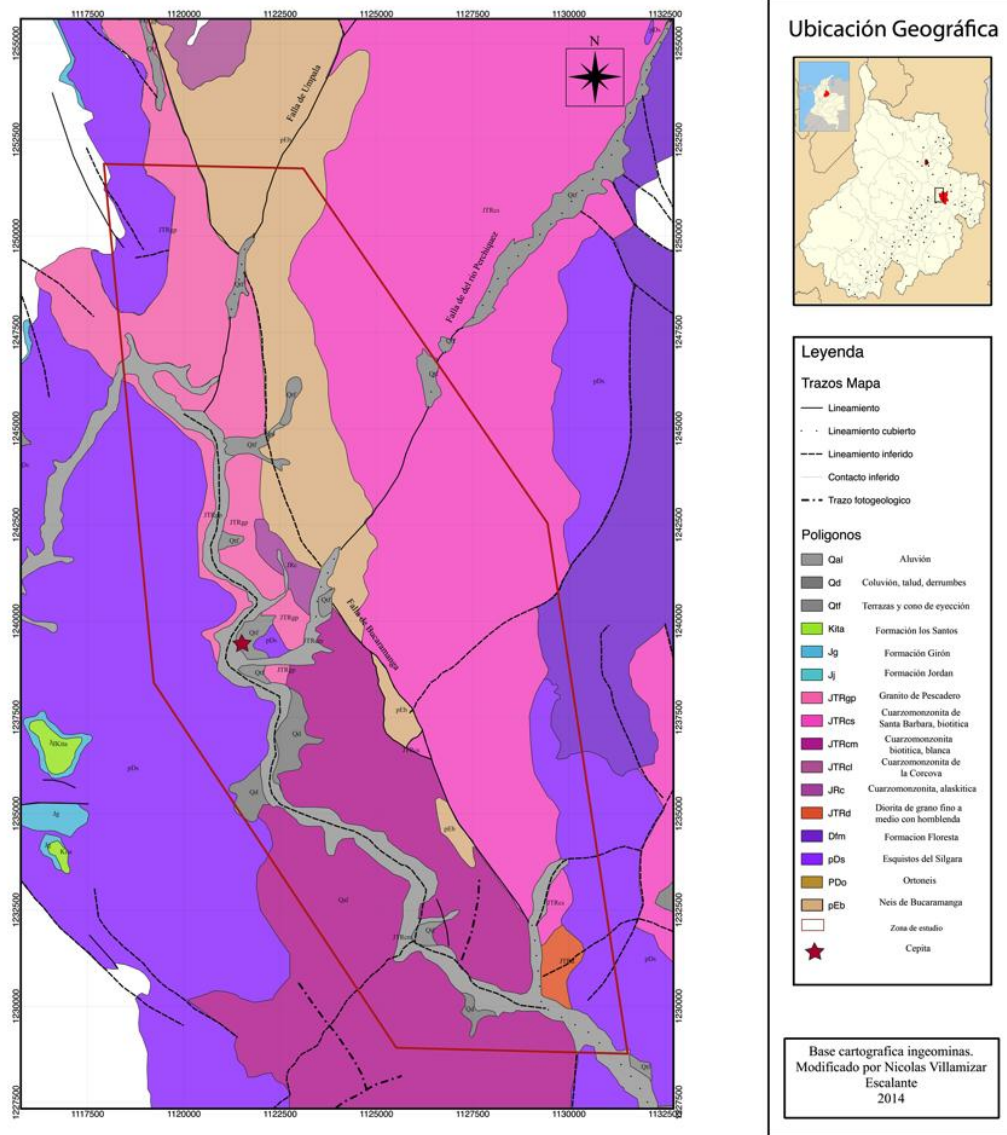


Figura 14. Mapa geológico unificado (en el recuadro rojo la localización de la zona de estudio).

## 7. ANTECEDENTES DEL ÁREA ESTUDIO

Para la zona estudio existen tres estudios que hacen referencia este sector ya sea con una implicación más regional que local, algunos de ellos en el ámbito petrográfico y petrológico así como a la descripción de morfoestructuras.

### **MEDIUM-PRESSURE METAMORPHISM IN THE CENTRAL SANTANDER MÁSSIF, EASTERN CORDILLERA, COLOMBIAN ANDES. (Garcia *et al.*, 2005)**

Este trabajo a pesar de no tener presencia en la zona estudio directamente sus resultados son de gran importancia. Lo primero es hacer referencia a su gran zona de trabajo que va aproximadamente del distrito minero de California hasta Mutiscua (CSM), tomando gran parte del Macizo de Santander.

Su trabajo se enfoca en el análisis petrográfico aunque también se hace una gran caracterización de cada una de las fases deformativas encontradas a través de esta transecta, en este caso para los esquistos del Silgará definiendo la relación entre la deformación y el metamorfismo identificando estructuras de deformación dúctil. Además, de cada una de las asociaciones minerales. Las rocas de la Formación Silgará para la transecta CSM fueron sometidos a metamorfismo progrado durante tres eventos deformativos (D1,D2 y D3) y a metamorfismo retrogrado durante el último estado. (Figura 15)

MINERAL	<i>Tectonic event</i>			<i>Retrograde event</i>
	$D_1$	$D_2$	$D_3$	
Chlorite				██████████
Ilmenita	██████████			
Quartz	██████████			
Muscovite	██████████			██████████
Biotite		██████████		██████████
Garnet		██████████	██████████	
Staurolite		██████████		
Andalusite		██████████		
Kyanite		██████████		
Sillimanite			██████████	
Plagioclase		██████████		
K-feldspar				██████████

Figura 15. Crecimiento de minerales metamórficos de la transecta CSM con respecto a la historia deformativa. Las barras representan la cristalización mineral más importante.

Además, este estudio plantea la delimitación de la evolución tectono-metamórfica de la transecta CSM de las rocas metamórficas a lo largo de la curva P-T (Figura 16) como una función de tiempo relativo durante el modelo de colisión continente-continente, el cual a sido limitado por la historia de reacción mineral y los cálculos de termobarometría. En este artículo se llega a la conclusión que el metamorfismo en la transecta CSM a ocurrido bajo condiciones de altas temperaturas y presiones medias (metamorfismo tipo Barroviense). Las rocas metamórficas han seguido un camino de presión-temperatura horario, el cual es característico de la evolución metamórficas de rocas de la mayoría de cinturones orogénicos, y podría reflejar una región típica la cual a estado sometida a engrosamiento cortical por colisión continental.

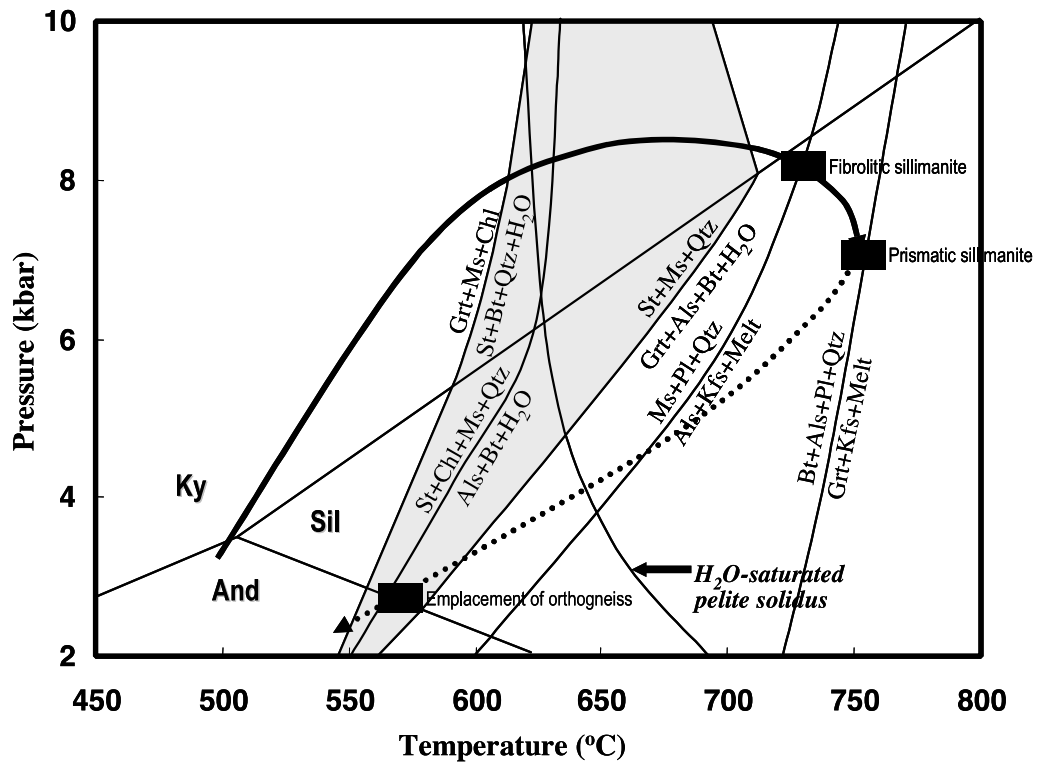


Figura 16. Curva P-T seguida por la roca metamórfica en la zona central del Macizo de Santander (Tomado de Garcia *et al.*, 2005).

### PETROGRAFÍA DEL NEIS DE BUCARAMANGA EN CERCANÍAS A CEPITÁ, BERLÍN Y VETAS – SANTANDER (Urueña-Suárez y Zuluaga, 2011)

En este trabajo se realiza un análisis petrográfico bastante detallado del neis de Bucaramanga en tres sectores del Macizo de Santander para nuestro caso, realizan parte de su estudio en la zona de Cepitá. En esta zona se presenta en neis de Bucaramanga, como neis biotítico-sillimanítico, con una composición de cuarzo + plagioclasa ( $An_{44-52}$ ) + sillimanita (prismática y fibrolita) + biotita + feldespato potásico y una composición modal de 50% cuarzo (principalmente en leucosomás), 20-25% plagioclasa, 10-15% biotita, cerca del 10% sillimanita y 5-10% feldespato potásico o 25% cuando la cantidad de plagioclasa es subordinada (Figura 17). La asociación mineral de equilibrio permite ubicar estas rocas en facies anfibolita alta.

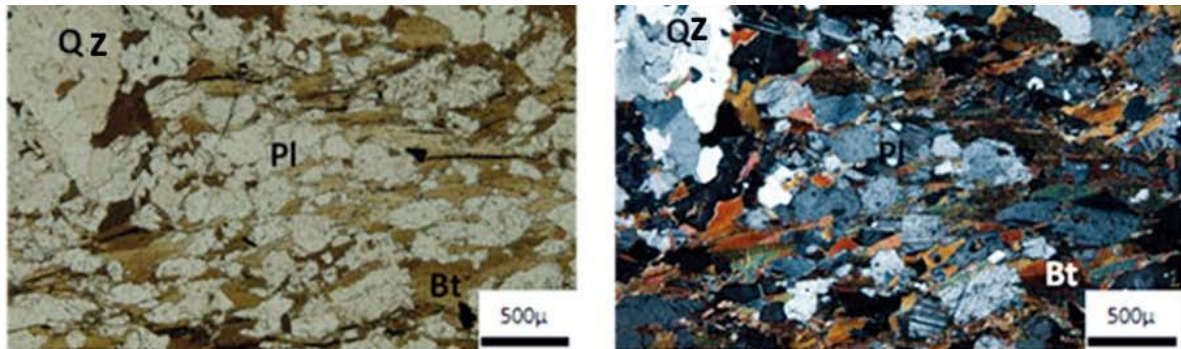


Figura 17. Neis cuarzo feldespático biotítico con apatito (área de cepita). Tomado de Urueña-Suárez y Zuluaga (2011)

A su vez se elabora un estudio de análisis cuantitativo de facies usando las grillas petrogenéticas para el sistema de equilibrio KFMÁSH ( $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ ) usado comúnmente en pelitas (Holland & Powell 1990;; White 2008) y con la asociación mineral de equilibrio encontrada (cuarzo + plagioclasa + biotita + sillimanita  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  muscovita) ellos estiman temperaturas entre 665 y 700°C y presiones entre 5,5 y 7,2 kbar (Figura 18). Concluyendo que metamorfismo en el neis de Bucaramanga alcanzó facies anfibolita de alta temperatura y presión intermedia y el rango de presión se ubica por encima del campo de estabilidad de la cordierita, y dentro del campo de estabilidad del granate.

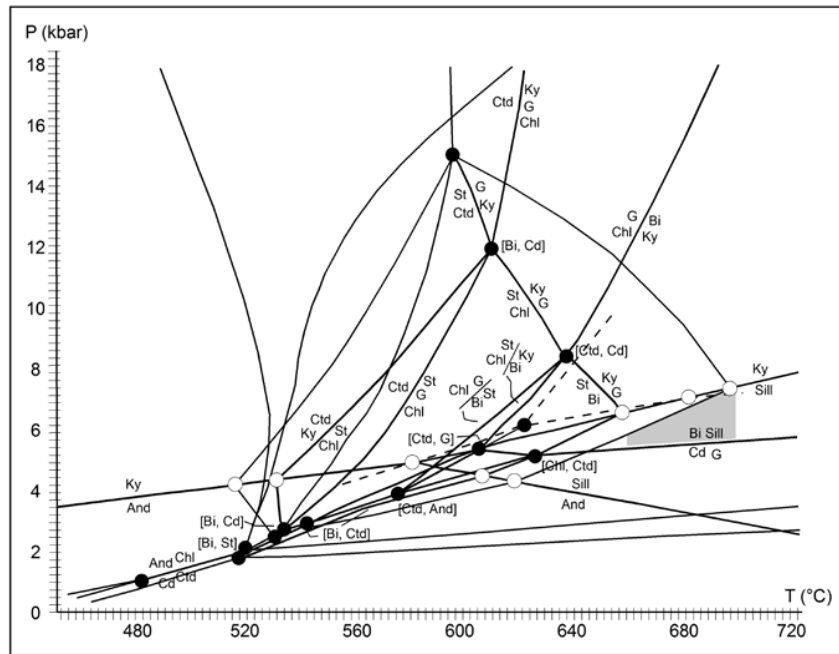


Figura 18. Grilla petrogenética para metapelitas del sistema KFMASH (tomada de Holland & Powell 1990). La región sombreada representa el rango P–T para neises con paragénesis mineral  $Qz+Pl+Bi+Sill+Kfs\pm Ms$ .

### MODELO GEODINÁMICO DEL MACIZO DE SANTANDER (Osorio *et al.*, 2005)

Este trabajo posee un área de estudio de gran extensión, se podría decir que en su mayoría parte del Macizo de Santander en donde se separó por bloques o sectores basado en su aspecto o características geomorfológicas. Además, también llevo a cabo análisis morfotectónicos en distintos sectores del Macizo de Santander, en especial en el sector de Cepitá (zona de interés). A su vez proponen un esquema del mecanismo de deformación al que responde el Sistema de Fallas Bucaramanga, basado en el análisis del promedio de todas las foliaciones y clivajes estudiados en distintos puntos del Macizo de Santander (Figura 19) y comparándolo con un modelo teórico.

Adicionalmente al análisis de la deformación dúctil del bloque estudiado, se calculó el tensor de esfuerzos a partir de la deformación frágil – planos de cizalla

con estrías– (Figura 20), encontrando que para ambos dominios el resultado es muy similar. Así, al analizar el tensor de esfuerzos resultante se puede decir que: Entonces, este tensor de esfuerzos es la representación de la cizalla simple ya que los barridos azimutales de los esfuerzos son simétricos con la deformación, es decir; con la rotación de la cizalla medida en las soluciones de simetría, corroborando que tanto en profundidad como en superficie el mecanismo se conserva (Figura 19).

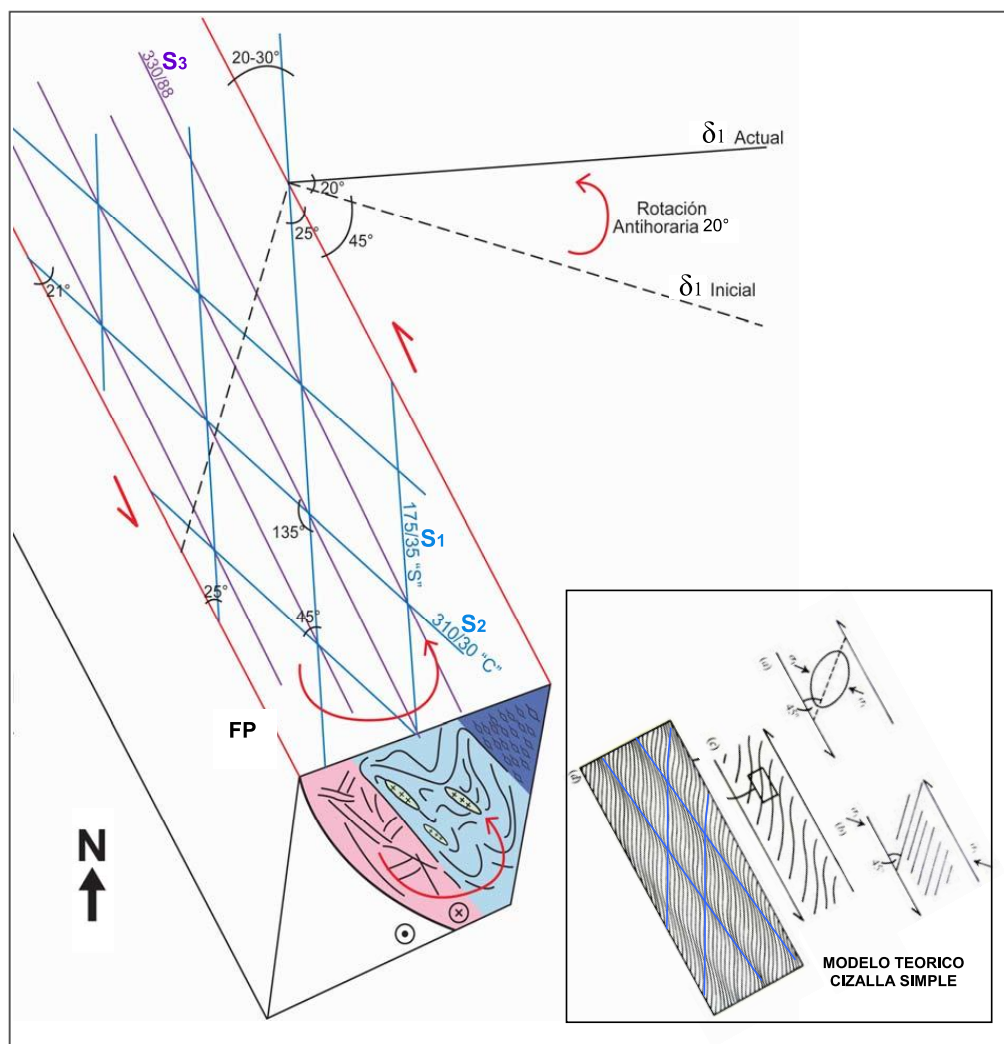


Figura 19. Esquema del mecanismo de deformación al que responde el Sistema de Fallas Bucaramanga tanto en superficie como en profundidad, donde se

aprecian las foliaciones  $S_1$   $S_2$   $S_3$  que definen la cizalla simple y su rotación antihoraria, además de su clara coherencia con el modelo teórico.

Las anomalías detectadas con el análisis de las estructuras dúctiles y frágiles del SFB son:

- Estrechamiento de las dos foliaciones preferentes en dirección sur – norte.
- Dominio de las estructuras “C” en el bloque colgante, pasando de cizalla simple a pura.
- Rotación antihoraria de  $20^\circ$  del  $\delta_1$  no solo por el mecanismo de cizalla simple, asociada a la variación del régimen de esfuerzos de transpresivo a compresión pura.

Los autores llegan a la conclusión que parte de estas anomalías son generadas por el empuje en dirección E-W de la Falla Boconó sobre el Macizo, bloque colgante del SFB. De esta manera el Macizo que venía desplazándose hacia el norte, por el movimiento transcurrente sinistral de la Falla Bucaramanga, queda inmóvil y se generan los “splay” sobre el bloque yacente para absorber y transferir la carga compresiva lateral adicional, deformando por facilidades reológicas la secuencia sedimentaria Jurásica y Cretácica, además de los depósitos cuaternarios y al mismo tiempo liberando al bloque colgante.

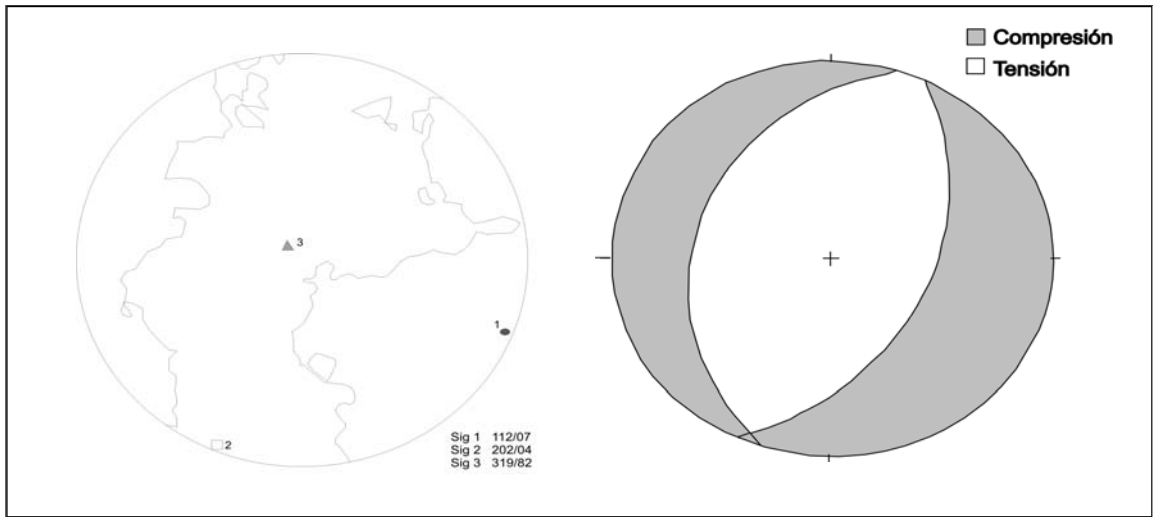


Figura 20. Tensor de esfuerzos resultante del análisis de la deformación frágil del bloque analizado – Planos de cizalla con estrías –. A. Diedros rectos como contornos. B. Diedros rectos como Beach Ball.

## 8. METODOLOGÍA

A continuación se enumeran las fases que se llevarán a cabo durante el desarrollo del trabajo de grado:

### *Fase 1*

Búsqueda bibliográfica de artículos o libros relacionados al tema a tratar en el objeto de la investigación, así como la consulta de mapas y estudios geológicos realizados con anterioridad en la zona.

### *Fase 2*

Primera salida de campo de reconocimiento del área de estudio en compañía del director de tesis para identificar rutas de acceso y puntos de interés geológico.

### *Fase 3*

Segunda salida de campo con objetivo de recolección de datos, entre los que se tomarán muestras de roca para este caso orientadas, información sobre las litologías encontradas, datos estructurales tales como foliaciones (Sn) y lineamientos de las rocas metamórficas, rumbos e inclinaciones de planos estriados, pitch y plunge de estrías de falla.

Para la recolección de muestras para sección delgada se tiene que tener un especial cuidado, ya que los análisis de microtectónica que se llevan a cabo con posterioridad solo se podrán interpretar correctamente si se identifica con claridad cada una de las superficies o estructuras, para este caso se identifica la foliación (S) y la lineación mineral que se quiere cortar (L), una vez identificadas ambas se procede a marcar con una equis (X) la parte superior de la muestra y una flecha al costado indicando el tope de la misma ( $\square$ ), además de marcar la lineación mineral que se desea cortar (Figura 21), la Figura 22 ilustra la toma en campo de una muestra para análisis microtectónico.

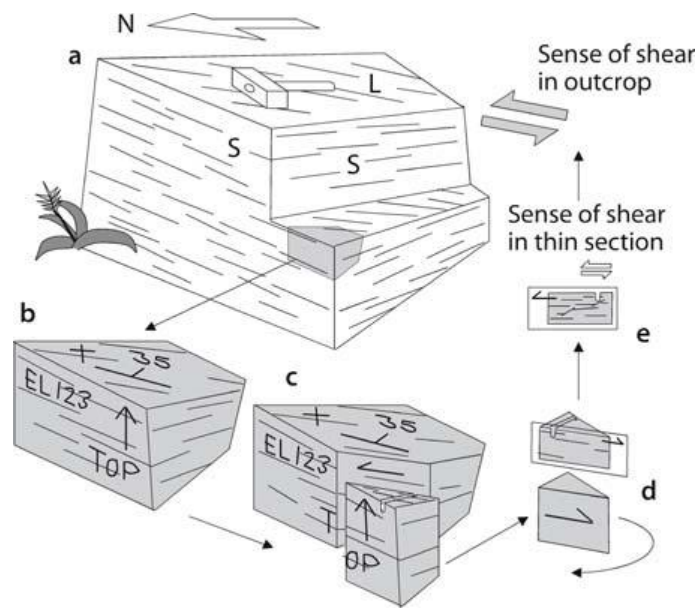


Figura 21. Método para obtener una muestra orientada del afloramiento y una sección delgada de la muestra. Las muestras para un estudio estructural deben estar orientadas. Tomado de Passchier and Trow 2005.



Figura 22. Toma de muestras en campo para análisis microtectónico.

#### *Fase 4*

Corresponde a la fase de laboratorio, en donde se realizará el procesamiento y la interpretación del conjunto de datos previamente adquiridos, así como la obtención de nuevos datos a partir de la aplicación de técnicas de fotogeología, generación de mapas de sombras, trazo de lineamientos a partir de mapas cartográficos entre otras, a su vez la realización e interpretación de las secciones delgadas.

Como resultado de esta fase, se obtendrá un mapa geológico con la posición de las secciones delgadas y su interpretación a su vez la realización de un mapa morfoestructural indicando el patrón de la Falla de Bucaramanga, empleando herramientas como software de Sistemas de Información Geográfica y software para procesamiento de datos estructurales.

#### *Fase 5*

Fase de revisión de los datos e interpretación de los mismos con el director.

#### *Fase 6*

Publicación del documento final de investigación, dándose a conocer los resultados obtenidos a partir de la interpretación de los datos.

## 9. CRONOGRAMA DE ACTIVIDADES

FASE	AÑO 2014									
	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE
1	X									
2	X									
3		X								
4		X	X	X	X	X	X	X		
5						X	X	X	X	
6									X	X

Tabla 1. Cronograma de actividades.

## 10. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

### 10.1 FOTOINTERPRETACIÓN

Las fotografías aéreas así como las imágenes satelitales son una herramienta de gran utilidad para la visualización regional de la zona de interés, y para realizar la interpretación de rasgos lineales. Durante esta fase se busca adquirir la mayor cantidad de información a partir de estas imágenes de sensores remotos de la zona y a su vez integrarla en un SIG (sistema de información geográfica) junto con los datos espaciales de fuentes secundarias.

Aunque hoy en día existen instrumentos para interpretación de las fotografías aéreas de manera digital, la resolución se ve disminuida en gran proporción, por consiguiente se optó por un análisis con un instrumento análogo (estereoscopio de espejos Karl-Zeiss). Las fotografías aéreas analizadas para el área estudio corresponden a las 0156 a 0162 del vuelo C-2505 del IGAC, igualmente se usaron imágenes Landsat (Path 007, Row 055) con una combinación de bandas RGB 4-5-7.

El principal objetivo de la interpretación de las fotografías aéreas es poder identificar los rasgos y geoformas asociadas a la cizalla de la Falla de Bucaramanga en un corredor a lo largo del cañón del río Chicamocha. En este análisis se identificó un conjunto de trazos tipo Riedel (R, R' y P), así como a las morfoestructuras que caracterizan el desplazamiento de una falla de rumbo y su evolución (Naylor *et al.*, 1986). Se destacan geoformas como lomos de presión, lomos de obturación, ganchos de falla, facetas triangulares claras y conos de deyección (Figura 23).

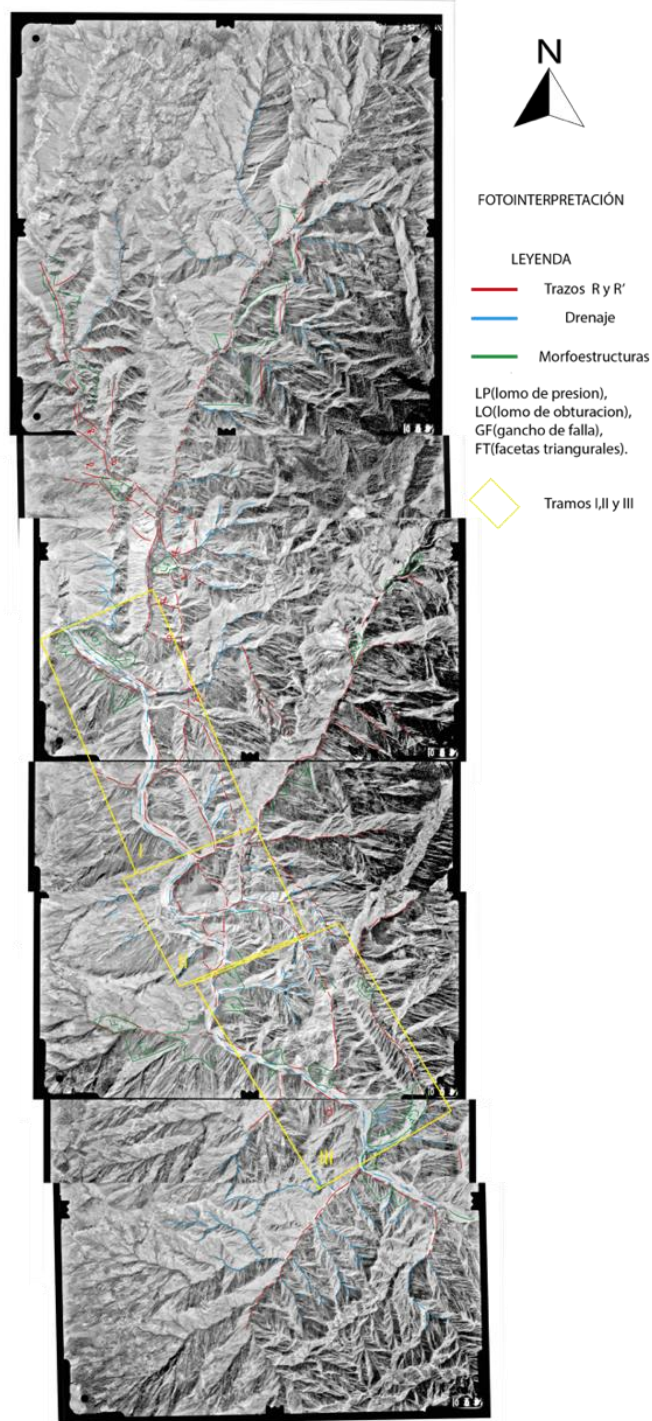


Figura 23. Interpretación de las fotografías aéreas, con sus trazos y morfoestructuras.

## 10.2 CARTOGRAFÍA MORFOESTRUCTURAL

Las condiciones semiáridas de la cuenca media del río Chicamocha permiten cartografiar de manera confiable los trazos relacionados con los movimientos en rumbo de la falla de Bucaramanga (Figura 23) a partir de imágenes de satélite, fotografías aéreas y trabajo de campo. Entre el sector de Pescadero, la población de Cepitá y llegando a San miguel (departamento de Santander) resaltan geoformas de origen transpresivo (Figura 24) como lomos de presión causados por saltos laterales de la falla, lomos de obturación, drenajes desplazados, valles lineales, silletas de falla, trincheras y facetas triangulares, además de algunas zonas de ensanchamiento del valle lineal. También se identifican depósitos de aluviones que se podrían relacionar con áreas de apertura, estilo cuencas de tracción alargadas (transtensión). Las morfoestructuras son definidas en la sección 6.1.2.1.

Tomando como base la interpretación fotogeológica, debido a su gran extensión se dividió el corredor de falla en tres tramos (Figura 23), donde se logró identificar y catalogar cada una de las morfoestructuras presentes a lo largo del corredor de la falla.

### 10.2.1 Tramo I .

El tramo I se define al norte desde Pescadero hasta la quebrada el Ambra + 3.7 km al sur con una extensión aproximada de 7 km. En este sector se evidencia la presencia de lomo de obturación, abanicos aluviales, paleocausas y lomos de presión (Figura 24). Este tramo se ha estudiado con anterioridad por Osorio *et al.* (2008), cuyas observaciones se tendrán en cuenta en el presente trabajo junto con nuevas interpretaciones de los mismos. El tramo se subdivide a su vez en tres (A, B y C), cada uno con características diferentes.



Figura 24. Esquema del tramo I, presencia de las morfoestructuras a lo largo del corredor de falla.

En el subtramo A, se observa el trazo claro de la Falla de Umpalá dejando un valle marcado, el cual presenta grandes facetas triangulares en su extremo norte (Figura 23). Además, se observa un trazo del corredor de falla de la Falla de Bucaramanga, que en estudios anteriores ha sido denotado como la falla de piedemonte (splay de la falla de Bucaramanga) (Osorio *et al.*, 2008), que recorre gran parte de la zona estudio. Adicionalmente, se observa como los cursos de los ríos Manco y Umpalá se encuentran desviados por una expresión morfológica del terreno, la cual se interpreta como un lomo de obturación por desplazamiento dextral, por la acción de una falla antitética R' (Figura 25).

En el subtramo B, se observa el trazo continuo de la Falla de Bucaramanga (TP), además de terrazas aluviales a lo largo de la quebrada El Ambra y la presencia de dos lomos de presión, uno al costado izquierdo de la quebrada La Pava y el otro al costado derecho de la quebrada El Ambra (Figura 26). También se observa un remanente de abanico aluvial en la parte baja de la quebrada Las Pavas y la presencia de paleocausas (Osorio *et al.*, 2008) (Figura 27)

El subtramo C, evidencia una de las estructuras más visibles tanto a nivel de fotografías aéreas como en imágenes LANDSAT y en campo. Situado al costado izquierdo del río Chicamocha se observa desde la vía que conduce a la población de Cepitá, un lomo de presión de gran tamaño con una dimensión de largo de aproximadamente 3.5 km y de ancho 1 km (Figura 28); además se observa la continuación del trazo principal de la Falla de Bucaramanga.

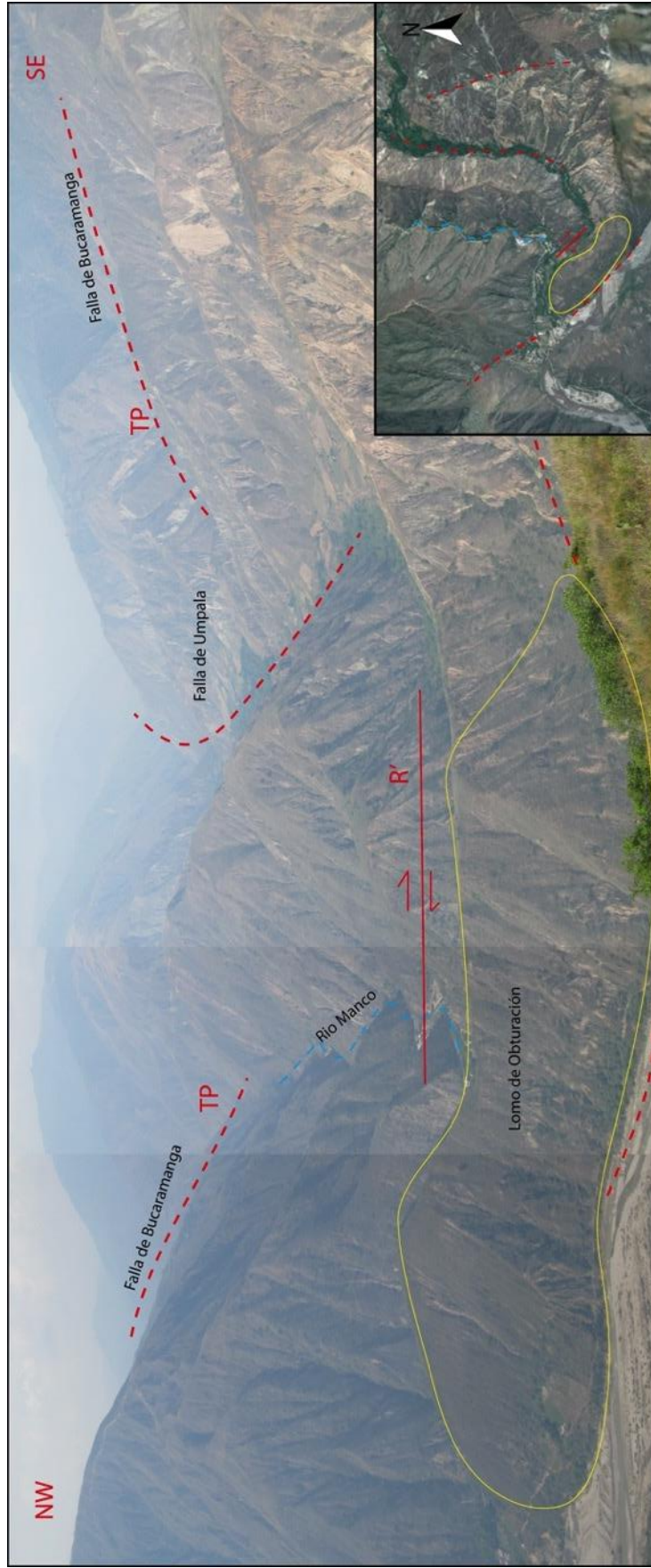


Figura 25. Subtramo A, configuración de trazo principal de la falla de Bucaramanga (TP) y la morfoestructura (Lomo de obturación, en amarillo) asociada a un trazo antitético (R').



Figura 26. Subtramo B, configuración de trazo principal de la falla de Bucaramanga (TP) y las morfoestructuras (lomo de presión, en amarillo), la presencia de un abanico aluvial abandonado en la parte baja de la quebrada las pavas y un paleocause, en la parte lateral derecha se observa la configuración en planta del subtramo B y C

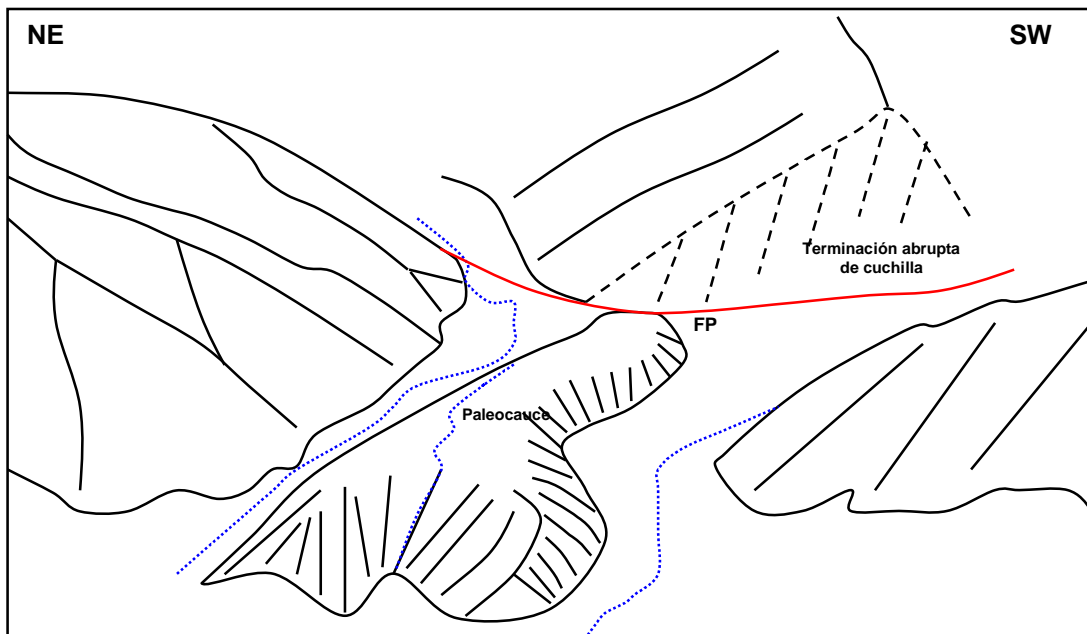


Figura 27. Remanentes de abanicos aluviales localizados en la parte baja de la Quebrada Las Pavas y presentan paleocauces. Tomado de Osorio *et al.*, 2008.



Figura 28. Subtramo C, lomo de presión de gran extensión y la continuación del trazo principal de la falla de Bucaramanga.

### 1.2.2 Tramo II

El tramo II se define a partir de la terminación del tramo I, de la quebrada el Ambra + 3.7 Km pasando por el poblado de Cepitá hasta la desembocadura del río Perchiquez al sur con una extensión aproximada de 2,7 km. Se evidencia el marcado trazo de la falla del río Perchiquez con varias familias de facetas triangulares y bermas de falla (Figura 29).

A su vez es posible observar la clara secuencia de lomos de presión a lo largo del trazo de la Falla de Bucaramanga. Se observan cuatro lomos de presión alineados pasando por el poblado de Cepitá, ubicado en lo profundo del cañón de Chicamocha (Figura 30). Los lomos están definidos por trazos sintéticos (R) de la Falla de Bucaramanga.

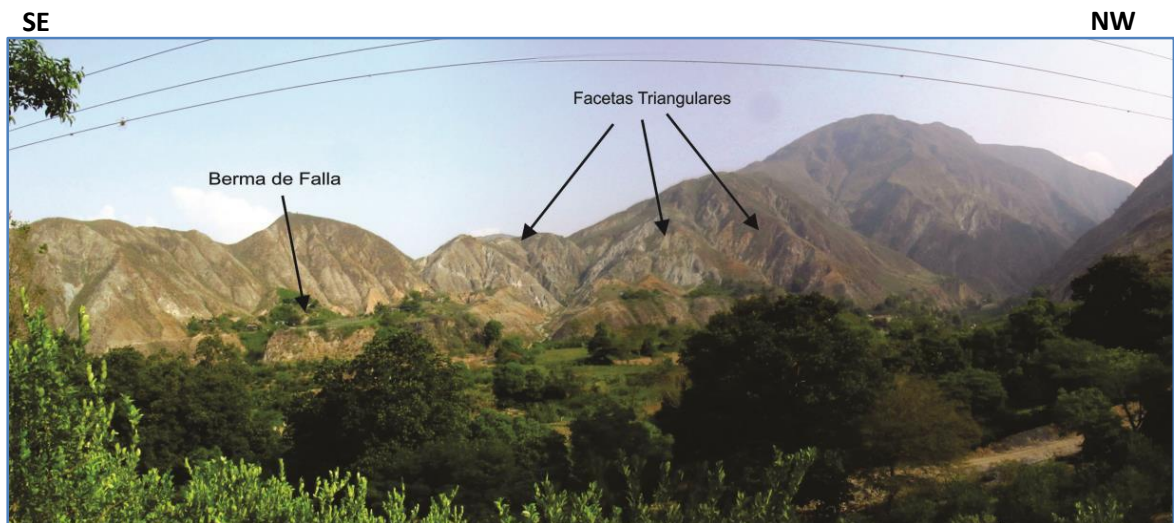


Figura 29. Falla del río Perchiquez con la presencia de facetas triangulares sobre la ladera izquierda aguas arriba y bermas de falla.



Figura 30. Lomos de presión en secuencia a lo largo del trazo principal de la falla de Bucaramanga.

### 10.2.3 Tramo III

Por último, el tramo III se ubica desde la desembocadura del río Perchiquez al norte hasta el poblado de San Miguel al sur con una extensión aproximada de 5,7Km. En este tramo se presentan dos lomos de presión en secuencia, siguiendo el trazo principal de la Falla Bucaramanga, con la presencia de conos de deyección hacia la base de los mismos y al final de estas estructuras se observa una morfoestructura denominada gancho de flexión producto no solo del empuje que ejerce la falla de Bucaramanga en sí, sino además una falla antitética R' (Figura 31), que convergen en ese sector lo que genera este gancho de flexión (Figura 32).

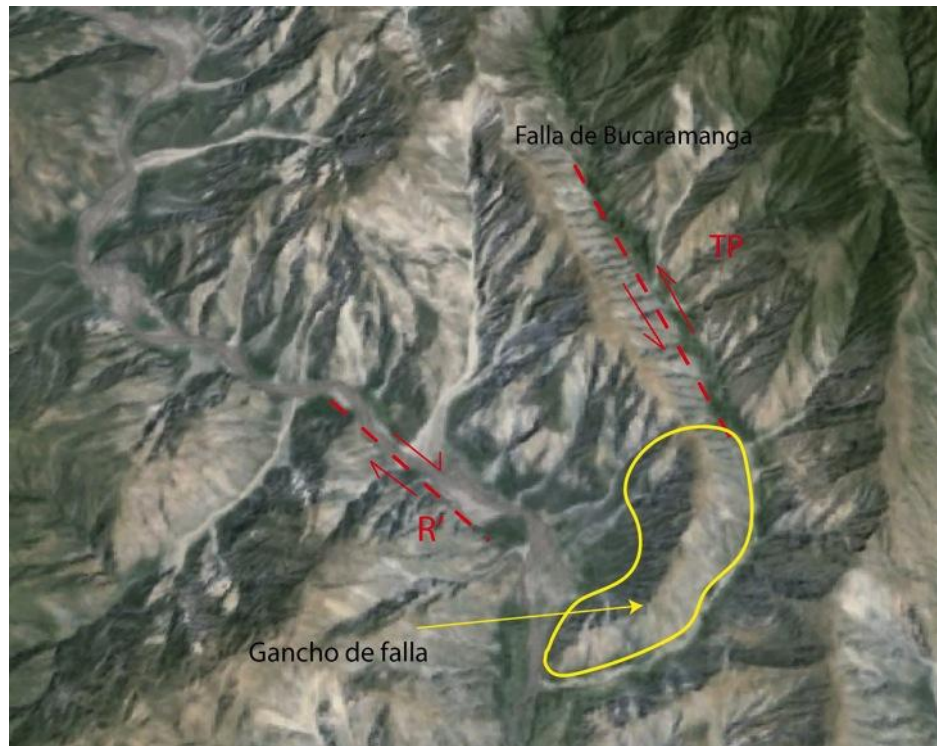


Figura 31. Modelo de formación donde se observa el trazo de la falla de Bucaramanga y el trazo antitético R', generando el gancho de flexión. Imagen de Google Earth.



Figura 32. Lomos de presión siguiendo el trazo de la falla de Bucaramanga y el gancho de falla en cercanía al poblado San Miguel.

## 11. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

La cartografía morfoestructural genera información importante acerca de este sector de la Falla de Bucaramanga (movimiento en rumbo sinestral predominante) y con base en este análisis se generó el mapa morfotectónico de la zona estudio (Figura 33), en el cual se representan las formás transpresivas y transtensivas, así como los demás rasgos morfoestructurales que están relacionados con trazos tipo Riedel a lo largo de la falla.

El trazo principal de la falla sólo se evidencia en algunos sectores locales, pero la mayor parte de la estructura se distingue por la geometría lenticular a lo largo de una zona o corredor de falla (Figura 33). Estos lentes están configurados por la interrelación de fallas menores tipo R (sintéticos), R' (antitéticos, así como P y P' (post-riedel), que a su vez dan forma a relieves positivos (lomos) y depresiones relativas (en algunos casos con ensanchamiento del cauce del río). Adicionalmente, algunas de las fallas antitéticas asociadas también presentan geoformas (especialmente lomos) indicativas de una cinemática dextral.

La disposición de estas fallas y morfoestructuras son comparables con resultados de modelos de laboratorio para fallas de rumbo (Naylor *et al.*, 1986), los cuales proponen que el patrón final de una falla de rumbo es en sí anastomosado y está definido por una zona relativamente ancha donde se presentan los lentes relacionados con la cizalla a lo largo de la falla (Figura 34), con el desplazamiento concentrado en la zona central de la falla en movimiento.

Esta geometría anastomosada de la Falla de Bucaramanga se evidencia con un completo de patrones de lentes asociados al desarrollo de trazos tipo Riedel, inclusive a lo largo de las fallas antitéticas. Esto muestra una estructura muy evolucionada en su movimiento de rumbo, con un corredor de falla relativamente

ancho (en promedio 4.000 m), que puede indicar, bien que se trata de una estructura antigua (Paleógeno) o bien que es una falla rápida y reciente; esto si se compara el patrón lenticular de la falla con el modelo experimental y evolutivo de Naylor *et al.* (1986) (Figura 34).

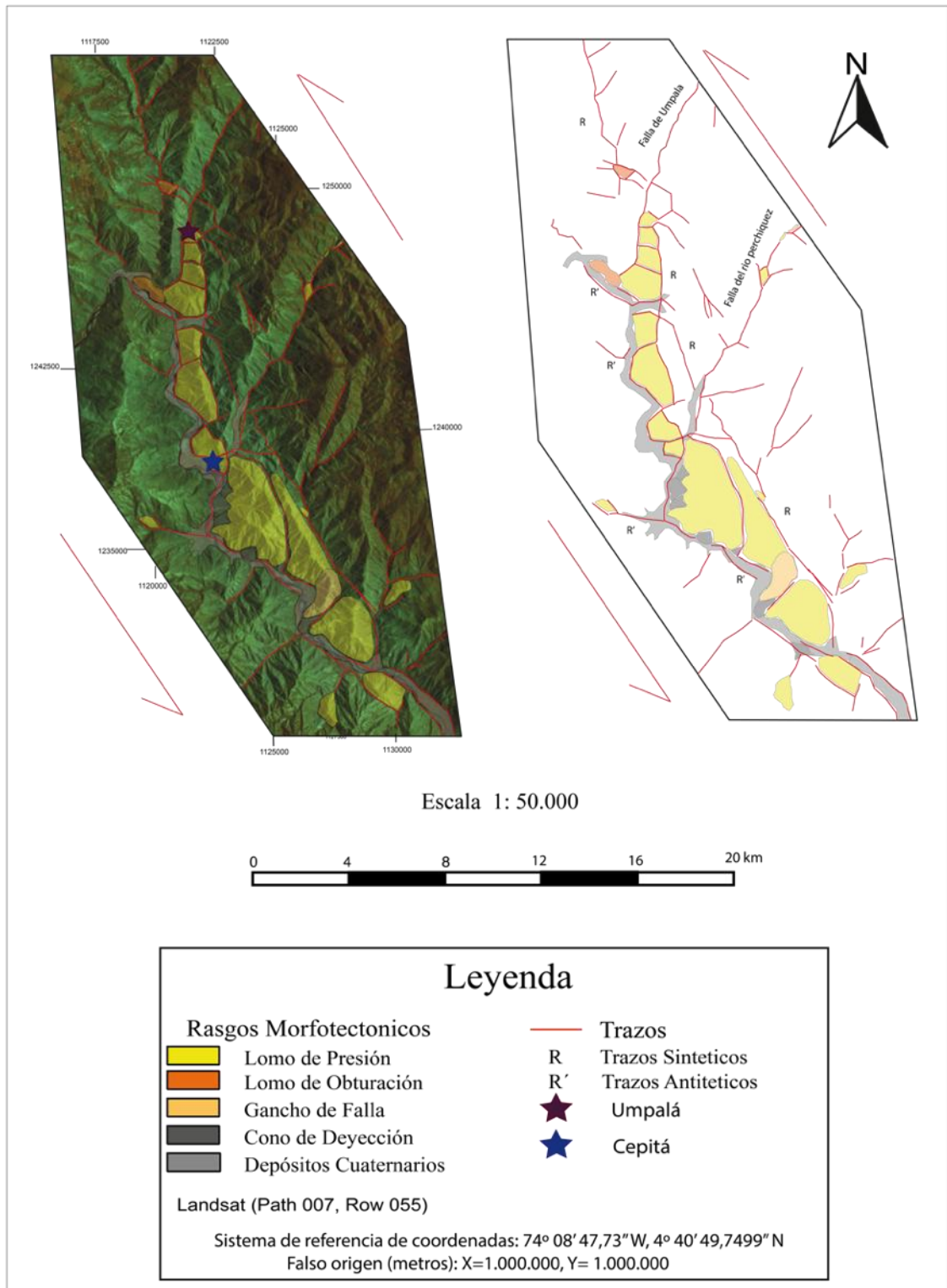


Figura 33. Mapa morfoestructural para la zona estudio.

Solo estudios más completos de neotectónica y paleosismología que involucren geocronología, podrán dilucidar el modelo evolutivo de la falla en este sector de río Chicamocha, pero por ahora la cartografía realizada en este trabajo permite entender la distribución de la deformación y la relación entre los distintos trazos que conforman esta estructura regional.

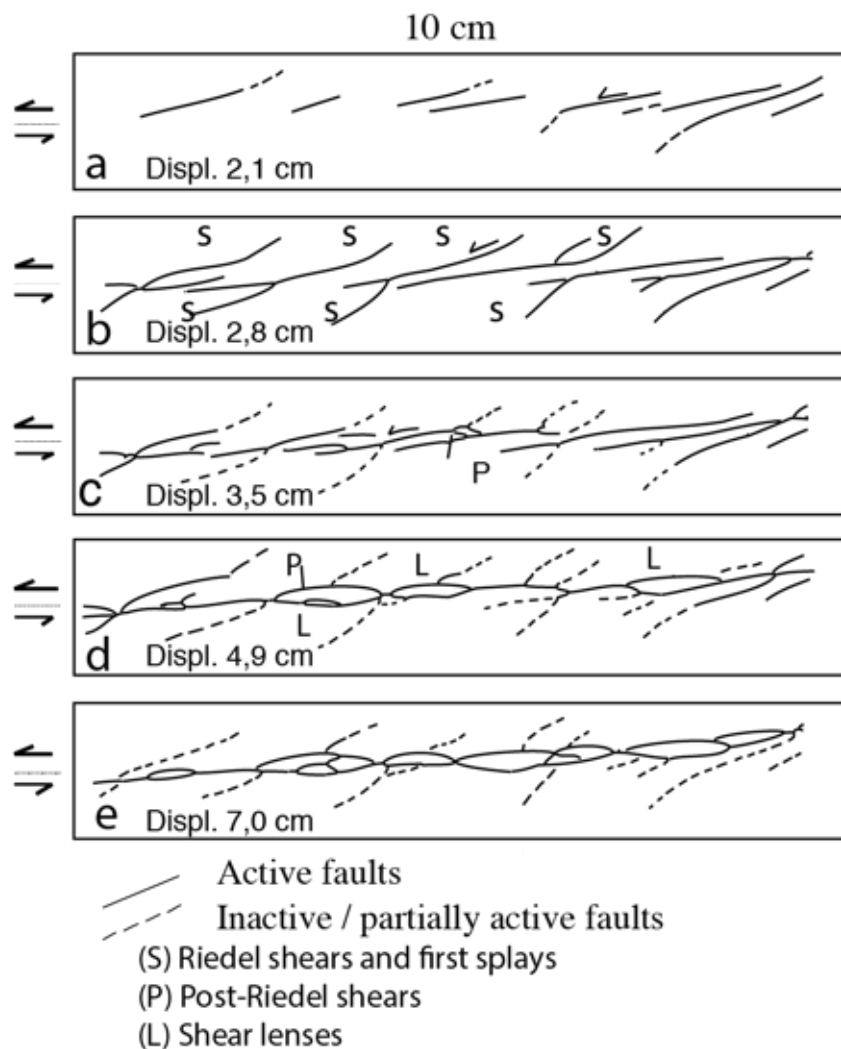


Figura 34. Modelo experimental evolutivo de una falla de rumbo, sin la actuación de esfuerzos anteriores. Modificado de Naylor *et al.*, 1986.

## **12. LITOLOGÍA**

A continuación se identificaran las litologías de mayor interés en la zona estudio, de las cuales se describió su composición mineralógica a groso modo, basado en el análisis mineralógico y textural tanto en muestra de mano como en sección delgada.

### **NEIS DE BUCARAMANGA**

En su mayoría el neis de Bucaramanga comprende rocas pelíticas (neises biotíticos) y cuarzo feldespáticas (neises cuarzo feldespáticos y cuarcitas), mostrando un aspecto bandeado. Los principales minerales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, sillimanita y biotita.

En algunos sectores de la zona estudio se observa el desarrollo de neises cuarzo feldespáticos y neises biotíticos cuarzo feldespáticos ambos compuestos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y muscovita. Siendo la biotita de mayor presencia en los neises biotíticos y la muscovita ausente en estos.

### **FORMACIÓN SILGARÁ (ESQUISTOS DEL SILGARÁ)**

Las rocas pelíticas (micaesquistos o esquistos micáceos), son el mayor constituyente de la formación Silgará en la zona estudio evidenciando una estructura esquistosa. Los principales minerales que conforman estas rocas son muscovita, biotita , cuarzo y plagioclasa. el granate y minerales opacos conforman los minerales menores, a su vez la turmalina y el granate como minerales accesorios.

### **CUARCITAS**

Las cuarcitas son rocas masivas que se encuentran bien cristalizadas compuestas por grandes cantidades de cuarzo más del 70%, biotita en niveles bajos de

alrededor del 15% y la presencia de granates. En gran parte de los cuerpos de cuarcitas en la zona estudio se evidencia la alteración de tipo hidrotermal. Cerca de las zonas mineralizadas las cuarcitas presentan alteración de tipo hidrotermal (presencia de clorita, feldespatos y epidota).

### **13. ANÁLISIS MESO Y MICROTTECTÓNICO**

El análisis meso y microestructural de las rocas de falla relacionadas con cada una de las litologías diferenciadas en campo y en especial de aquellas que registran efectos tectónicos mesoscópicos en el área de estudio, se realizó en veintiún (21) secciones delgadas de las unidades pDs (esquistos del Silgará) y pEb (Neis de Bucaramanga), orientadas perpendicularmente a la foliación mesoscópica y paralelas a la lineación de elongación mineral, parte de la metodología de toma de muestras descrita en la sección 9 (Figura 21).

La mayoría de los afloramientos y muestras tomadas dentro de la zona estudio , se encuentran ubicadas dentro de la zona de cizalla de la falla de Bucaramanga, con una componente sinistral importante (Boinet, 1989; Campbell, 1965) y para este sector de la falla un componente inverso con buzamiento al NE (como se observa en los modelos de Osorio *et al.*, 2005), por lo cual parte de la deformación ejercida por la falla de Bucaramanga se debería ver reflejada a lo largo de la zona de cizalla. En capítulos anteriores se llegó a la conclusión de que la falla de Bucaramanga es una estructura evolucionada, por lo que no es de extrañar encontrar estructuras de deformación dúctil y/o frágil que podría estar presentes, a su vez podrían indicar distintos eventos o estados de deformación en la roca dependiendo de su interpretación.

#### **13.1 MESO ESTRUCTURAS**

A continuación se pretenden describir las estructuras observadas a lo largo de la zona estudio, cada una de estas puede indicar y/o inferir algún evento deformativo el cual la puedo generar identificando su relación con cada evento identificable. Datos estructurales y coordenadas registrados anexo 1.

### 13.1.1 Estaciones con estructuras

El primer punto de interés que mostraba una deformación evidente a simple vista es la estación 4, vía Pescadero - Cepitá a 6,3 km del poblado de Cepitá. En esta estación se identificaron estructuras “kink band” o bandas tipo kink sobre los esquistos del Silgará (Figura 35), estas estructuras son claramente identificables en gran parte de esta estación (Figura 39), algunas de ellas son de gran influencia y poseen un gran valor por su aporte al entendimiento de la zona estudio.

La primera estructura “Kink Band” identificable es la que se muestra en la Figura 35 se puede observar la geometría y la disposición espacial de la estructura, en esta podemos observar en el costado derecho la foliación o clivaje composicional (S1) propio de la roca “esquistos del Silgará” (esquistos micáceos) a su vez se identifica la estructura compuesta por dos (2) bandas

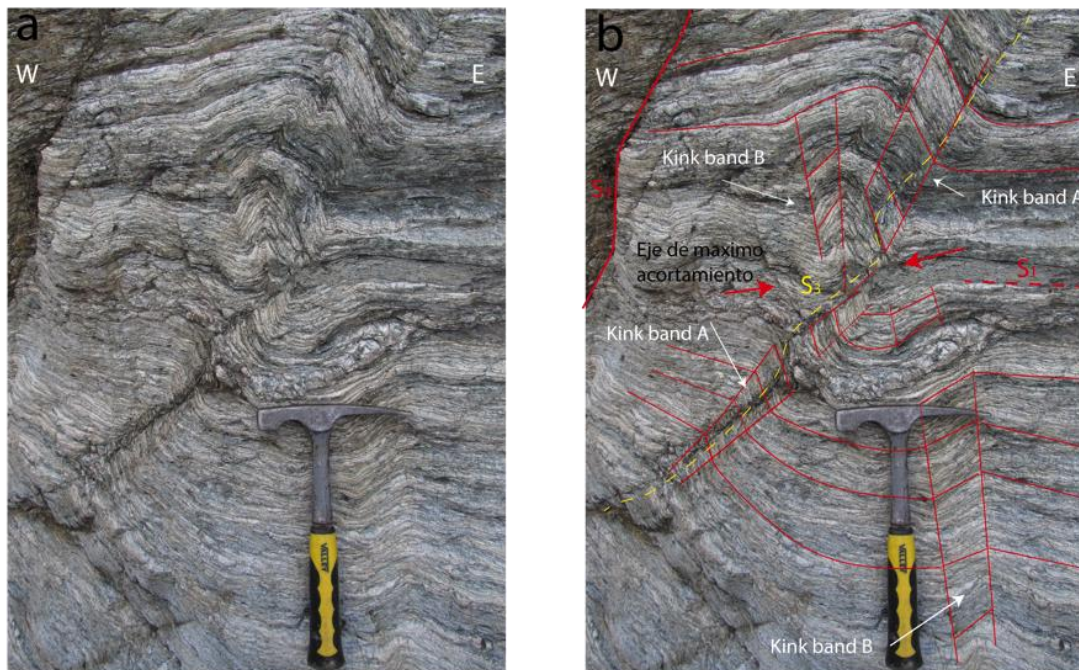


Figura 35. Estación 4. a) afloramiento sin interpretación, b) estructura de bandas tipo Kink conjugadas además del establecimiento del eje de máximo acortamiento y el desarrollo del clivaje debido al desarrollo de la estructura (S3).

Kink las cuales poseen en la suma de sus ángulos  $\alpha_1 + \alpha_2$  un ángulo obtuso (Figura 36), lo cual permite interpretar que la estructura es generada en un ambiente tectónico compresivo.

Esta estructura “Kink band conjugada asimétrica” tiene una característica y es que su formación o generación se da debido a cizalla simple paralela a la superficie de plegamiento tomado esta superficie como eje de máximo acortamiento ( $\sigma_1$ ) (Figura 37), para su completo entendimiento se tiene que tener en cuenta el modelo evolutivo para este tipo de estructuras como se evidencia en la Figura 38 en la cual es observable la generación de las bandas kink conjugadas producidas por la migración de una de las bandas kink hacia la otra banda kink. Esto es claramente visible en afloramiento (Figura 35), en la cual la banda kink A migra hacia la banda Kink B, por lo cual en su avance genera un clivaje S3. Es evidente el desarrollo de estas varias estructuras similares en estación (Figura 39).

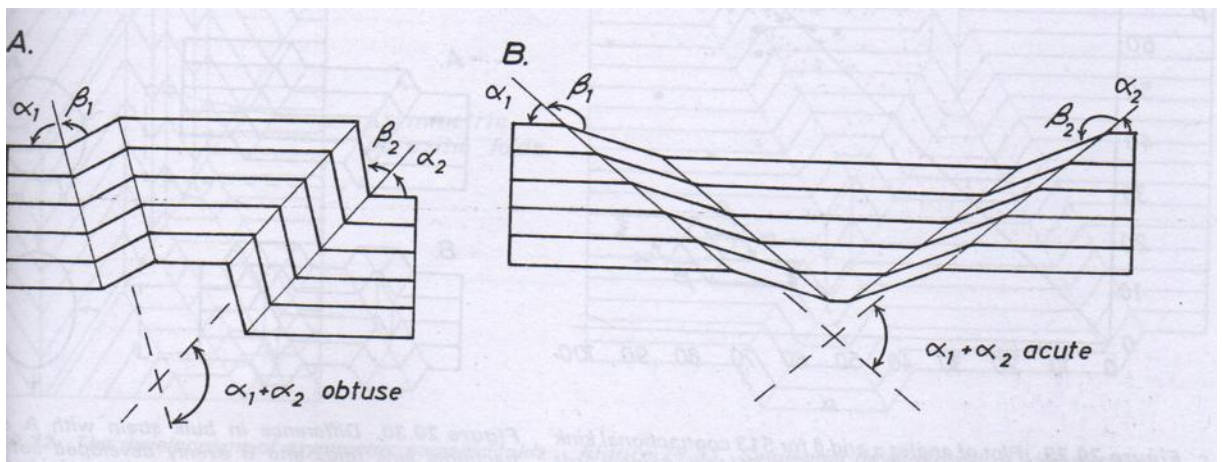


Figura 36. Características geométricas de bandas Kink contraccionales (A) y extensionales (B). Tomado de Ramsay and Humber ,1987.

Otro dato importante acerca de estas estructuras es en la cual se puede establecer el eje o plano sobre el cual actúa el eje de máximo acortamiento, para lo cual se debe tomar el eje de los pliegues en ambas bandas y posteriormente

calcular el eje que se encuentra entre los dos ejes de los pliegues de las bandas kink. Para este caso en específico se tomara el ángulo obtuso entre ambas bandas kink y se obtuvo el resultado el cual llega a ser el eje de máximo acortamiento (Figura 40).

Fold axis in Kink band A: 220/43  
 B: 170/70

Fold axis in Kink band

Eje de máximo acortamiento: 304/62

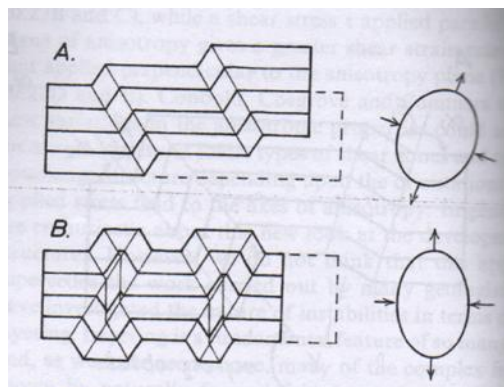


Figura 37. Diferencias en el campo de esfuerzos con A pliegues únicos kink contraccionales y B pliegues kink conjugados contraccionales. Tomado de Ramsay and Humber ,1987.

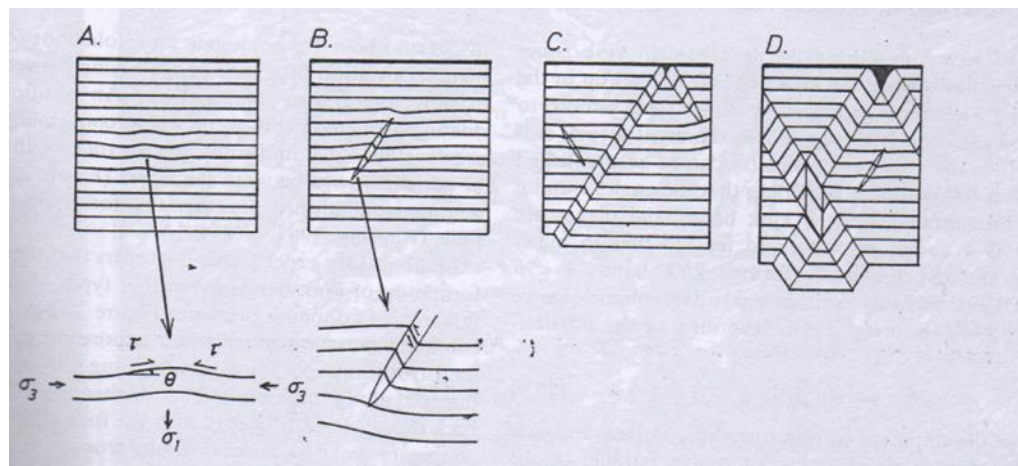


Figura 38. Desarrollo progresivo de las bandas kink conjugadas. Tomado de Ramsay and Humber ,1987.

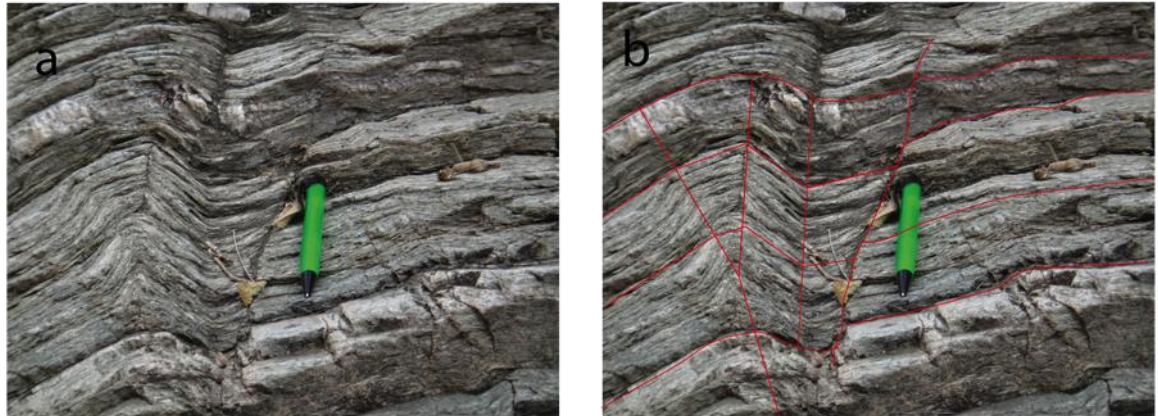


Figura 39. Desarrollo de pliegues kink en gran parte de la estación 4. a) afloramiento sin interpretación, b) pliegue kink interpretado.

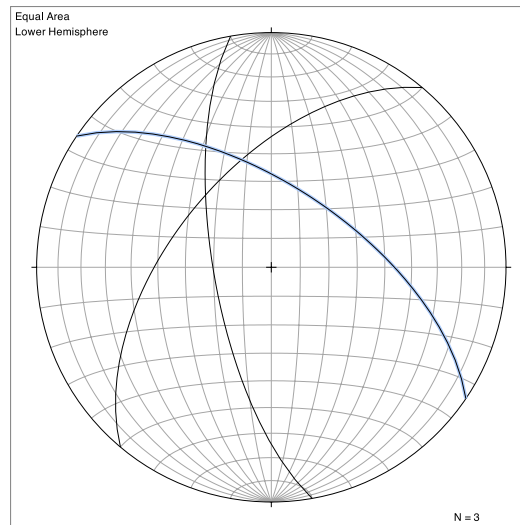


Figura 40. Proyección estereográfica de los ejes de las kink bands y el resultado eje de máximo acortamiento representado en azul. Usando OSXStereoner (2.1).

Por otro lado esta estación además evidencia clivaje tectónico (S4) desarrollado en un régimen frágil y la presencia de un plano de falla, la cuales sufren desplazamiento lateral derecho (dextral) (Figura 41). Como observación el dato perteneciente al plano de falla es muy similar al eje de máximo acortamiento (Figura 40) determinado por la estructura “kink band conjugada” (Figura 36), este

dato deberá ser abordado más adelante cuando se traten los diferentes datos de estrías para la obtención de la elipse de deformación.

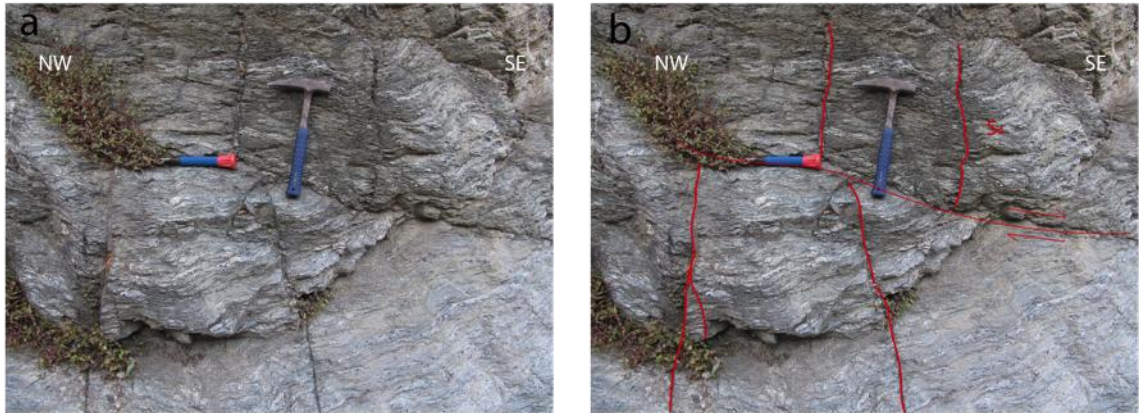


Figura 41. a) Afloramiento sin interpretar, b) Presencia de clivaje tectónico siendo desplazados por una falla de manera dextral.

Varios autores planean distintos conceptos acerca de las bandas kink que son de gran importancia. Un primer concepto establece que las bandas kink representan el epílogo de una deformación bajo condiciones relativamente frágiles y dentro de un nivel estructural alto (Ramsay 1967), otros como Williams (1987) considera la generación de bandas kink dentro de sectores con esfuerzos compresivos locales diferenciales en zonas de cizallamiento debido a pequeñas variaciones de deformación (acortamiento – estiramiento), a lo largo de planos de cizallamiento (Platt y Leggett 1986). Estos conceptos se volverán a considerar más adelante en la interpretación de los eventos deformativos.

Otro punto de interés es la estación 18 que se encuentra sobre la misma vía Pescadero – Cepitá a 3 km del poblado de Cepitá, en esta estación se observa de nuevo la presencia de la Formación Silgará sobre el cual se identificaron diferentes corredores de fallados (régimen frágil) o zona de cataclasis. Se observa el desplazamiento claro de cuerpos ígneos, que se identificaron como diques de composición andesítica (mencionados por Uruña-Suárez y Zuluaga, 2011)

muchos de los cuales se encontraban foliados siguiendo los planos de foliación de los esquistos del Silgará (lo que indicaría que también se sometieron al mismo evento metamórfico que generó la foliación S1) y otros atravesando este cuerpo metamórfico.

En esta estación se pueden observar Boudins asimétricos (Figura 42), los cuales son estructuras extensionales formadas por la extensión paralelas a las capas o laminas (en este caso la foliación S1). Los boudins se pueden formar en distintos regímenes deformativos (Figura 42), desde frágil a dúctil y a su vez se puede conocer su movimiento relativo si su geometría es asimétrica. Su presencia indica una de las primeras fases deformativas.



Figura 42. Boudines asimétricos formados en régimen dúctil mostrando una cinemática dextral.

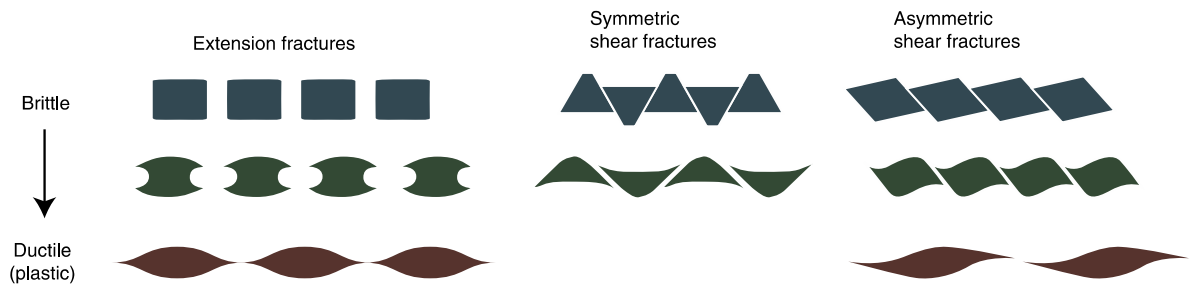


Figura 43. Generación de boudines a distintos regímenes deformativos, los boudines asimétricos pueden indicar deformación no-coaxial. Tomado de Fossen 2005.

Además de observarse deformación de un régimen dúctil también se puede observar deformación de un régimen frágil, en el cual se puede observar el desplazamiento de los diques anteriormente mencionados. En la Figura 44 se puede observar como el dique se encuentra desplazado por dos (2) falla de manera dextral que en capítulos posteriores se evaluara su relación con el tensor de esfuerzos regional actual, a su vez la presencia de una zona de falla de gran extensión (Figura 45) de la cual se obtuvo una muestra orientada (NVE 14) la cual será descrita posteriormente.

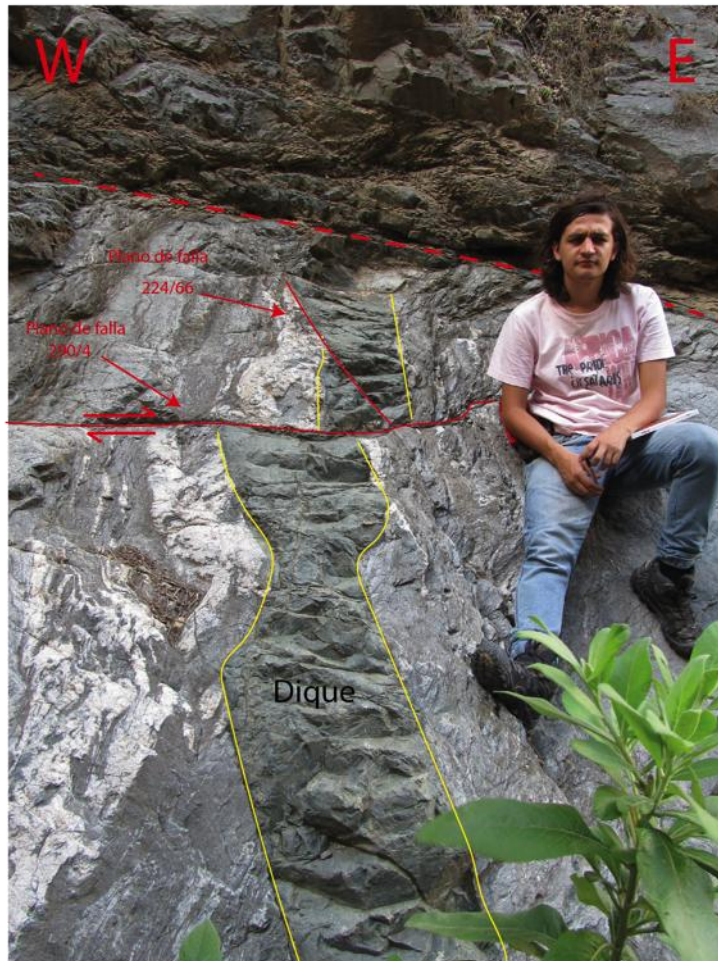


Figura 44. Presencia de dique fallado de manera dextral.



Figura 45. Zona de falla de gran extensión (orientación  $5^\circ$ ).

También se observan en esta estación Venas de Cuarzo, calcita y Óxidos con textura crustiforme (diente de perro) (Figura 46), indicando recristalización a poca profundidad.



Figura 46. Vena de Cuarzo, calcita y Óxidos con textura crustiforme (diente de perro), indicando recristalización a poca profundidad.

El tercer (3) punto de interés es la estación 17 que se encuentra sobre la misma vía Pescadero – Cepitá, a 2 km del poblado de Cepitá, donde se observa de nuevo la presencia de la Formación Silgará. Esta estación presenta pliegues asimétricos y pliegues ptigmáticos (Figura 47), indicando un alto grado de ductilidad. Los pliegues representan un transporte tectónico en sentido Sur y generando a su vez el clivaje S2 (90/58), además de observarse la foliación S1 (74/57).



Figura 47. Pliegues asimétricos y pliegues ptigmáticos al tope. Formación del clivaje S2.

La estación 10 ubicada en una quebrara subparalela a el río Perchiquez, en el costado derecho, siendo la vía de acceso más próxima la que conduce de Cepitá

a Pescadito. En esta estación hay presencia del neis de Bucaramanga, con pliegues isoclinales (Figura 48), donde se observa el desarrollo del clivaje S2 y el plegamiento de la foliación (S0), lo que indica un comportamiento dúctil.

Por otro lado, también se observa la presencia de un plano de falla de gran extensión (Figura 49) y la presencia de un dique andesítico, el cual sirve como referencia para confirmar el movimiento inverso, determinado en la interpretación de toma de estrías de falla en el plano observado.

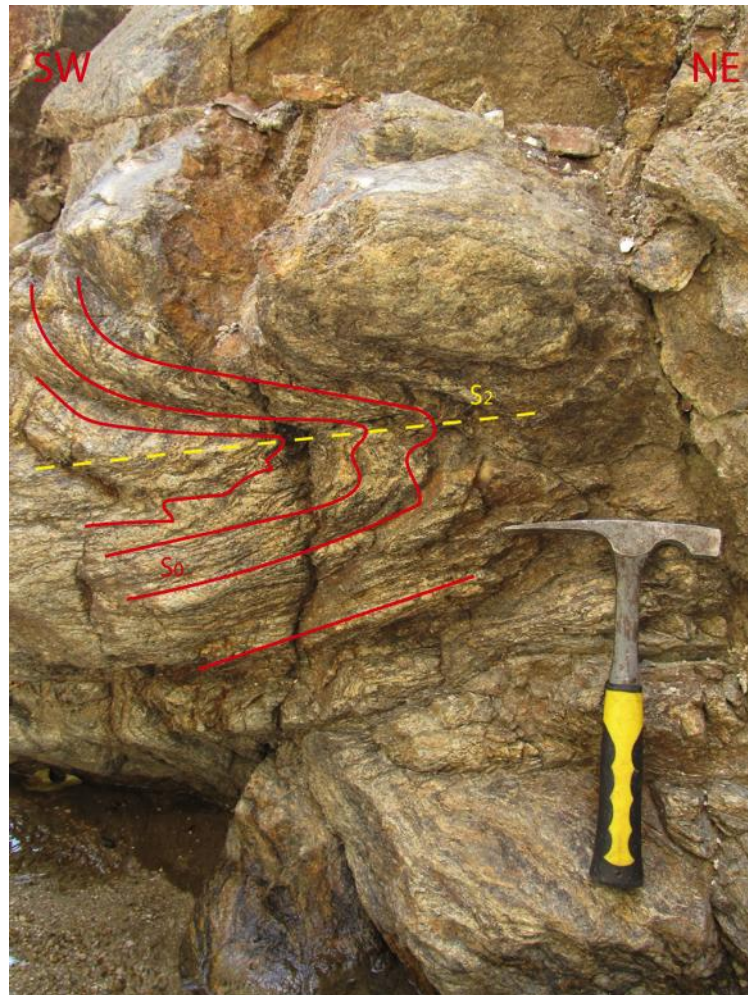


Figura 48. Pliegue isoclinales, generación del clivaje S2 y el plegamiento de la foliación S1

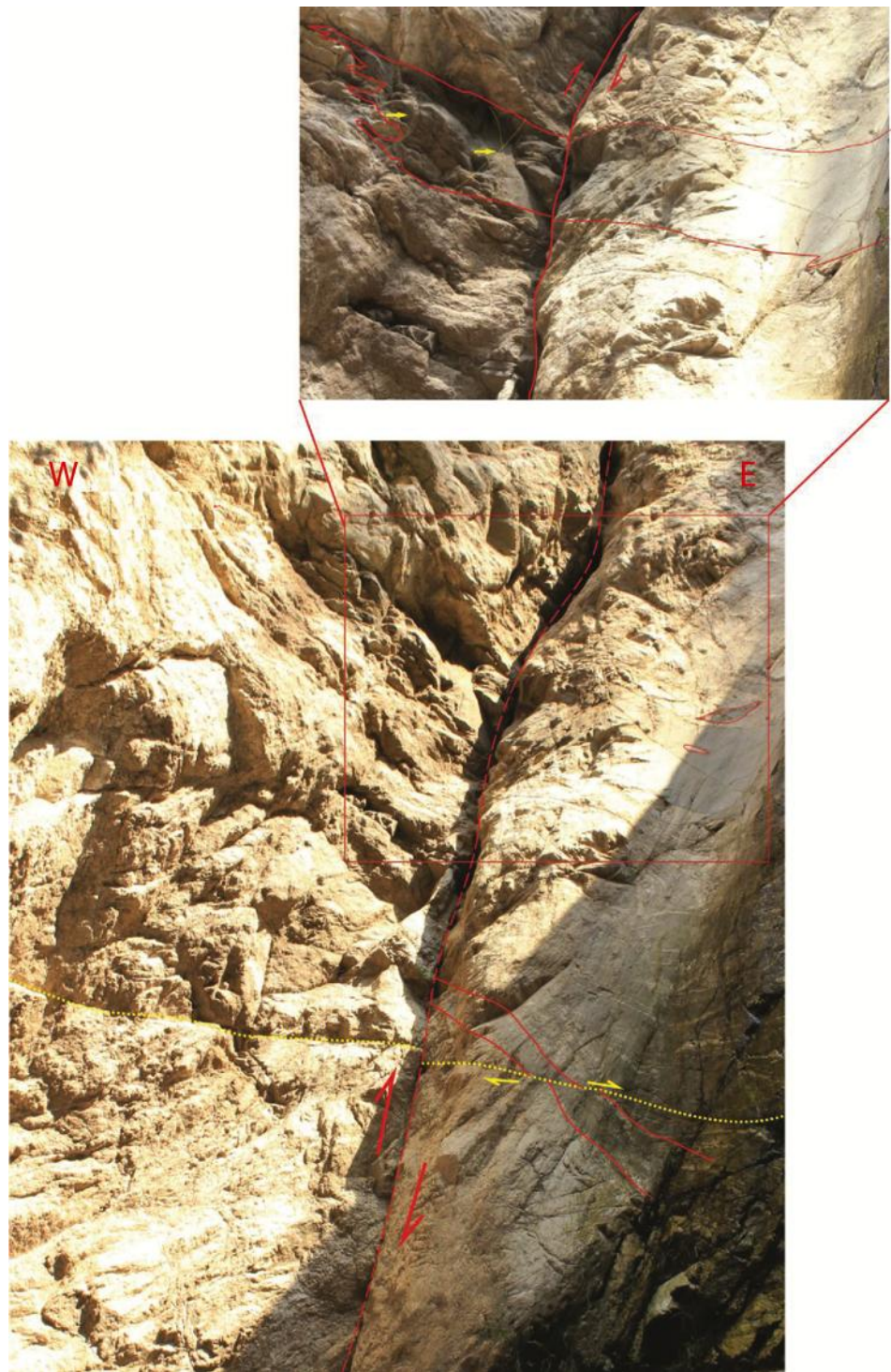


Figura 49. Plano de falla con componente inverso, en rojo se evidencia la falla inversa que desplaza el dique andesítico en la parte superior.

La estación 12, ubicada en una quebrara subparalela a el río perchiquez, en el costado derecho siendo la vía de acceso más próxima Cepitá – Pescadito. En estas estación la litología presente es el neis de Bucaramanga en el cual se puede observar la presencia pliegues kink. Se evidencia la presencia de un pliegue contraccional unico tipo kink, poco desarrollado en la banda izquierda y un pliegue más desarrollado a la derecha (Figura 50), el cual llega a sufrir fracturamiento.

En otro sector de la misma estación se observan enclaves alargados además de una lineación mineral evidente S3 (355) (Figura 51) por el cual se toma una muestra orientada (NVE 13), posteriormente se evaluara en sección delgada.



Figura 50. Pliegue contraccional tipo kink



Figura 51. Enclaves alargados

Cerca de esta estación se observa un bloque rodado el cual evidencia muchos de los eventos deformativos identificados hasta el momento (Figura 52), estos eventos se explicaran en su totalidad más adelante. El primero es la foliación S1 producto del metamorfismo así como se evidencia la foliación del dique de diabasa producto del mismo evento metamórfico, en segundo lugar se observa el clivaje S2 producto de la deformación en un régimen dúctil y por último la presencia de clivaje tectónico S4 producto de la deformación en un régimen frágil además de la presencia de epidota sobre gran parte del bloque indicando paso de fluidos (alteración hidrotermal).



Figura 52. Bloque rodado con la presencia de varios eventos deformativos

La estación 66 por su parte se encuentra sobre la vía Aratoca – Pescadero a 300 m del Parque Nacional Panachi, en la cual se evidencia la presencia de los esquistos del Silgará. Se observa claramente la generación de estructuras s-c (Figura 53) en un corte de  $320^{\circ}$  en azimuth (paralelo al corredor de la falla de Bucaramanga) con una cinemática sinistral, en esta estación se recogió a su vez una muestra orientada (NVE 36) para su análisis microtectónico el cual debelara con mayor claridad su cinemática, el cual se llevara a cabo en otra sección.



Figura 53. Estructura S-C estableciendo una cinemática sinistral (Formación Silgará).

Por último, la estación 68 que se encuentra por la vía Aratoca – Pescadero, a 4 km de la estación 66 por la misma vía, donde también se observan los esquistos del Silgará. En esta estación se muestra la foliación S1 (103/34) siendo plegada generando pliegues isoclinales (Figura 54), los cuales a su vez, producto de la deformación de éstos generan el clivaje S3 (304/30) (NVE 37), el cual es bastante evidente por la alineación mineral de filosilicatos. Cabe resaltar que la generación del clivaje S3 posee una dirección subparalela al corredor de la falla de Bucaramanga, observación que será abordada en otro capítulo con grandes implicaciones.

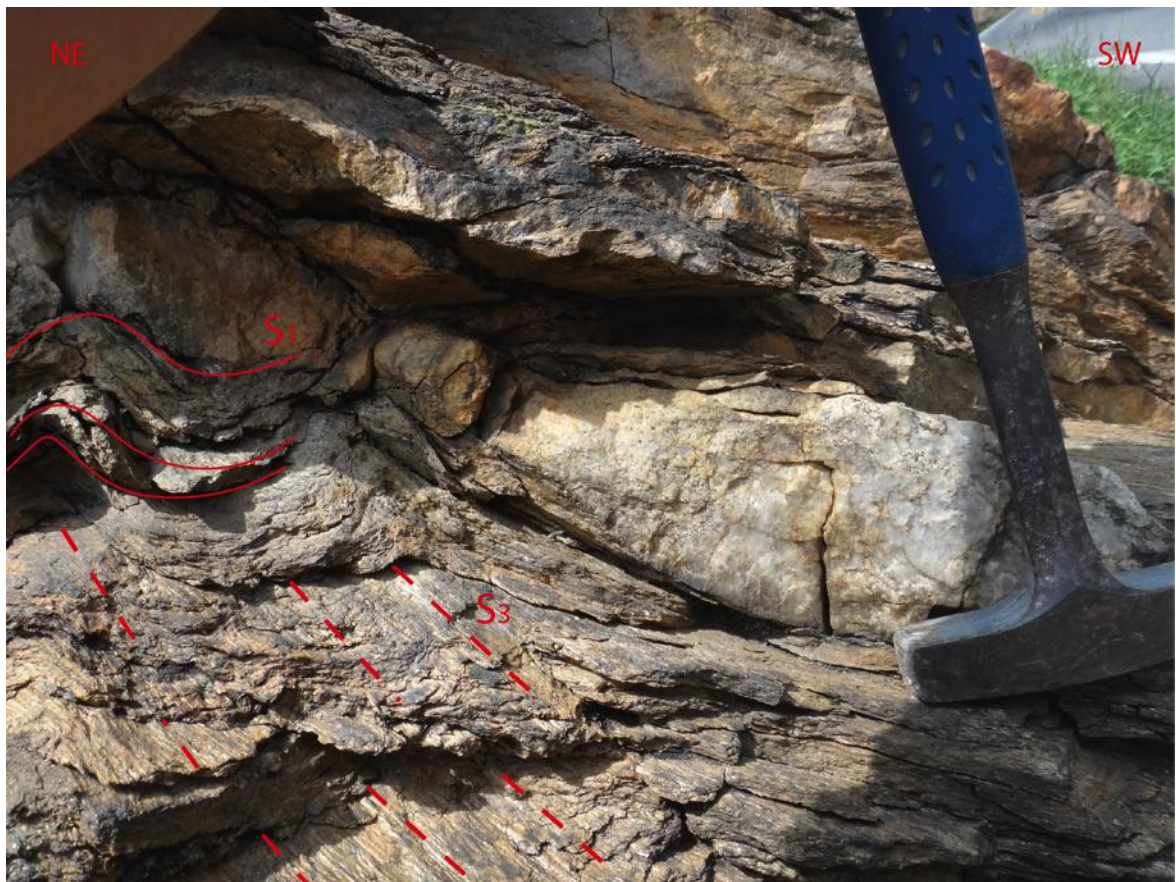


Figura 54. Pliegues isoclinales, generando el clivaje S3.

Por otro lado cabe resaltar la presencia de un porfiroclasto de gran tamaño, el cual se encuentra deformado representado como una estructura delta ( $\delta$ ) (Figura 55) siendo esta estructura generada principalmente a grandes esfuerzos en un régimen dúctil y el desarrollo de fracturas (régimen frágil) concordante con la cinemática sinistral, Indicando su evolución progresiva desde la zona dúctil a la frágil.

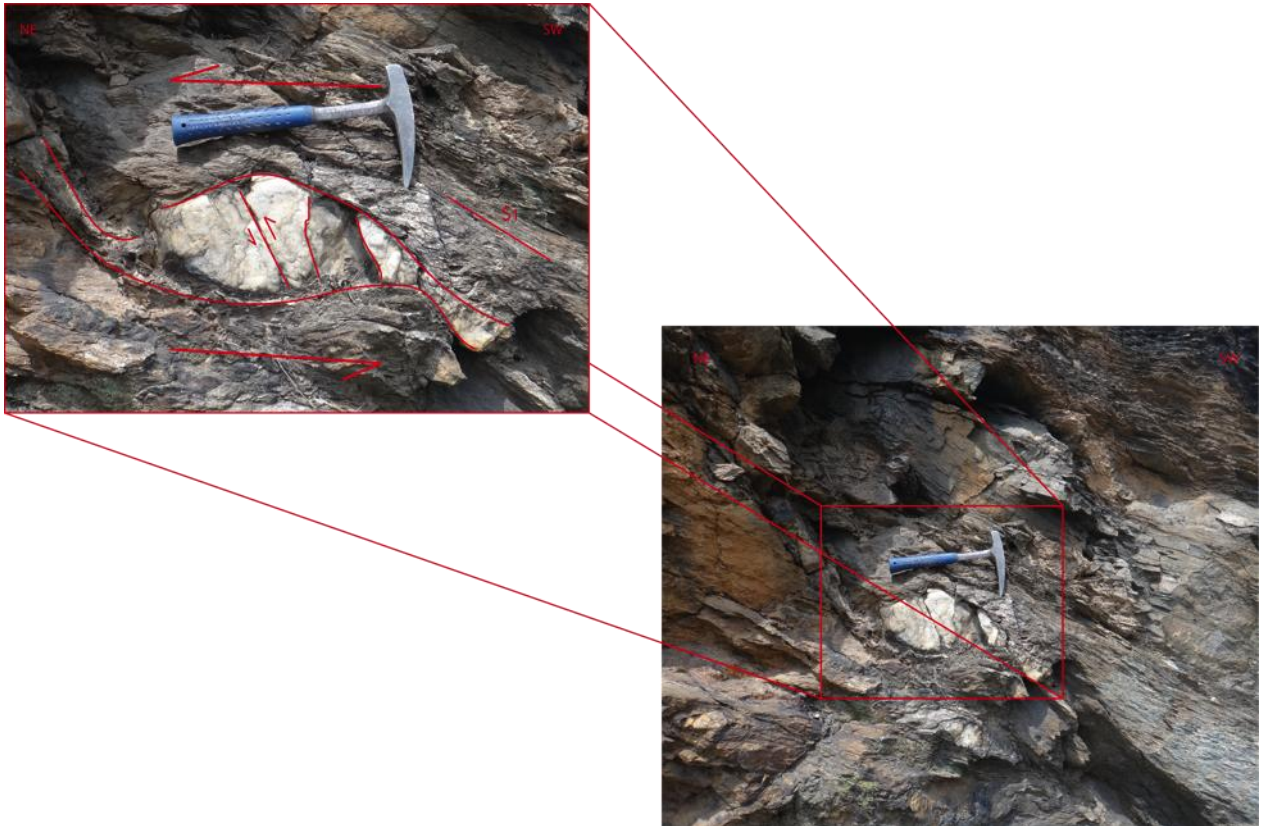


Figura 55. Porfiroclasto deformado estructura delta ( $\delta$ ) y fracturas, ambas concordantes con la cinemática sinistral.

En lo que se refiere a las mesoestructuras, muchas de ellas reflejan el movimiento sinistral que posee la falla de Bucaramanga.

### 13.2 MICROTTECTÓNICA

Las microestructuras de deformación en rocas y minerales son rasgos microscópicos creados por esfuerzos, donde los mecanismos son procesos que se dan a una escala y acomodan una deformación impuesta a gran escala (Blenkinsop, 2000), y son determinados por la temperatura, esfuerzo, mineralogía y texturas de la roca.

En la zona de influencia de la Falla de Bucaramanga, el neis de Bucaramanga junto a los esquistos del Silgará sufrieron deformación dúctil dentro de la bandas de cizalla con rumbo promedio  $320^{\circ}$ - $350^{\circ}$  en azimut y cinemática sinistral.

Con el fin de establecer la terminología que se manejará en esta sección, a continuación se definen las características cinemáticas y deformativas analizadas.

Estructuras C/S: consisten de pequeños planos de cizalla orientados subparalelos a los bordes de la zona de cizalla principal. Los planos C frecuentemente muestran una lineación paralela a la dirección de cizalla y los planos S definen la foliación mineral. Estas estructuras planares compuestas se desarrollan en las fases tempranas de una deformación (Passhier y Trouw, 2005) (Figura 56-57).

Estructuras C'/S: ocurre en estadios avanzados de deformación cuando la roca deformada ha adquirido una fuerte foliación paralela al plano de cizalla. El clivaje de banda de cizalla C' es oblicua a los bordes de la zona de cizalla y a la foliación antigua. El ángulo entre la banda de cizalla y el margen de la zona de cizalla es de entre  $15$ - $35^{\circ}$  (Dennis and Secor 1987; Passchier 1991b; Blenkinsop and Treloar 1995), Estas estructuras acusan un sentido de rotación contrario al sentido de rotación de la cizalla (Trouw *et al.*, 2010; Passhier y Trouw, 2005) (Figura 56-57).

Mica Fish: frecuentemente asociadas a rocas que han desarrollado planos S-C'. Formadas por porfiroclastos de micas que han sido desmembrados dejando como relictos micas asimétricamente dispuestas con respecto a la zona de cizalla (Trouw *et al.*, 2010; Passhier y Trouw, 2005) (Figura 57).

Sombras de presión asimétricas: cuando existe un componente de cizalla simple en la deformación, el cristal gira con respecto a los ejes principales de esfuerzos, lo cual causa una rotación de la orientación cristalográfica de las fibras minerales precipitadas (Trouw *et al.*, 2010; Passhier y Trouw, 2005) (Figura 57).

Estructuras núcleo – manto: consiste de un núcleo de cristal deformado, rodeado

por un manto de material fino del mismo mineral. Estructuras núcleo – manto en feldespatos son comunes en rocas sujetas a deformación de grado bajo a medio (Trouw *et al.*, 2010; Passhler y Trouw, 2005).

Libros rotados “book shelf” : son porfiroclastos de materiales que no se pueden deformar plásticamente a las condiciones de P y T vigentes durante la deformación y tienden a desarrollar microfallas aprovechando los planos de clivaje del mineral. El sentido de las microfallas es contrario al sentido de la cizalla.

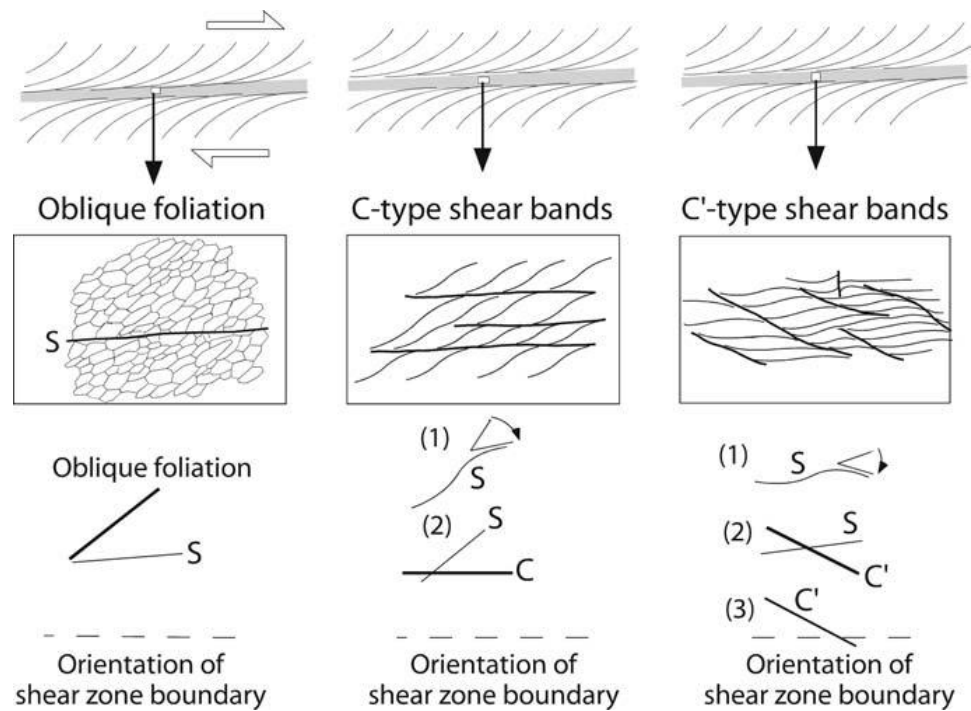


Figura 56. Esquema de configuración de las estructuras S-C y S-C'. Tomado de Passhler y Trouw, 2005

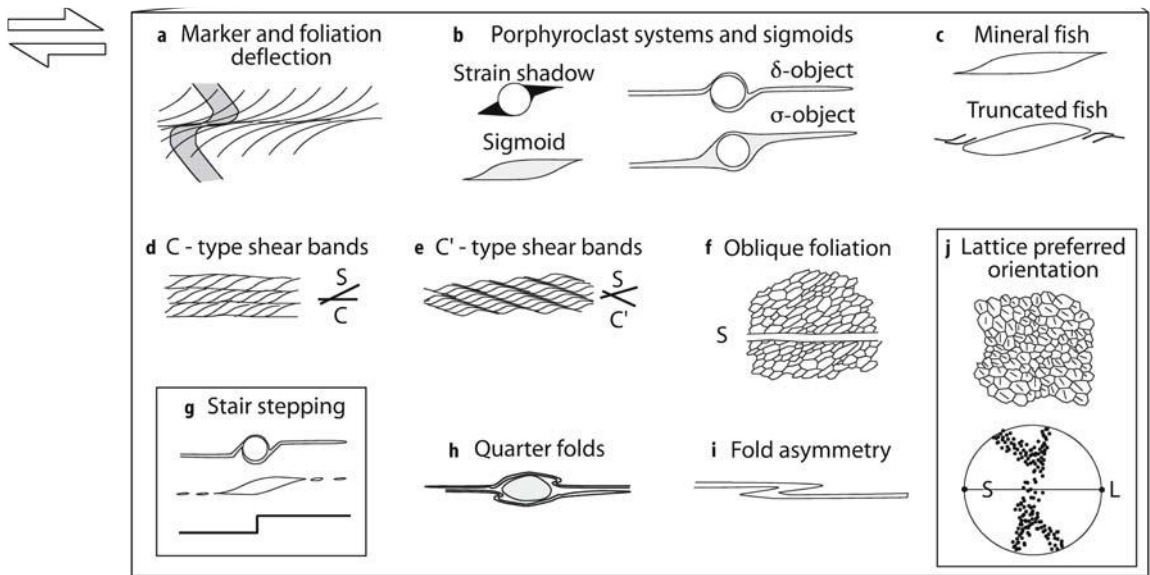


Figura 57. Principales microestructuras de deformación utilizadas como indicadores cinemáticos en una zona de cizalla. Tomado de Passier y Trouw, 2005.

Dentro de la zona de influencia de la falla de Bucaramanga se presentan diferentes tipos de estructuras a nivel meso y micro por lo cual a continuación se mostraran muchas de estas diversas estructuras evidenciadas en campo y otras a nivel micro.

A continuación se describirán las características de la mayoría de las secciones tomadas en campo ubicadas en la zona estudio (Anexo 2. Mapa de muestras)

### 13.2.1 Descripción de secciones delgadas

El primer punto de interés que mostraba una deformación evidente a simple vista es la estación 4, vía Pescadero - Cepitá a 6.3 km del poblado de Cepitá. En esta estación se realizaron dos (2) secciones delgadas, cada una orientada de una manera específica; cabe recalcar que los cortes para la elaboración de las secciones se llevan a cabo perpendicular a la foliación y paralela a la lineación, la

lineación mineral por lo general es el mismo que los ejes axiales de los pliegues que se crean debido a la deformación de la foliación (esto ocurre en todas las ocasiones). Los datos estructurales se encuentran registrados en la anexo 1, así como la dirección de corte de cada una de las muestras.

Un factor importante al momento de la recolección de muestras es tener presente la ubicación espacial de la muestra, además de la cinemática que posee (de ser posible identificarla en campo, aunque no en todas las ocasiones se puede definir).

La Figura 58 perteneciente a la estación 4 y la cual ilustra la muestra con nombre NVE 02, describe la ubicación espacial de la muestra así como su cinemática. La muestra identificada como una cuarcita, indica una cinemática sinistral al momento de realizar el corte con una estructura sigmoidal (Figura 59).

En su análisis a nivel micro su cinemática varia se presenta como cinemática dextral (esto se debe a que se debe rotar la sección para su observación, capítulo 9), identificable debido a varios indicadores cinemáticos que lo confirman.

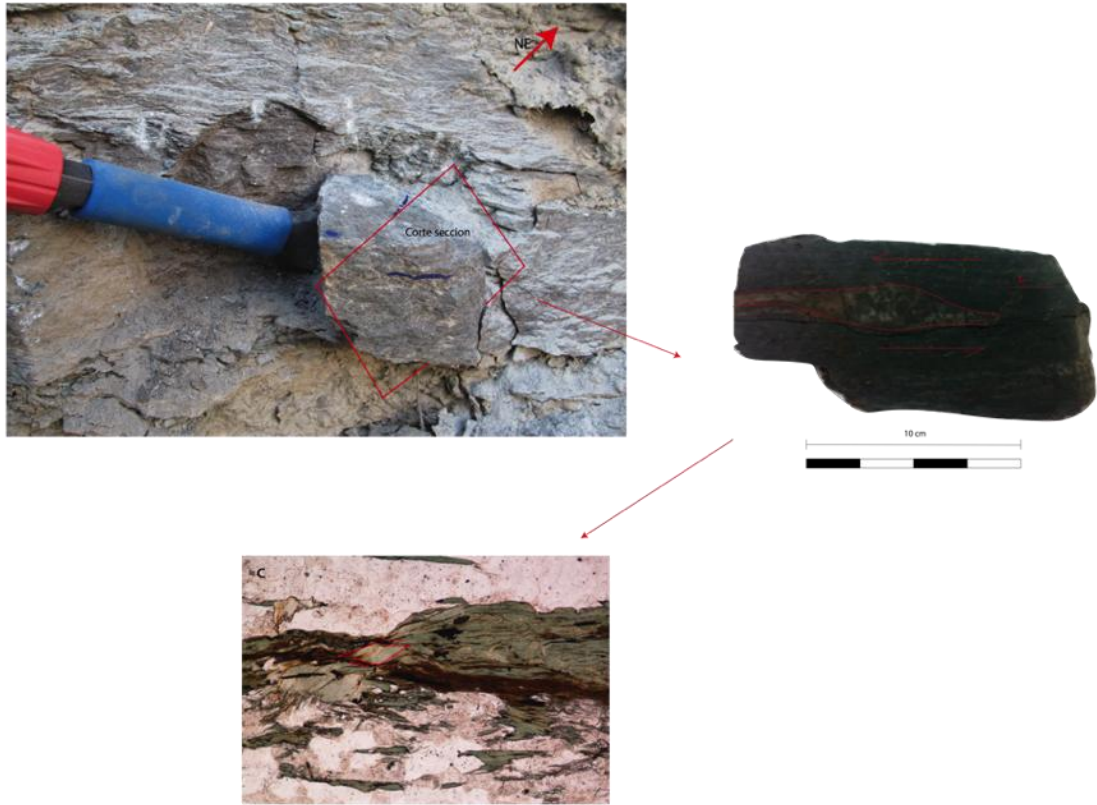


Figura 58. Ubicación espacial y cinemática de la muestras NVE 02.

En primer lugar la presencia de la estructura S-C' (Figura 57, 60.a y 60.b) lo cual indica un avanzado estado de la deformación, evidente por la marcada deformación de la foliación (S1), la posición de esta estructura S-C' implica una cinemática dextral.

El segundo indicador cinemático se identifica como "mica fish" (Figura 60.c y 60.d), corroborando la cinemática dextral la cual sufrió alteración a clorita (presente en la mayoría de la roca). La presencia de granate alterándose a clorita también es observable (Figura 60.e y 60.f) los cuales a su vez presentan un patrón de fracturamiento a 90°, uno de estos posiblemente relacionado a la banda de cizalla tipo C'.



Figura 59. Muestra NVE 02, cuarcita. Se evidencia la foliación S1 además de la cinemática sinistral evidenciada por la banda de cuarzo deformada.

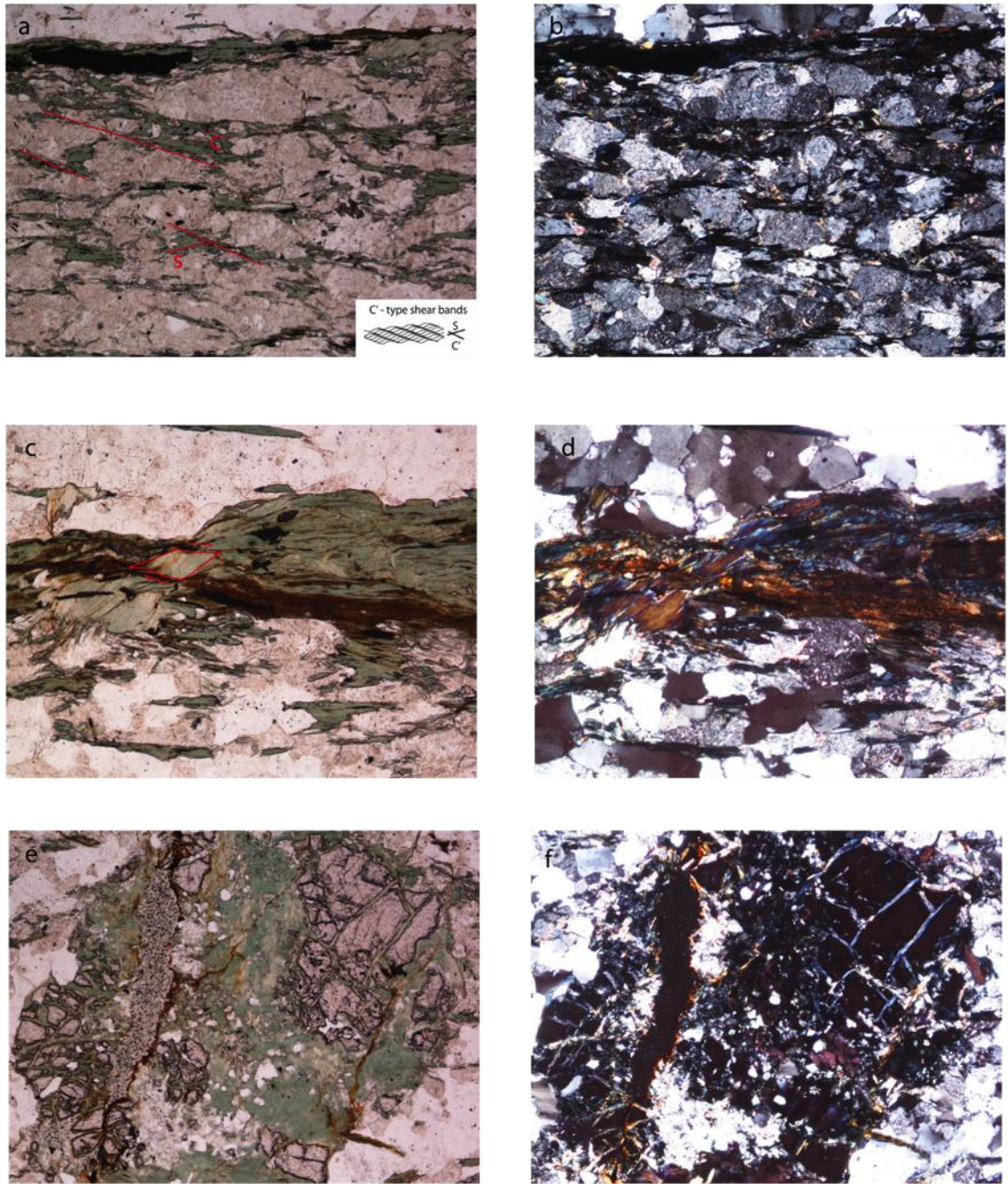


Figura 60. Sección NVE 02 cuarcita aumento (5x). a). Estructura S-C' (PP), Recuadro fabrica S-C', cinemática dextral. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw, 2005. b). Estructura S-C' en (NX), c). Mica fish cinemática dextral (PP),

d) Mica fish cinemática dextral clorita (NX), e) granate fracturado en dos direcciones preferenciales (PP), f) granate fracturado en dos direcciones preferenciales (NX).

Por último, la presencia de bandas “Kink” asimétrico (Figura 61.a y 61.b), representando la banda de cizalla tipo C’ y el otro patrón posiblemente relacionado a el desarrollo de un segundo patrón de planos C’, los cuales rara vez son desarrollados (Figura 62). Cabe resaltar que la muestra posee una clara relación con las bandas kink descritas para esta estación en un capítulo anterior.

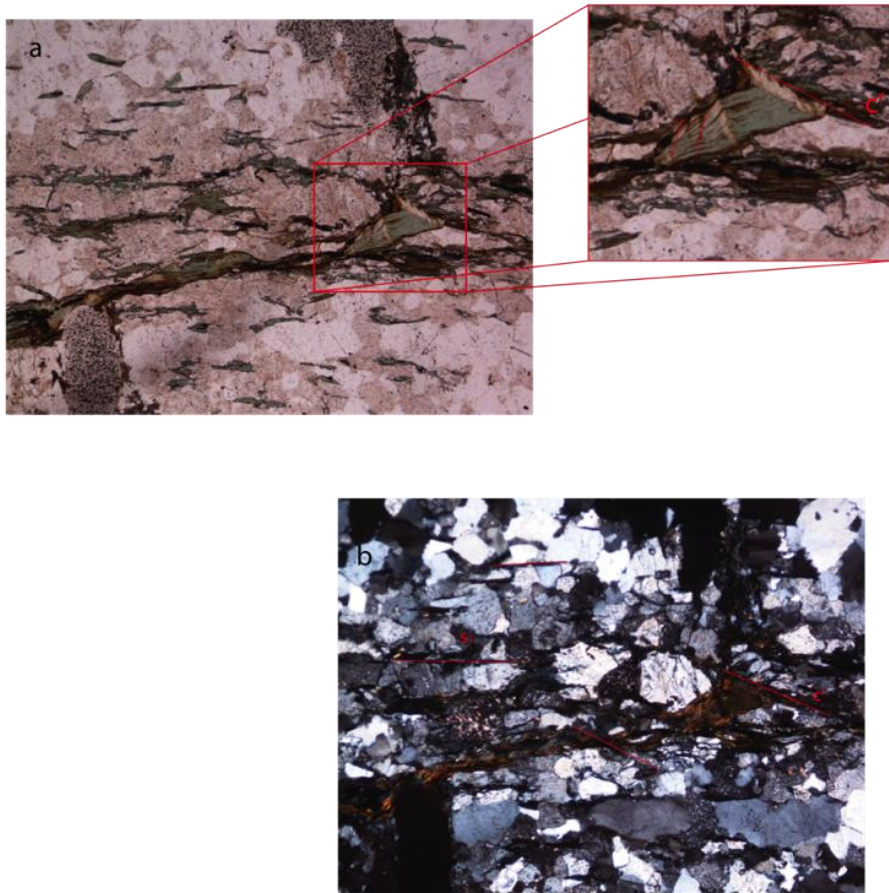


Figura 61. Aumento 5x. a). Estructura tipo “Kink” asimétrica (PP), b). Estructura tipo “Kink” asimétrica (NX).

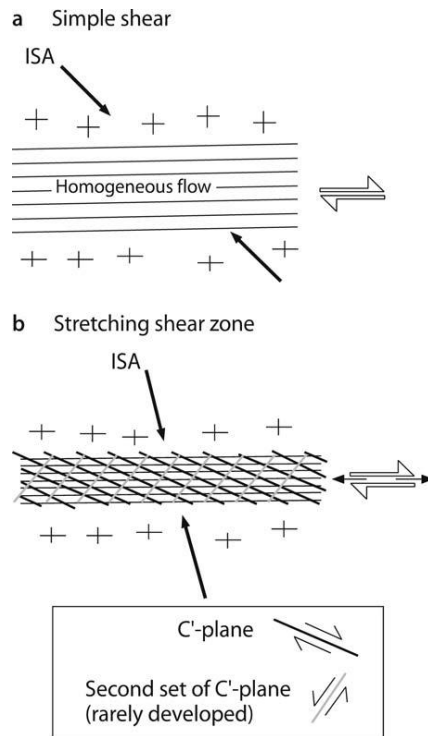


Figura 62. Diagrama esquemático mostrando el desarrollo de banda de clivaje tipo C'. La banda de cizalla puede desarrollarse teóricamente en dos direcciones, pero solo una, a un pequeño Angulo respecto a la foliación, se realiza. Tomado de Passhler y Trouw, 2005.

Tomando en cuenta la interpretación de todos los indicadores cinemáticos se puede nombrar la roca como milonita, además se establece que la masa de roca sufre una dirección de transporte tectónico en dirección W, además el desarrollo de clivaje de banda de cizalla tipo C' indica una deformación en estado avanzado.

Otra muestra perteneciente a esta estación es la muestra NVE 10 (esquistos micáceos), el corte se realiza paralelo a S3 (192/36). En esta muestra se pueden identificar distintos tipos de estructuras, en primer lugar se observan láminas de cuarzo, feldespatos y opacos que sufrieron una recristalización dinámica (Figura

63.a y 63.b) lo que conlleva a una disminución en el tamaño de grano. Este tipo de recristalización se clasifica en tres distintos tipos:

La primera Grain Boundary Migration (GBM), la segunda llamada Subgrain Rotation (SGR) y por último la llamada Bulging (BLG). Cada una posee sus propias características en las cuales no vamos a profundizar, aunque si se expondrá bajo qué condiciones físicas se encuentran sometidas cada una de ellas (Figura 64).

El tipo de recristalización dinámica presente identificada en sección delgada se denomina Subgrain rotation (SGR) (Figura 63.a y 63.b), la cual se caracteriza por la rotación de subgranos en respuesta a la migración de dislocación en las paredes de los subgranos durante la deformación progresiva que puede causar el desarrollo de alto ángulo de los bordes de los granos y así un nuevo grano (Figura 65).

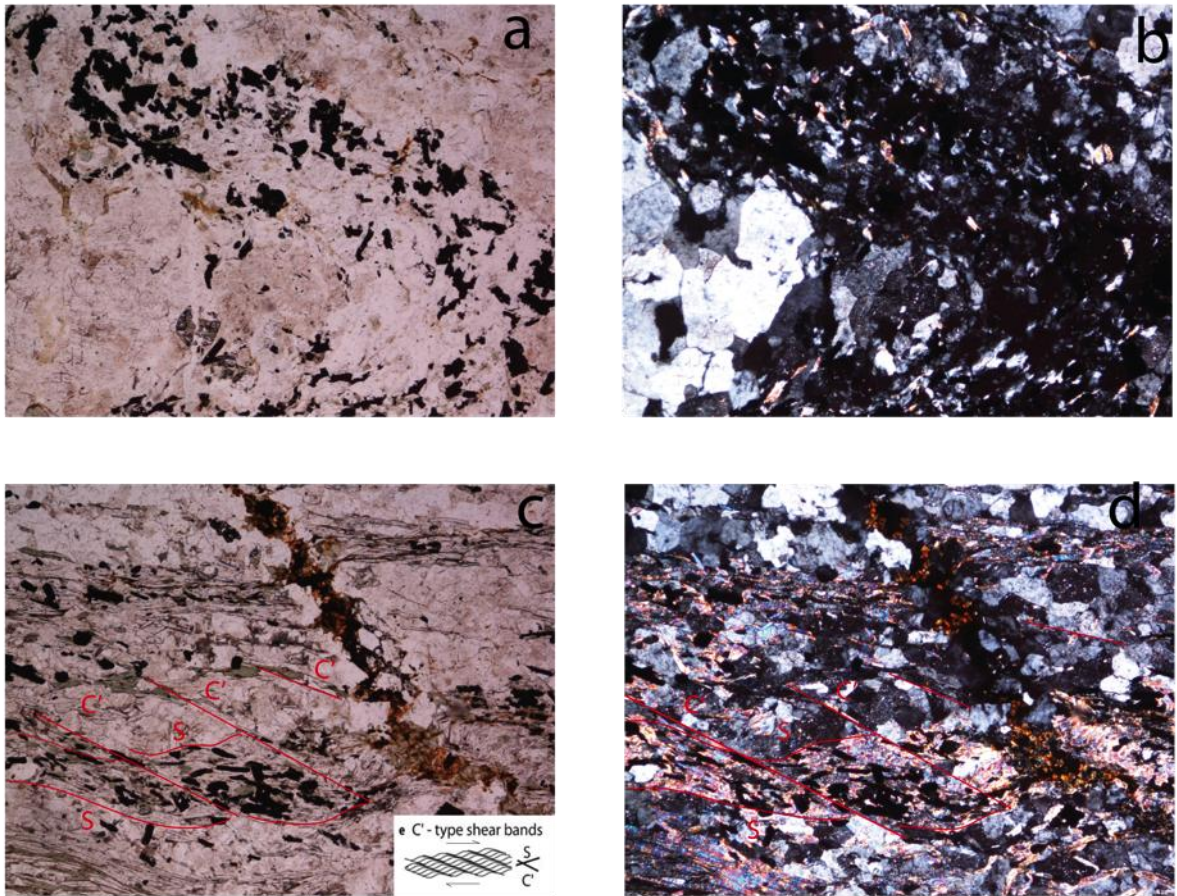


Figura 63. Las siguientes imágenes se encuentran con aumento 5X. a) recristalización dinámica tipo Subgrain Rotation (PP), b) recristalización dinámica tipo Subgrain Rotation (NX), c) estructuras S-C' estableciendo una cinemática dextral (PP), Recuadro fabrica S-C', cinemática dextral. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw, 2005. d) estructuras S-C' estableciendo una cinemática dextral.

Así mismo se puede establecer que este tipo de recristalización dinámica se desarrolló a temperaturas intermedias y a una velocidad de deformación intermedia.

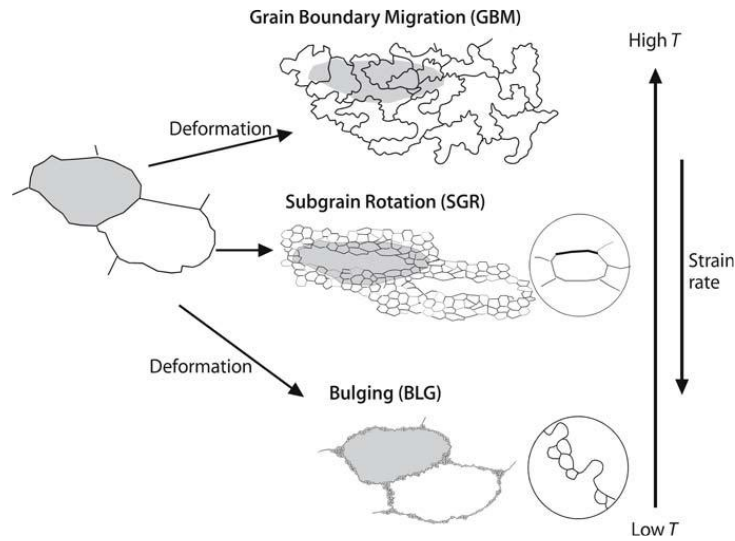


Figura 64. Los tres tipos principales de recrystalización dinámica en un policristal. Tomado de Passhier y Trouw, 2005.

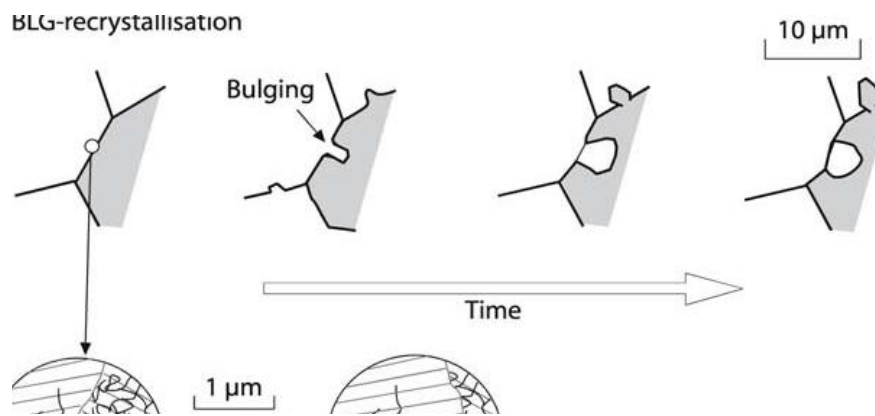


Figura 65. Avance de la recrystalización dinámica SGR a lo largo del tiempo. Tomado de Passhier y Trouw, 2005.

Por otro lado también se observa la presencia de la fábrica S-C' indicando una cinemática dextral (estado avanzado de la deformación) la cual se encuentra a su vez en un plano paralelo al corredor de la falla de Bucaramanga, cabe resaltar que como se indicó en el capítulo 9 (Metodología) la sección delgada se gira debido a

que se le incorpora el cubre objetos justo sobre la superficie de corte, lo que a su vez genera un cambio en la cinemática estudiada (factor a tener en cuenta). De esta manera que la cinemática real para esta muestra en afloramiento es sinestral.

Como conclusión sobre las muestras NVE 02 y NVE 10 (cortadas paralelas al clivaje S3) podemos deducir que poseen un estado de deformación avanzado, no solo por la presencia de la fábrica S-C', sino además por la presencia de recristalización dinámica. A su vez posee una cinemática sinestral (transporte NW), la cual concuerda con la cinemática establecida para el corredor de falla de la falla de Bucaramanga.

En la estación 18, observando la presencia de los diques andesíticos mencionados anteriormente, se realizó una sección delgada (NVE 09) del dique foliado, el cual se encontraba cortando paralelo a los esquistos del Silgará.

En primer lugar se puede observar su composición de plagioclasa (alterándose a sericita), biotita (alterándose a clorita), cuarzo, clorita y epidota. En esta muestra se puede identificar claramente la deflexión de la foliación (Figura 66) el cual puede ser usado como indicador cinemático (Figura 57.a), indicando una deformación en un régimen dúctil del cuerpo andesítico con cinemática dextral (en afloramiento sinestral).

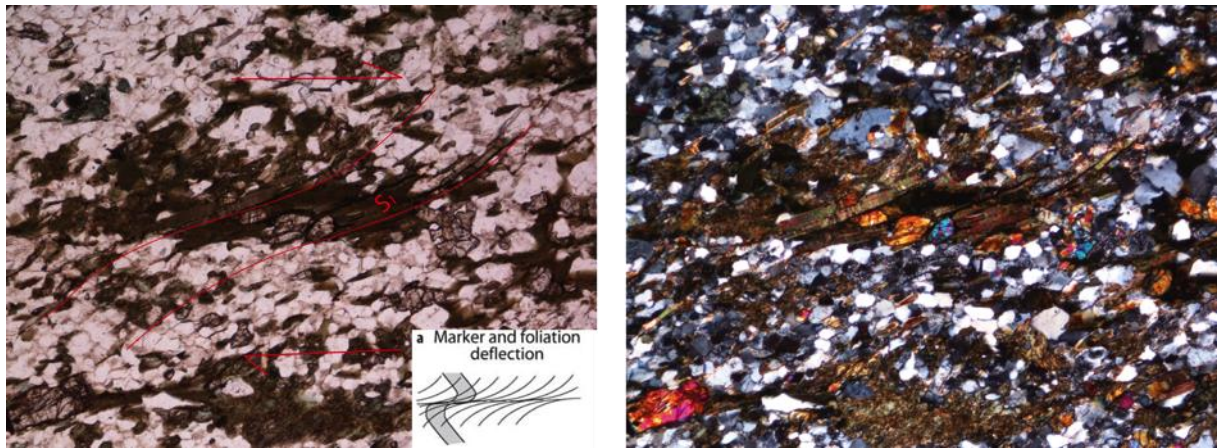


Figura 66. Dique andesítico foliado con aumento 5x. a) desarrollo de deflexión de la foliación S1 (PP), b) desarrollo de deflexión de la foliación S1 (NX). Recuadro estructura deflexión de la foliación. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw, 2005.

A su vez en la misma estación se optó por la toma de otra muestra orientada (dique andesítico) con el nombre de NVE 14, la cual se encuentra en una zona de gran deformación en un régimen frágil tomada de una zona de falla identificada en el capítulo 13.1 (Meso estructuras) y representada en la Figura 45 con plano de falla 83/16 cinemática dextral, cual solo podrá ser claramente explicada en la interpretación del análisis de tensores locales.

Esta muestra presenta evidencia de cataclasis en la cual se pueden observar flujos cataclásticos y la evidencia de estructuras tipo “Riedel”, lo que indica una zona de cizalla tipo “*Riedel*”, los cuales son un conjuntos de fracturas subsidiarias con distinta orientación y sentido de movimiento, las cuales son subdivididas dentro de cizallas R, R', P y Y, (Figura 67) estas permiten inferir una orientación del sentido de cizalla de las zonas de deformación frágil. Pudiendo identificar una cinemática sinistral, lo que indica una cinemática dextral en afloramiento corroborando lo observado.

Además de esta estructura, también se determinó la presencia de microestructura

tipo 'V'-pull-apart (Figura 68). Hippertt (1993) introduce un nuevo indicador cinemático en la forma de estructura pull-apart que ocurre en los bordes de porfiroclastos de feldespatos a bajo grado de metamorfismo. Fracturas en los bordes de los porfiroclastos se pueden abrir en forma de V y ser llenados por cuarzo o otros minerales. Pudiendo determinar el sentido de cizalla como sinistral (dextral en el campo), reafirmando lo observado en afloramiento.

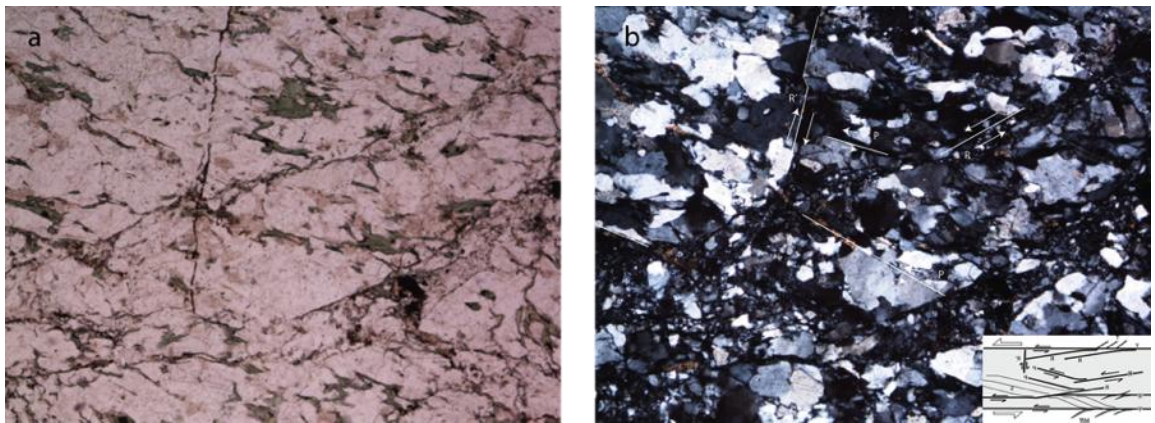


Figura 67. Cizallas tipo riedel mostrando cinemática sinistral, aumento 5x. a) Cizallas tipo riedel (PP), b) . Cizallas tipo riedel (NX), Recuadro cizallas tipo "Riedel" (cizallas R, R', P, Y y T. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw, 2005.

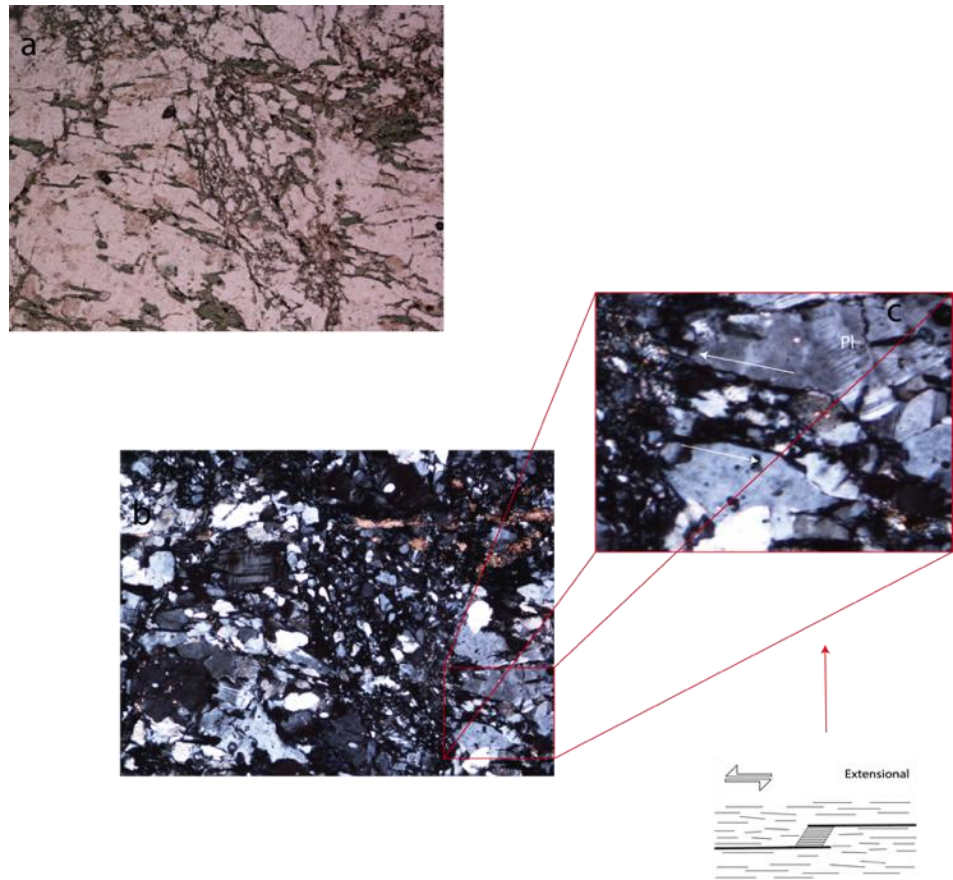


Figura 68. Desarrollo de estructura tipo 'V' pull-apart, aumento 5X. c) Recuadro microestructura tipo 'V' pull-apart (NX), cinemática sinestral. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw, 2005.

La estación 12 descrita anteriormente (capítulo 13.1), presenta estructuras alargadas, las cuales son muy simétricas, probablemente debido al corte del afloramiento lo que no permitía su análisis cinemático.

En esta estación se observa el neis de Bucaramanga representado en la muestra NVE 13 como neis biotítico cuarzo-feldespatico compuesto por cuarzo, plegioclasa, biotita, feldespato potásico y como accesorio circón.

En la muestra se puede observar un porfiroblasto de circón (Figura 69), el cual no posee una rotación aparente. Pudiendo observar su relación con la deformación de la foliación (S1) como sabemos en la identificación de los porfiroblastos se debe comprender su relación con la matriz y el grano de esta forma se podrá definir la temporalidad de este (Figura 70). Llegando a la conclusión que el crecimiento mineral se dio a la vez de la formación de la foliación S1.

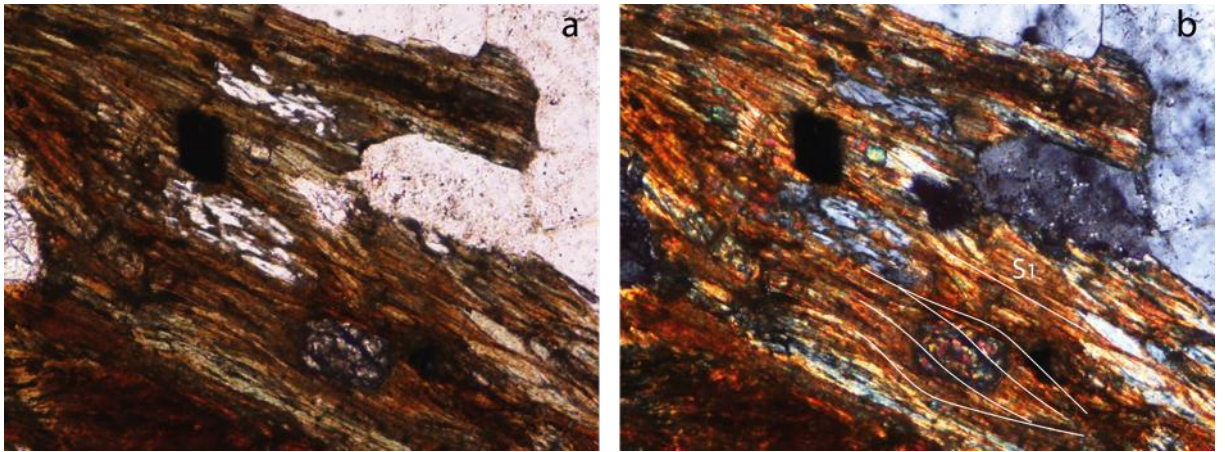


Figura 69. Porfiroblasto sin-tectónico aumento 5x

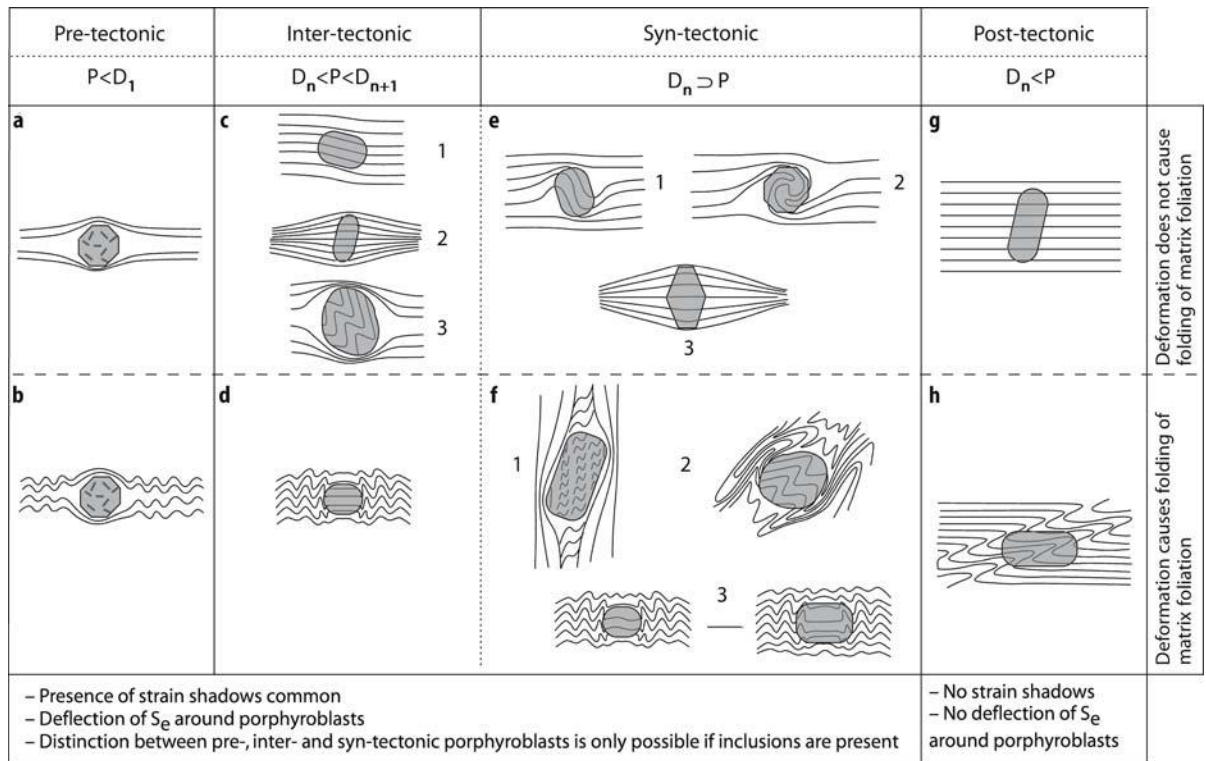


Figura 70. Representación esquemática del crecimiento de los porfiroblastos pre-, inter-, sin- y post-tectónicos. Tomado de Passchier & Trouw., 2005.

En la estación 51 se observa la presencia de neis de Bucaramanga, descrito en la muestra NVE 24 como neis biotítico cuarzo feldespático compuesto por cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico. Esta muestra presenta dos estructuras la primera observada en la Figura 71.a denominada “recristalización dinámica SGR (Figura 64)” de cuarzo lo que indica temperaturas intermedias.

la segunda estructura es la generación de venas (Figura 71.b), en muchas rocas deformadas las venas se generan por re-disposición de material por dilatación local y precipitación durante la deformación. Las venas en estos ambientes pueden ser de utilidad al determinar el sentido de cizalla (Figura 72), por desgracia

en este caso no es posible determinación con claridad su cinemática aunque es posible observar su crecimiento unitaxial en la fase uno.

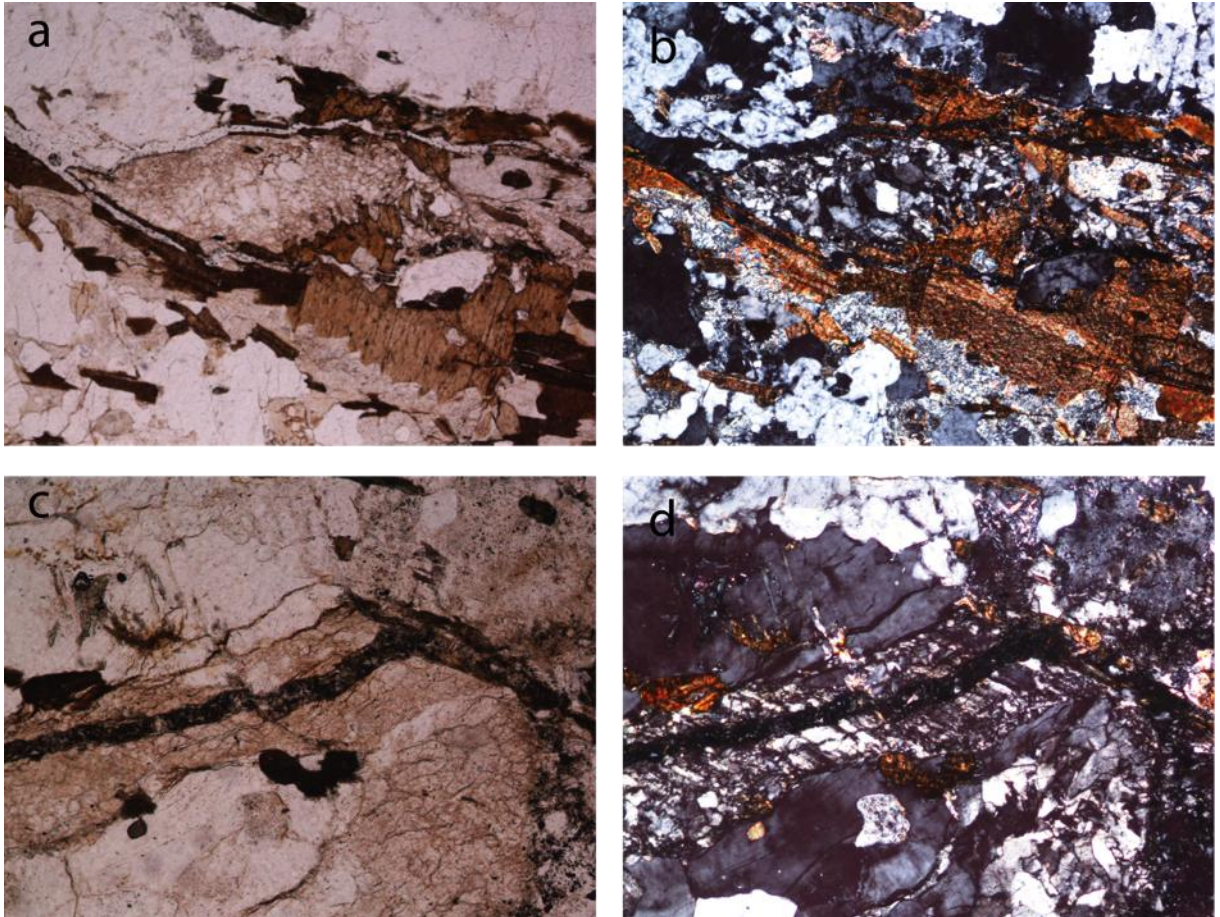


Figura 71. a y b) Recristalización dinámica en cuarzo (PP) y (NX) con aumento 5x, c y d) vena en crecimiento unitaxial (PP) y (NX) con aumento 10x.

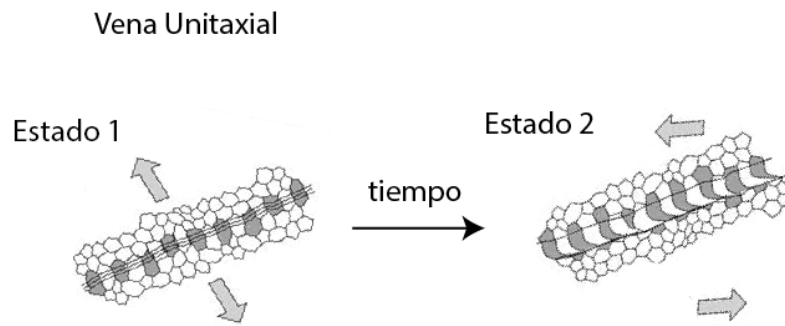


Figura 72. Modelo del crecimiento de una vena unitaxial a través del tiempo. Tomado de Passchier & Trouw., 2005.

En la estación 55 se observa la presencia de neis de Bucaramanga descrito en la muestra NVE 26 como neis cuarzo feldespático. En esta muestra se observa el plegamiento en las maclas de la plagioclasa estructuras 'kinking' (Figura 73.a -b), además de la presencia de venas de epidota indicando el paso de fluidos superficiales (Figura 73. c-d).

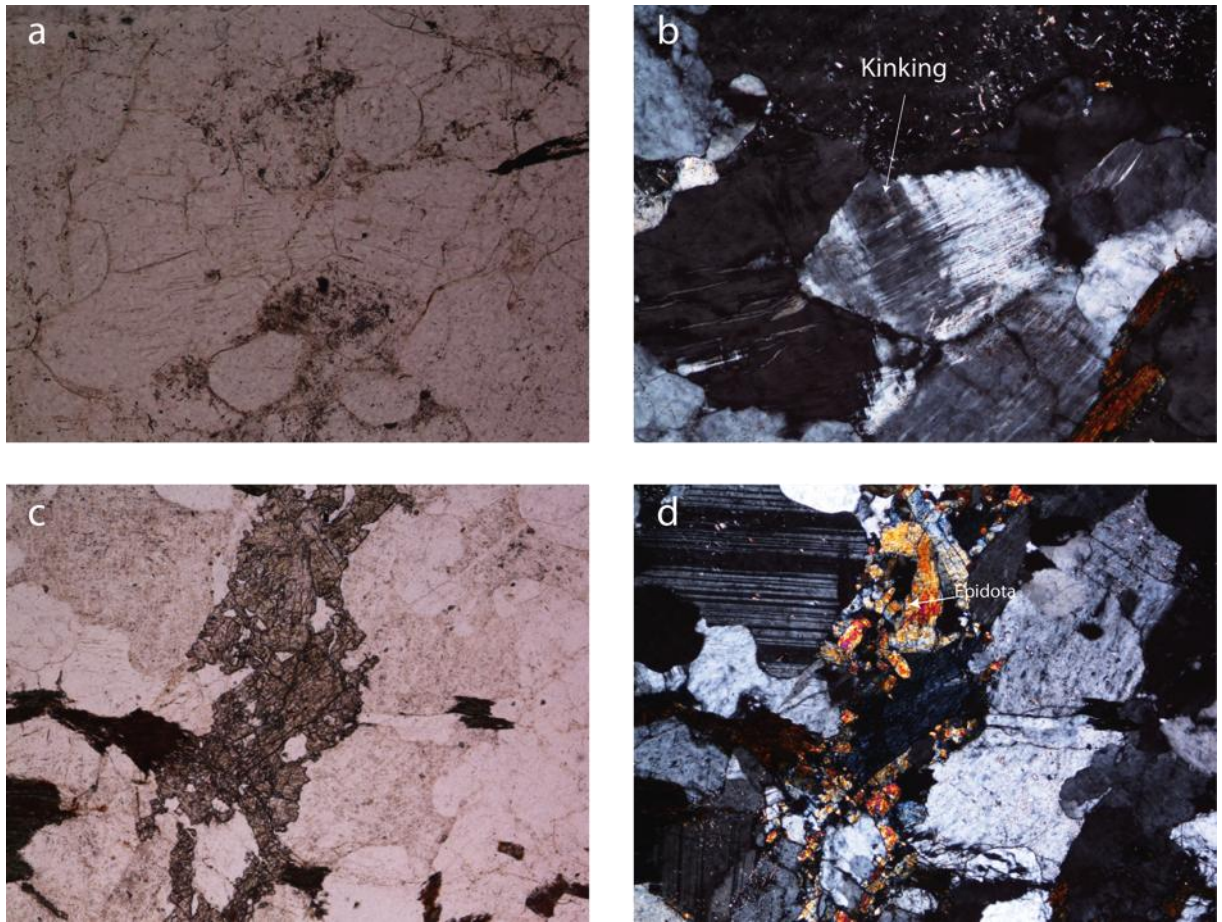


Figura 73. a y b) plegamiento en las maclas de la plagioclasa estructuras 'kinking' (PP) y (NX), aumento 5x. c y d) venas de epidota. 'Kinking' (PP) y (NX), aumento 5x.

En esta otra estación 56 la continuación del neis de Bucaramanga es evidente, se describe como neis silimanítico en la muestra NVE 27 en la cual se observa clivaje de crenulación (cc) (Figura 74. a-b), esta estructura se caracteriza por desarrollarse a alto ángulo (cerca de  $90^\circ$ ) a la dirección de acortamiento, usualmente componente de acortamiento normal al clivaje de crenulación .

Por otro lado la presencia de un porfiroclasto de granate (Figura 74. c-d) con dos direcciones de fracturamiento a 90°, una de ellas coincide con el clivaje de crenulación.

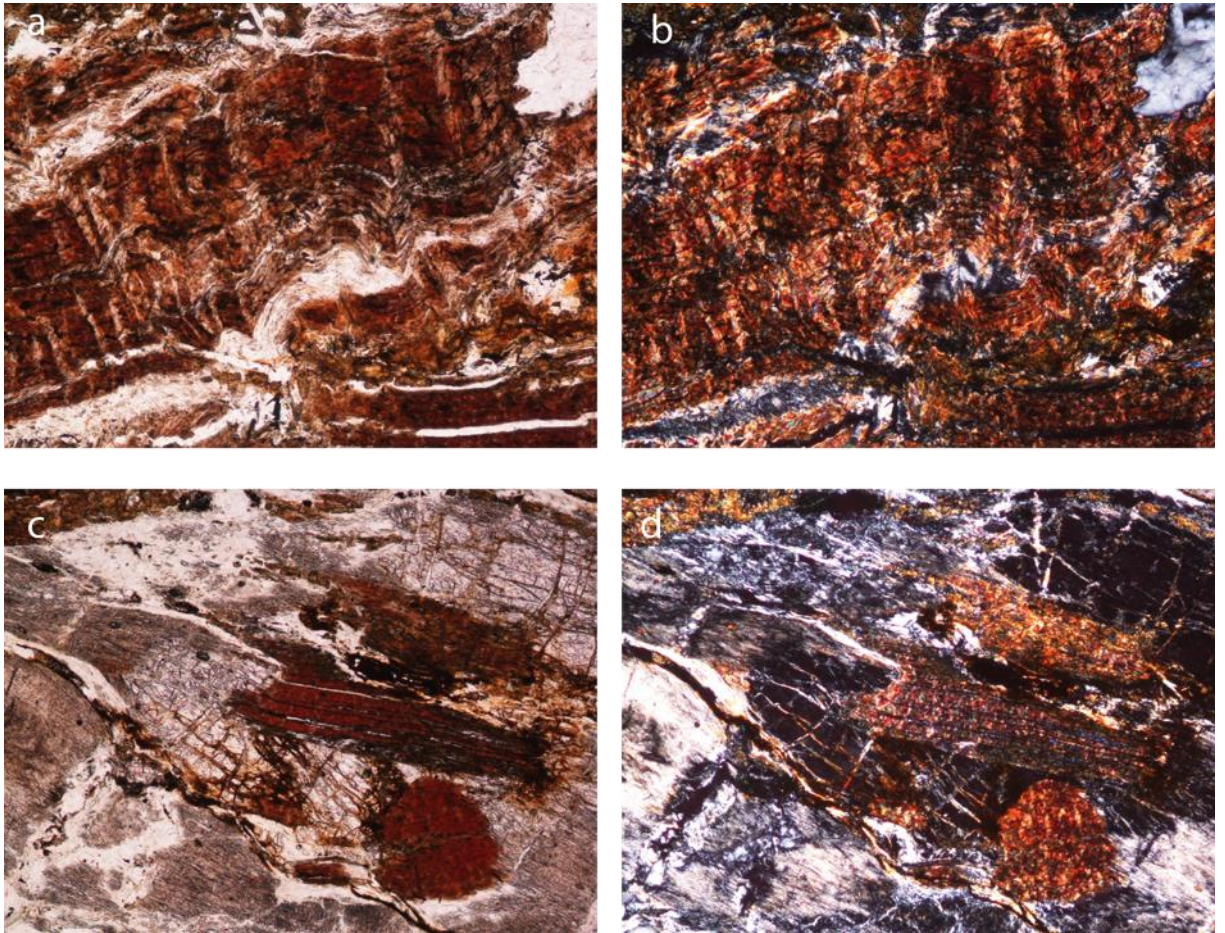


Figura 74. a - b) clivaje de crenulación en biotitas (PP) y (NX), aumento de 5x.  
c -d) porfiroclasto de granate con dos direcciones de fracturamiento a 90°,  
aumento de 5x.

En la estación 59 se observa la presencia de esquistos moscovíticos (Silgará), en esta estación se obtuvieron dos muestras orientadas. En la primera de ellas (NVE

29) se observa la formación de clivaje de crenulación (Figura 75 a-b) bien definido, caracterizado por la morfología del plegamiento de la foliación tan apretada.

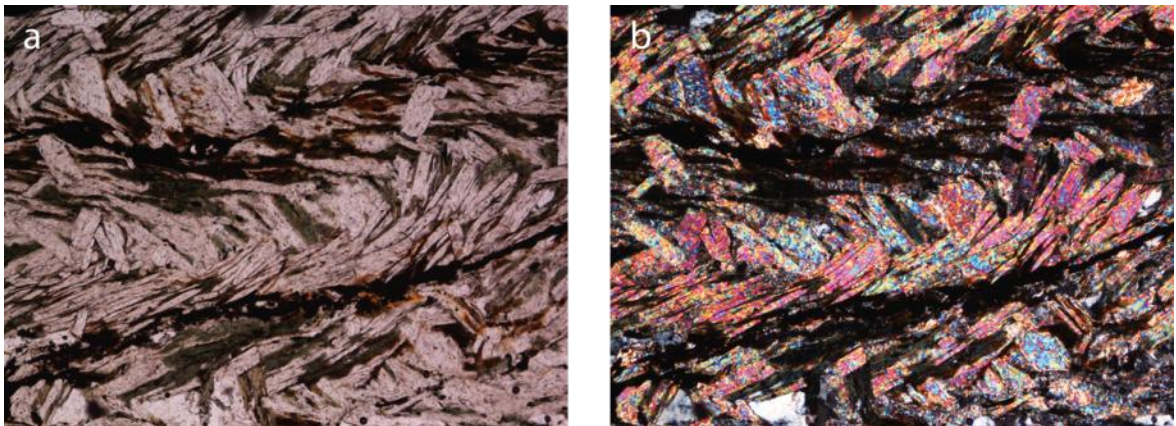


Figura 75. a- b) clivaje de crenulación en los esquistos del Silgará (PP) y (NX), Aumento 5x.

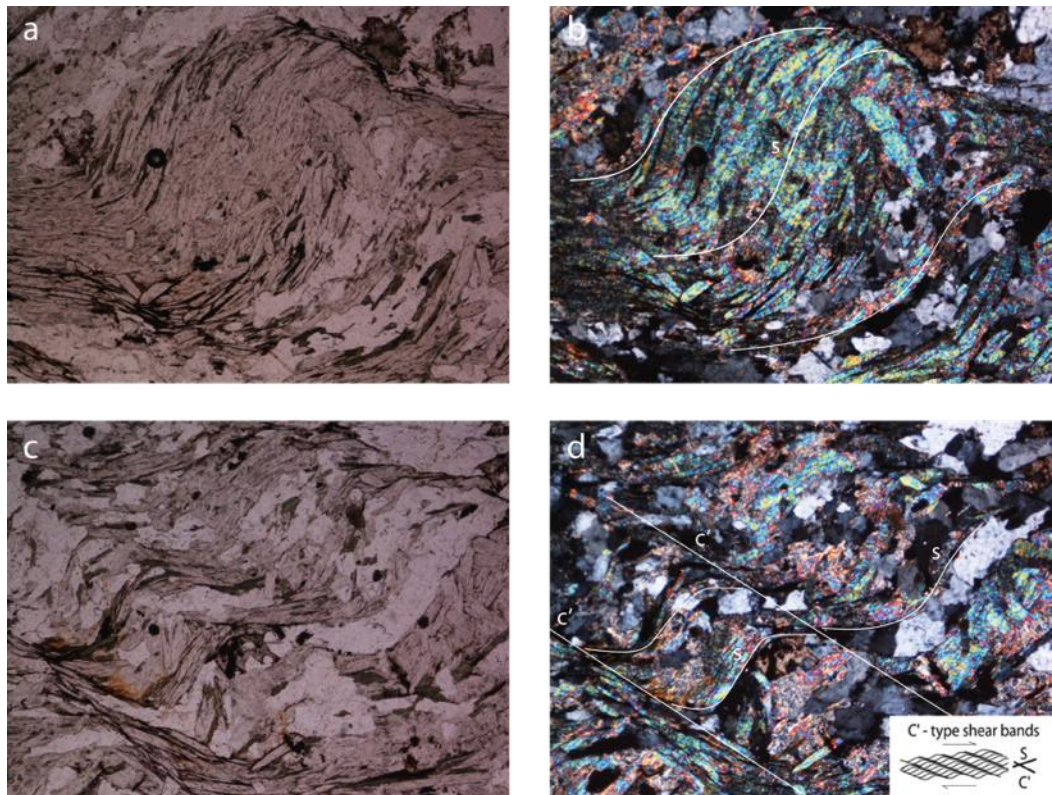


Figura 76. a-b) plegamiento de la foliación S1 (PP) y (NX), aumento 5x. c-d) presencia de la fábrica S-C' con cinemática dextral (PP) y (NX), aumento 5x.

Por otro lado se observa la muestra NVE 30 y el desarrollo de clivaje de banda de cizalla tipo S-C' (Figura 76 c-d) describiendo una cinemática dextral, concluyendo el transporte de la masa de roca en dirección W. Cabe recalcar que esta estructura es evidencia de una gran deformación.

La estación 60, continuación de los esquistos del Silgará (esquistos muscovíticos), se puede observar en la muestra NVE 31 un conjunto de minerales (poliminerales) de muscovita generando una estructura sigma (Figura 77 a-b) con cinemática sinistral y a su vez se puede observar la presencia de un mineral deformado, en este caso un mineral de plagioclasa con una marcada alteración a sericita dejando casi irreconocible la macla de la plagioclasa. La continua deformación generó la estructura 'mineral fish' de plagioclasa (Figura 77 c-d) con cinemática sinistral. Desplazamiento de la masa de roca al N.

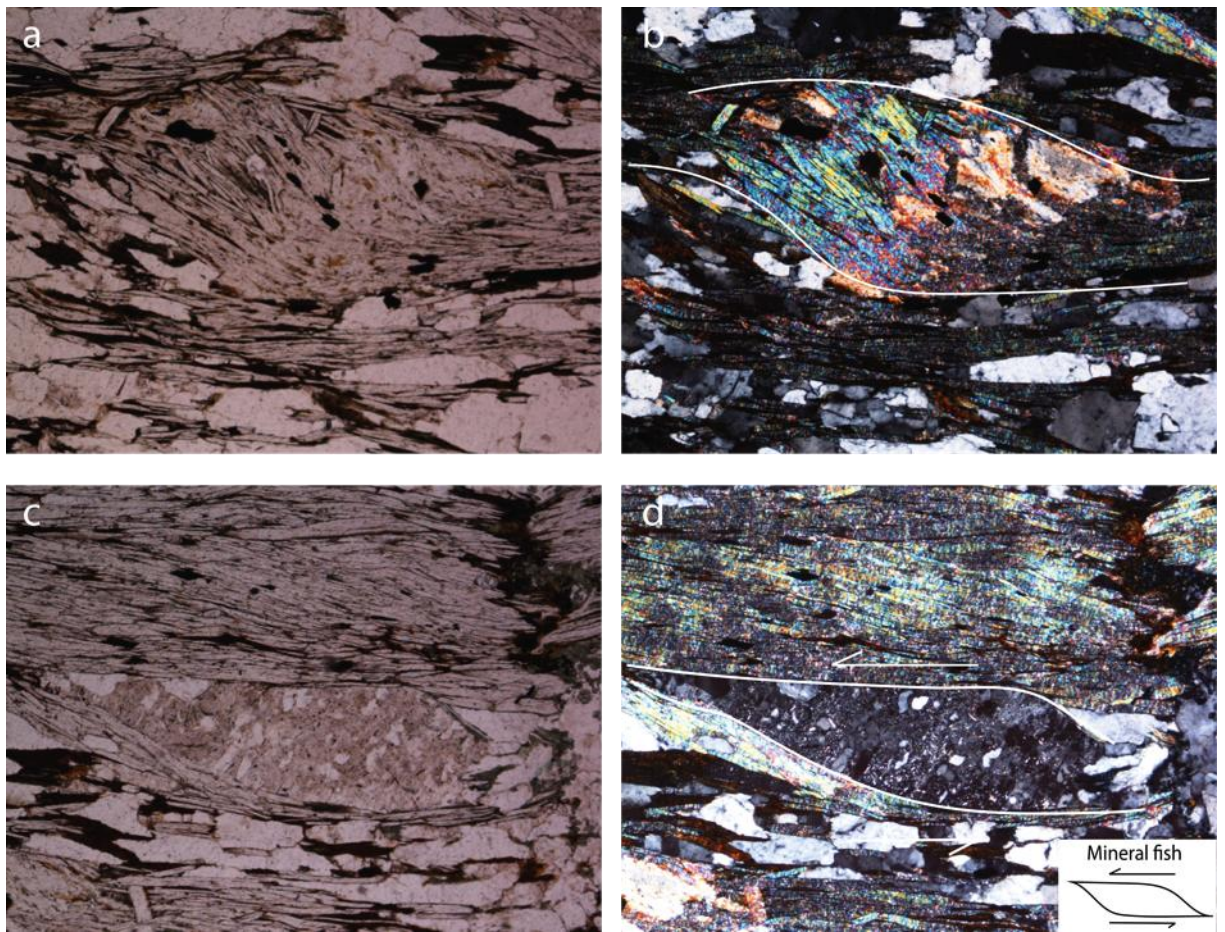


Figura 77. a-b) conjunto de minerales (poliminerales) de muscovita generando una estructura sigma, aumento 5x. c-d) la estructura 'mineral fish' de plagioclase, aumento 5x.

Estación 72, presencia de esquistos muscovíticos (Silgará). Las estructuras predominantes a nivel micro observadas en la muestra NVE 34 son la presencia de porfiroblastos rotados (Figura 78 a-b). Los porfiroblastos son un valioso recurso de información de la tectónica local y la evolución de metamorfismo. Los patrones de inclusiones en porfiroblastos pueden imitar la estructura de la roca al tiempo de su crecimiento (Figura 79). De esta manera podemos determinar que la estructura presente es un porfiroblasto rotado sin-tectónico como se ilustra en la Figura 70 y 80 en donde la matriz permanece estable y el porfiroblasto es el que rota con

respecto a esta dejando las inclusiones como indicador claro de su cinemática dextral. movimiento de roca en dirección NW.

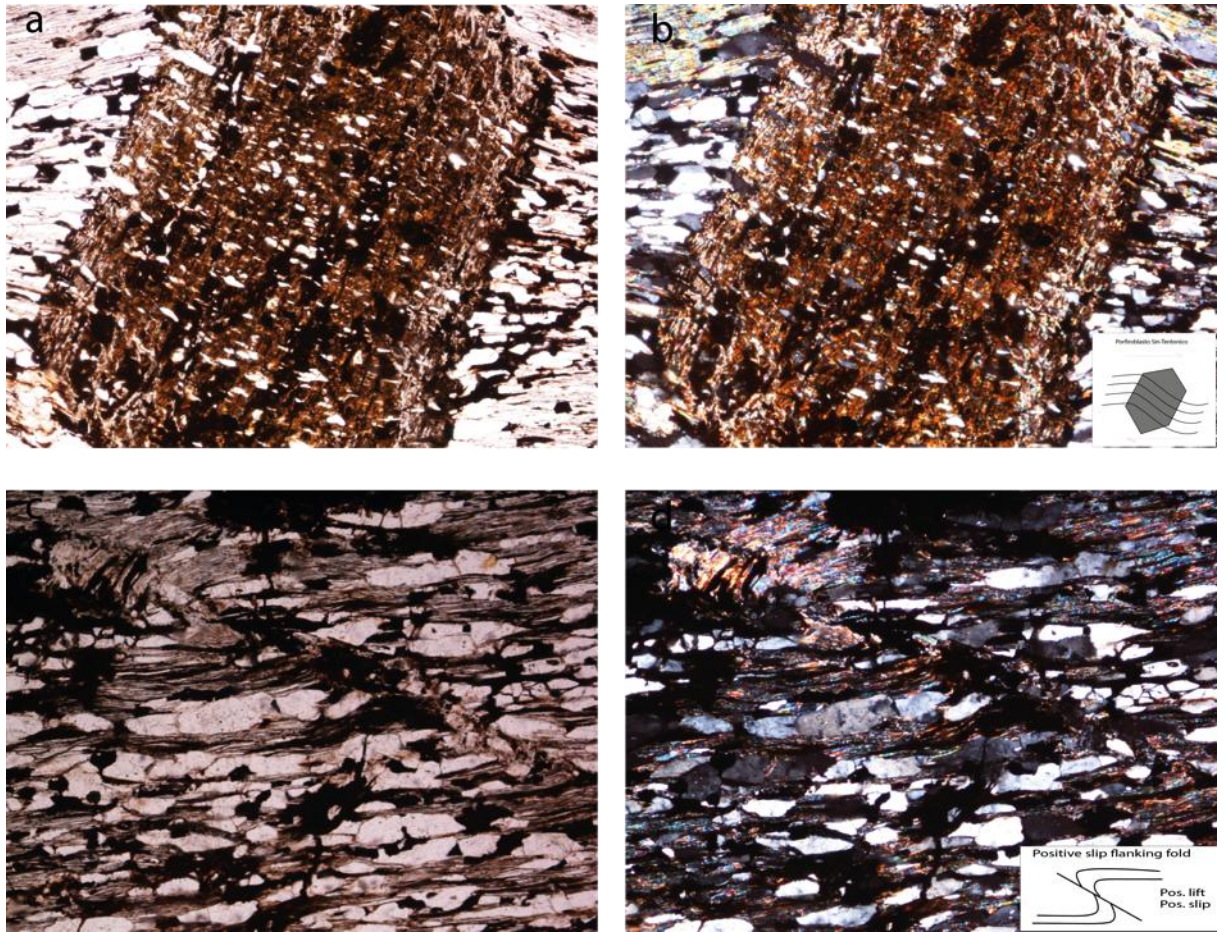


Figura 78. a-b) Porfiroblasto sin-tectónico con cinemática dextral, aumento 5x. c-d) Estructura flanking fold positiva, aumento 5x.

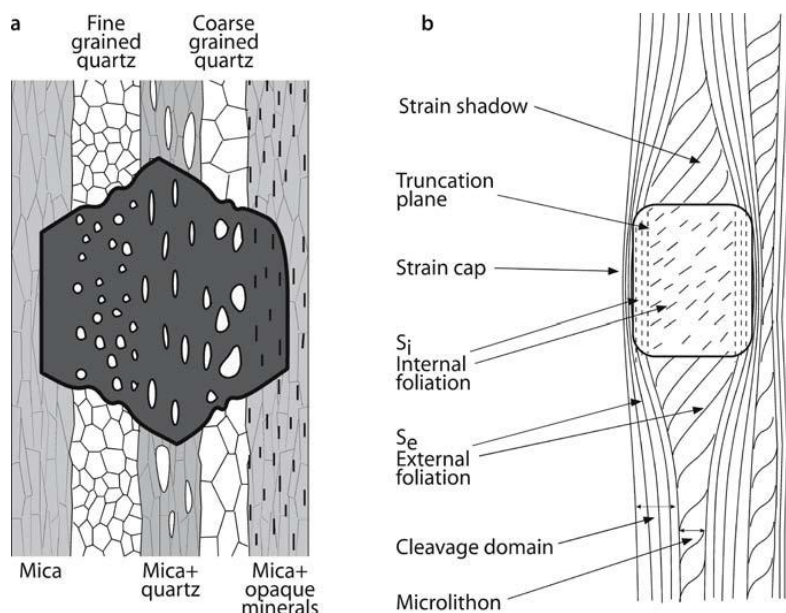


Figura 79. a) Diagrama ilustrativo del crecimiento del porfiroblasto y las inclusiones generadas en distintos tipos de matriz. La deformación posterior puede afectar la matriz pero la estructuras incluidas no van a cambiar si el porfiroblasto permanece sin deformar. b) terminología usada para los porfiroblastos. Tomado de Passchier and Trouw, 2005.

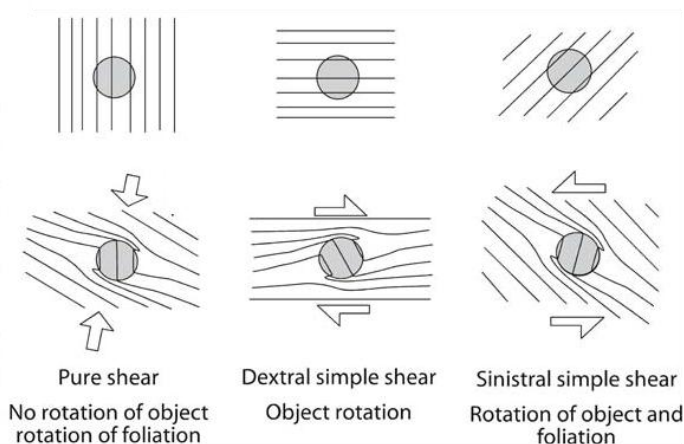


Figura 80. Tres formas alternativas para el desarrollo de estructuras de deflexión de pliegues. Tomado de Passchier and Trouw, 2005.

A si mismo la presencia de 'flanking folds' (Figura 78 c-d), estas estructuras se generan en muchas de las zonas miloníticas, en donde transecta oblicuas de venas o fallas cortan la foliación milonítica (Figura 81). Donde estas venas o fallas muestran evidencia que fueron intruidas o activadas durante la generación de la milonita, su interacción con la foliación puede configurar estructuras asimétricas que puedan ser ocasionalmente usadas como indicadores del sentido de cizalla. El uso de las flanking folds como indicadores del sentido de cizalla es solo posible si la evolución exacta de la estructura puede ser reconstruida (Graseman *et al.* 2003; Exner *et al.* 2004). Lo que no es posible para este trabajo a su vez el conocimiento de estas estructuras aun no se encuentra muy evolucionado por lo que estudios de modelamiento son necesarios para desarrollar el potencial de estas estructuras (Passchier 2001).

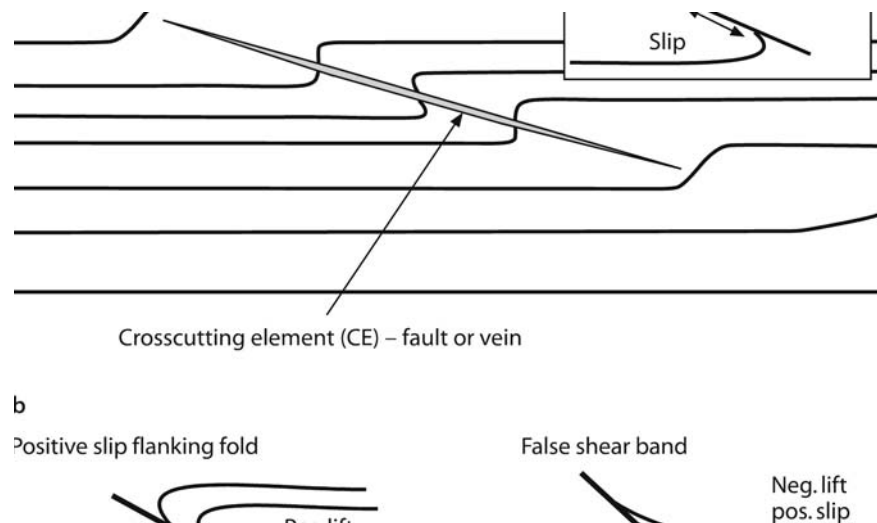


Figura 81. Representación esquemática de la estructura Flanking fold en la foliación alrededor de una vena o falla.

En la estación 63 es evidente la continua presencia de los esquistos del Silgará (esquistos muscovíticos). En esta estación se tomó la muestra NVE 035, la cual presenta una estructura tipo milonita augen (Figura 82 a-b) que se caracteriza por la presencia de porfiroclastos o fragmentos líticos. Los cuales son rodeados por la foliación de la matriz (micas)

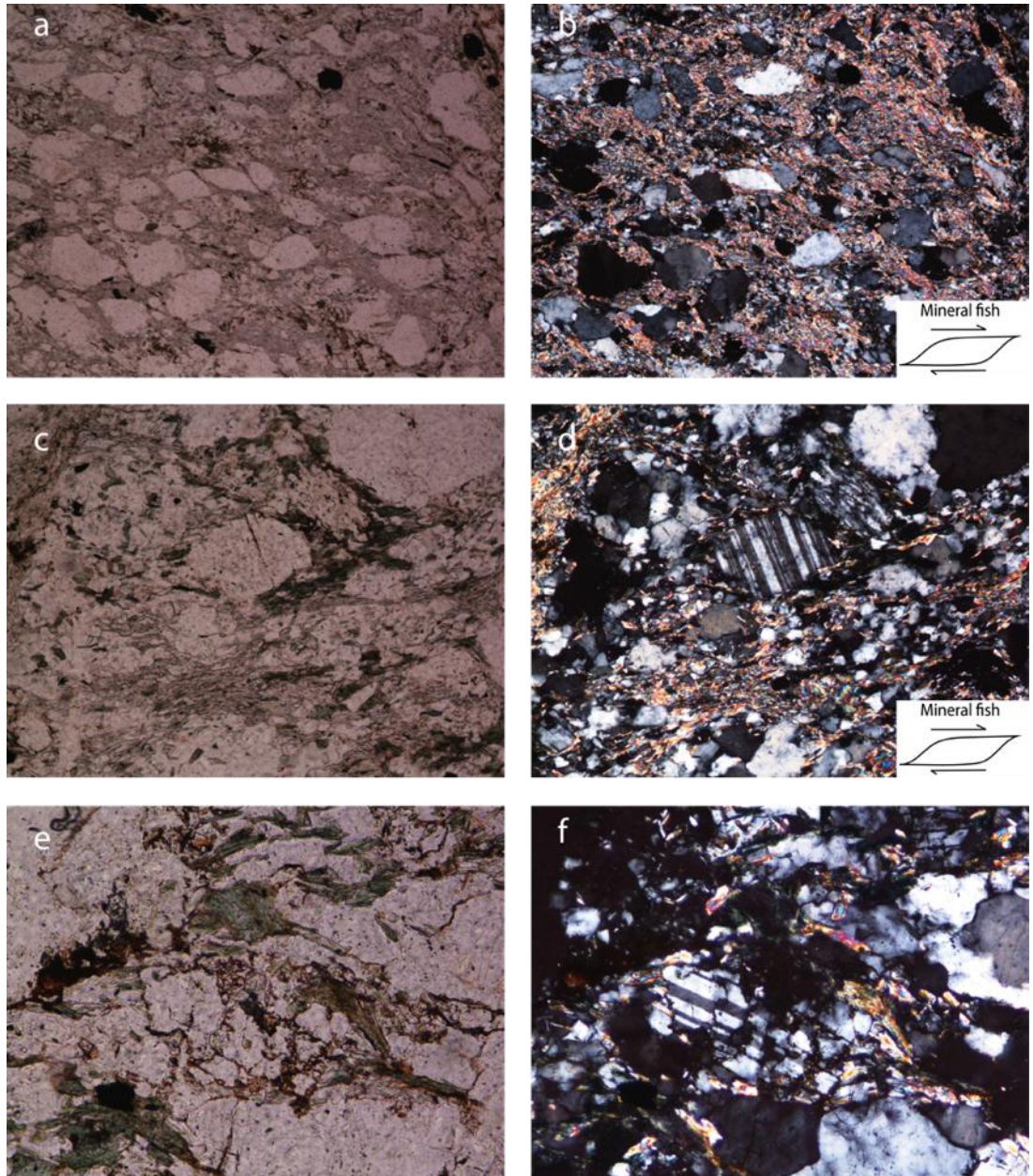


Figura 82. a-b) estructura milonita augen con la presencia de varios 'mineral fish', aumento 5x. c-d) porfiroclasto de plagioclasa como 'mineral fish', aumento 10x. e-f) se observa un mineral de plagioclasa fracturado, aumento 20x.

A su vez en la misma sección se observa un porfiroclasto de plagioclasa alargado con forma de 'mineral fish' (Figura 82 c-d) indicando una cinemática dextral y la presencia de una plagioclasa fracturada (Figura 82 e-f) lo que indica un régimen frágil. Esta muestra evidencia dos regímenes distintos uno dúctil - frágil otro frágil. La estación 66 se caracteriza por poder observar a nivel de afloramiento la fábrica S-C con bastante claridad por lo que se optó por tomar una muestra (NVE 36) para su posterior análisis, y lo que se pudo observar es la presencia de una matriz de muscovita, biotita y cuarzo deformada en la cual se evidencia la fábrica S-C (Figura 83) con una cinemática dextral (sinestral en afloramiento Figura 53), con un transporte de la masa de roca en dirección NW

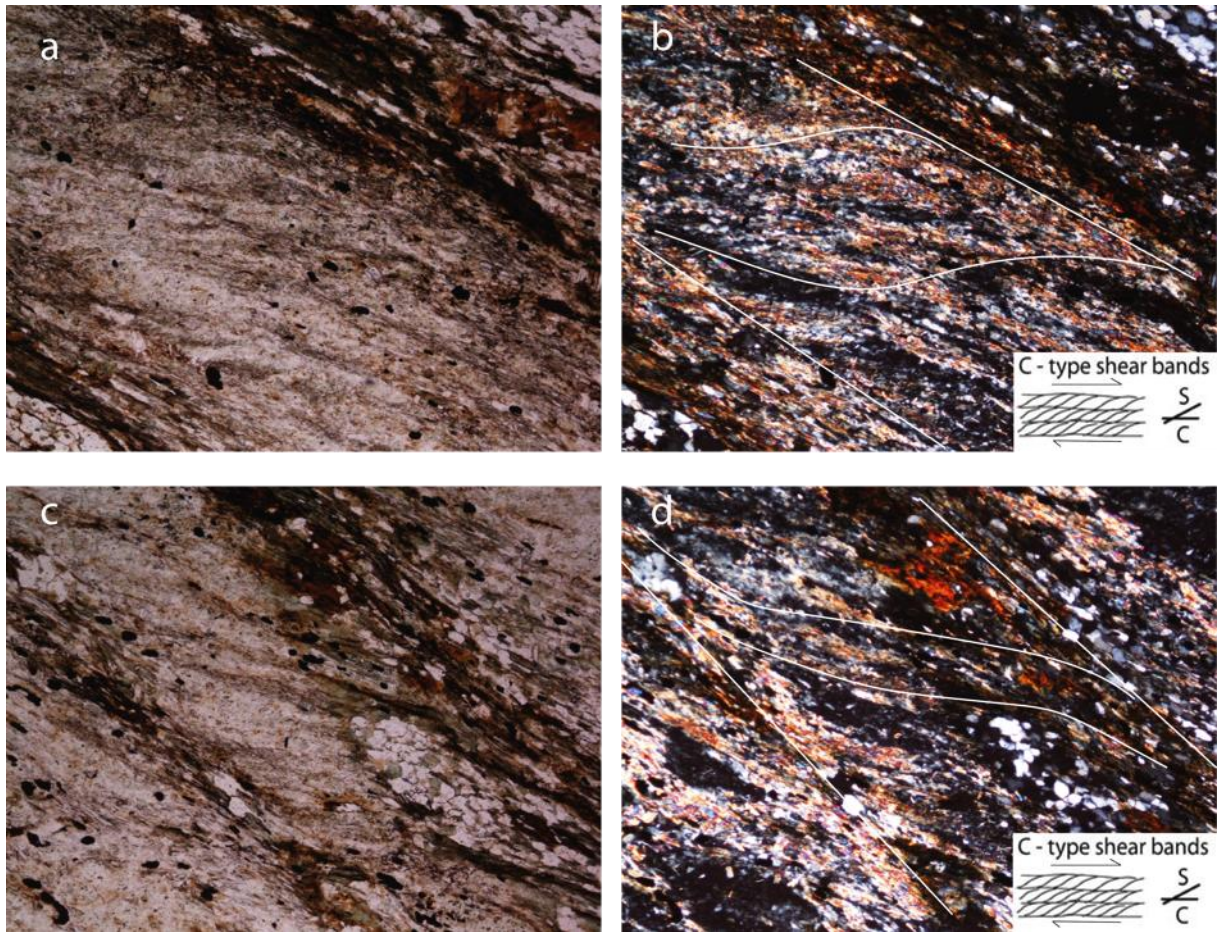


Figura 83. a-b) Fabrica S-C evidenciando una cinemática dextral, aumento 5x. c-d) Fabrica S-C evidenciando una cinemática dextral, aumento 5x. recuadros Tomados de Passchier and Trouw, 2005.

Por último la estación 68 con la presencia de esquistos micáceos pertenecientes a los esquistos del Silgará, de esta estación se toma una muestra orientada NVE 37 en la cuales se puede observar estructuras indicativas de deformación llamadas sombras de presión generadas cuando un objeto rígido en una roca con deformación dúctil causa perturbación local del campo de esfuerzos y patrón de flujo. En el caso de deformación de baja temperatura y presión de fluidos alta, el aumento en la presión de la solución puede ocurrir adyacente al cuerpo rígido (ISA de acortamiento), mientras que espacios extensionales pueden abrirse en el

contacto del objeto y la matriz (extensional ISA). Donde nuevo materia cristalino puede crecer en estas cavidades y formar sombras de presión en ambos lados del cuerpo rígido (Passchier and Trouw, 2005).

En este caso un porfiroblasto de granate actúa como cuerpo rígido, el cual a medida que se deforma genera estos espacios o cavidades que a su vez son rellenados de clorita (Figura 84 a-b-c-d) llamados sombras de presión con una cinemática sinistral (Corte de la muestra 304/30) y un transporte de la masa de roca en dirección NW, a su vez la presencia de estas sombras de clorita indican deformación a bajas temperaturas e indicativas de las últimas fases de metamorfismo de los esquistos del Silgará (Metamorfismo retrogrado), además se evidencia el reemplazamiento de los porfiroclastos de granate por clorita hacia los bordes (Figura 84 a-b).

Lo que lleva a la conclusión de que la generación del clivaje milonítico (S3) producto de la acción de la falla de Bucaramanga a su vez se generó durante el metamorfismo retrogrado que sufrió la masa de roca.

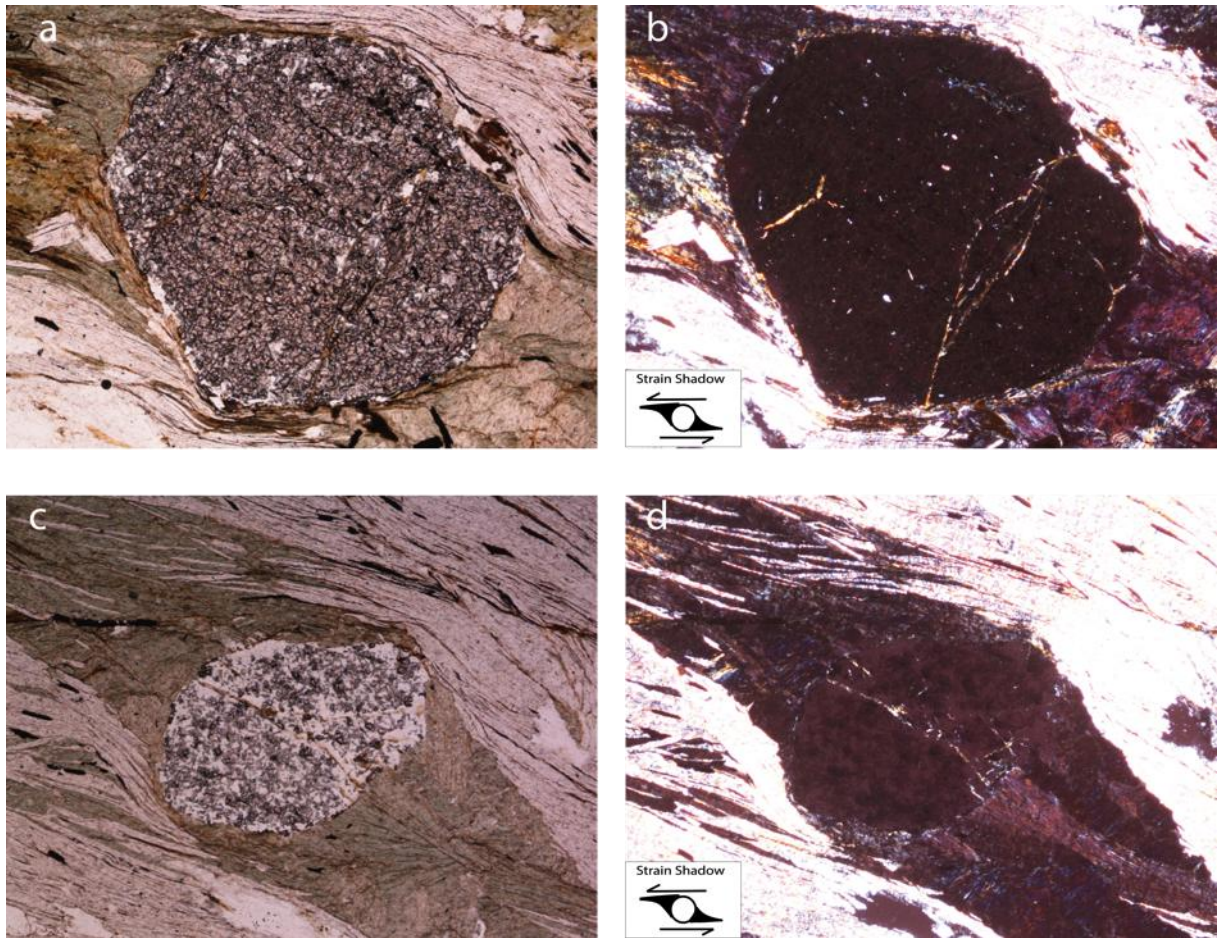


Figura 84. a-b-c-d) Porfiroblasto de granate con la presencia de sombras de presión, aumento 5x.

**13.2.2 Determinación del tensor de esfuerzos a partir del análisis de estrías de falla.** El análisis de estrías de falla es de gran utilidad para la determinación del tensor de esfuerzos. Para la zona de estudio se observa que en su mayoría los datos claros de planos de falla bien desarrollados y visibles tenían lugar en los cuerpos ígneos y no tan notorios y abundantes en los cuerpos metamórficos, debido a que los cuerpos ígneos son más rígidos y conservan mucho mejor los planos de falla estriados.

Una vez tomados y registrados los datos de estrías de falla se procede a la introducción de los mismos, para este caso el uso del software TectonicsFP en su versión demo. El software posee variadas herramientas de cálculo para distintas tareas geológicas, para este caso se toma en cuenta el análisis NDA y Dihedra, generando dos gráficos.

El gráfico uno perteneciente al cálculo NDA (Figura 85) generando un balón de playa, mostrando las zonas donde se da la compresión (en gris) y las zonas de tensión (en blanco). En el análisis de esta estructura es evidente que posee un comportamiento transpresivo marcado, y aunque los dos planos generados no concuerden exactamente con el rumbo de la falla de Bucaramanga si poseen un rumbo y cinemática similares.

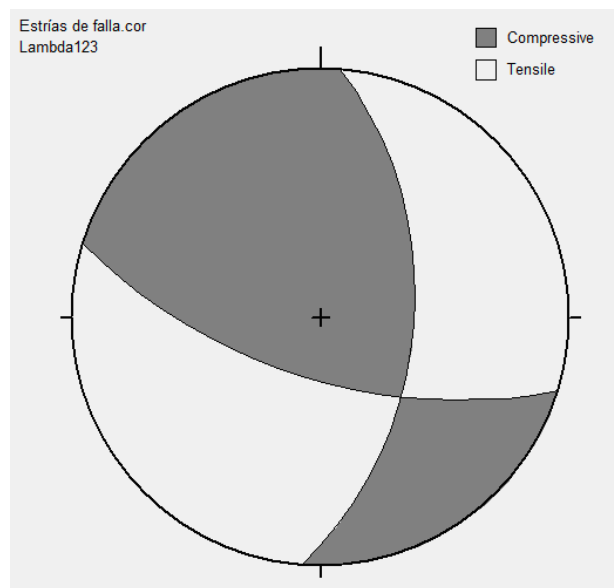


Figura 85. Calculo NDA de estrías de falla generando un balón de playa.

Por otro lado, el cálculo Dihedra permitió generar el segundo gráfico (Figura 86), el cual configura los ejes de máximo, intermedio y mínimo acortamiento (Sig 1, 2 y 3, respectivamente), con un eje de máximo acortamiento de 303/02. Asiendo la

comparativa de este eje  $\sigma_1$  (eje de máximo acortamiento) con el rumbo y la cinemática establecida para la falla de Bucaramanga se puede inferir que esta falla posee una relación directa con el tensor local calculado.

Además de esta observación, cabe resaltar que en capítulos anteriores se hizo referencia a las bandas kink conjugadas y su valor al momento de indicar la dirección del eje de máximo acortamiento (Figura 40), pudiendo observar un valor similar al encontrado en el análisis de estrías de falla. Llegando a la conclusión de que estas estructuras kink se pudieron generar debido al mismo tensor de esfuerzos local.

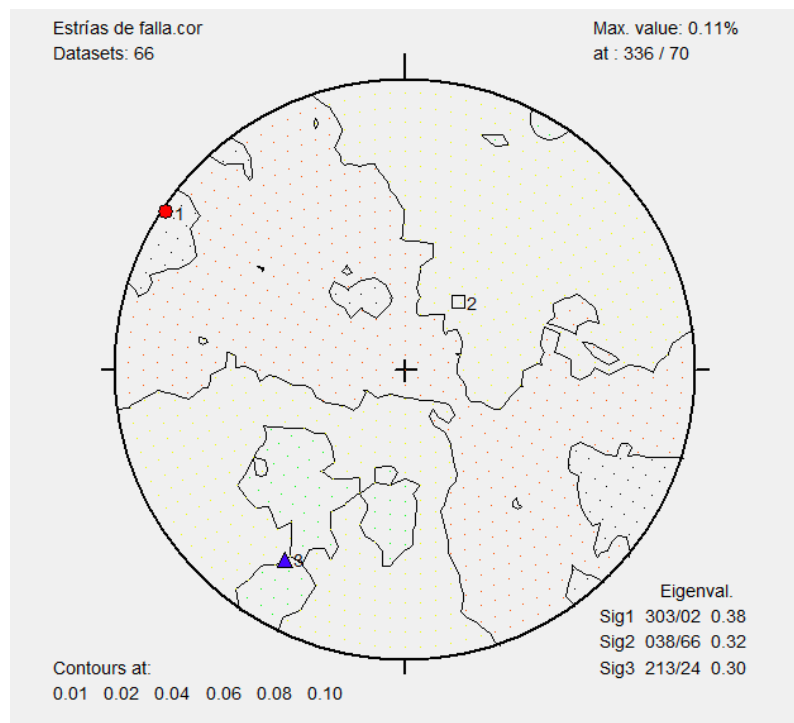


Figura 86. Calculo Dihedra de estrías de falla

### **13.3 DISCUSIÓN Y RESULTADOS**

En el análisis completo de las diferentes estructuras observadas en campo y en sección delgada se pudo establecer una secuencia de eventos deformativos asociados al metamorfismo que sufre cada uno de ellos (Figura 87), los cuales serán explicados a continuación.

#### **HISTORIA DEFORMACIONAL Y DEL METAMORFISMO DE LA FRANJA DE DEFORMACIÓN DE LA FALLA DE BUCARAMANGA**

- Evento 1: Metamorfismo Regional

El metamorfismo regional Caracterizado por la formación de neises y migmatitas (expuestas en otros sectores del Macizo de Santander) regionales las cuales alcanzaron facies anfibolita alta (zona de la sillimanita). La continua deformación dejó como resultado la formación de la foliación néisica (S0) correspondiente a una alternancia de horizontes leucocráticos y melanocráticos, evento deformativo D1. Esta fase de deformación marca el inicio del metamorfismo regional, estudios recientes realizados por Cardona (2003) reportan edades (SHRIMP en zircones) de 1450-1550 Ma que corresponderían a la edad del protolito del neis de Bucaramanga, y 1140-1190 Ma el cual reflejaría el primer evento metamórfico para el Macizo de Santander. De acuerdo a Priem (1989), la orogenia Nickeriense-Oronoquiense refleja una colisión continental entre el margen oeste del escudo de Guyana y el margen este del escudo canadiense dejando como resultado el neis de Bucaramanga producto de esta colisión continental.

Por otro lado el evento deformativo D2 está caracterizado por la foliación metamórfica S1 de los esquistos del Silgará (Formación Silgará) alcanzando facies esquistos verdes. Aunque el rango de edad para el metamorfismo de los esquistos del Silgará no está bien establecido Restrepo-Pace (1995) plantea que la sedimentación y el metamorfismo de los esquistos del Silgará pudo ocurrir en el rango de 750-470 Ma como producto de ruptura continental, el emplazamiento de

los diques andesíticos se pudieron generar pre o sin tectónicamente al metamorfismo de los esquistos del Silgará. Otros estudios indican que el metamorfismo de los esquistos del Silgará puede estar correlacionado con colisión continental entre bloques, de acuerdo con el camino P-T y la transición cianita-sillimanita determinada para la región central del Macizo de Santander (García *et al.*, 2005).

- Evento 2: Deformación dúctil

El evento de deformación dúctil D3 se caracteriza por el desarrollo de pliegues isoclinales y pliegues asimétricos formando planos axiales (S2), de la presencia de boudinage en los flancos de pliegues mayores que evidencia el adelgazamiento de los mismos y la presencia de pliegues ptigmáticos debido a alta ductilidad. Estas estructuras sugieren un estado deformativo dúctil.

Por otro lado el evento deformativo dúctil D4 se caracteriza por el desarrollo de foliación milonítica (S3) evidenciada por estructuras S-C con clivajes de cizalla bien diferenciados, la presencia de pliegues Kink y Bandas Kink así como de pliegues asimétricos. Por otro lado se observan estructuras a nivel micro tipo S-C' en gran parte de las muestras indicando un estado avanzado de la deformación, estructuras mineral fish, porfiroclastos, porfiroblastos (granate), kinking, clivaje de crenulación, estructuras delta ( $\delta$ ), estructuras sigma ( $\sigma$ ) y sombras de presión de clorita muchas de estas como indicadores cinemáticos. El desarrollo de la foliación milonítica (S3) presenta una dirección preferencial que varía entre  $280^\circ$  -  $340^\circ$ , cabe resaltar que esta orientación preferencial es similar a la falla de Bucaramanga. por la cual muchas de las muestras fueron cortadas para su posterior análisis.

De su análisis se concluye que muchos de los indicadores cinemáticos sugieren un transporte tectónico en dirección NW, movimiento sinistral. lo que conlleva a interpretar que la deformación generada por la foliación milonítica (S3) fue formada

o generada debido a la acción de la falla Bucaramanga, sufriendo deformación en un estado dúctil. A su vez se observa sombras de presión de clorita (indican deformación a bajas temperaturas, indicativas de las últimas fases de metamorfismo de los esquistos del Silgará) y reemplazamiento de los bordes de porfiroclastos de granate lo que indica, que la deformación de la falla de Bucaramanga tubo influencia en estado dúctil durante el metamorfismo retrogrado.

En cuanto a la temporalidad de este evento no es posible establecer un rango de edades único, debido a que no hay datos que soporten ninguna afirmación. Aunque es clara la acción de la falla de Bucaramanga sobre las estructuras generadas en el régimen dúctil, muchos autores hablan de la influencia de la falla de Bucaramanga generada desde el Paleógeno (Montes *et al.*, 2009; Tschanz *et al.*, 1974; Young *et al.*, 1956) o generada desde el Neógeno (Boinet *et al.*, 1980; Campbell, 1968; Duque Caro, 1980; Paris, 2000).

- Evento 3: Deformación Frágil

En este evento se registra como fracturamiento de origen tectónico D5, correspondiente a un clivaje disyuntivo o tectónico (S4) que se transpone a las demás foliaciones en un ángulo aproximado de 180° relacionadas al tensor de esfuerzos local, además se observan venas de Cuarzo, calcita y Óxidos con textura crustiforme (diente de perro) indicando deformación frágil y a su vez la presencia de estructuras tipo “Riedel” y ‘v’ pull-apart a nivel micro indicando cataclasis.

Así mismo la temporalidad para este evento está atada a la influencia que podría tener la falla desde el Paleógeno (Montes *et al.*, 2009; Tschanz *et al.*, 1974; Young *et al.*, 1956) o desde el Neógeno (Boinet *et al.*, 1980; Campbell, 1968; Duque Caro, 1980; Paris, 2000).

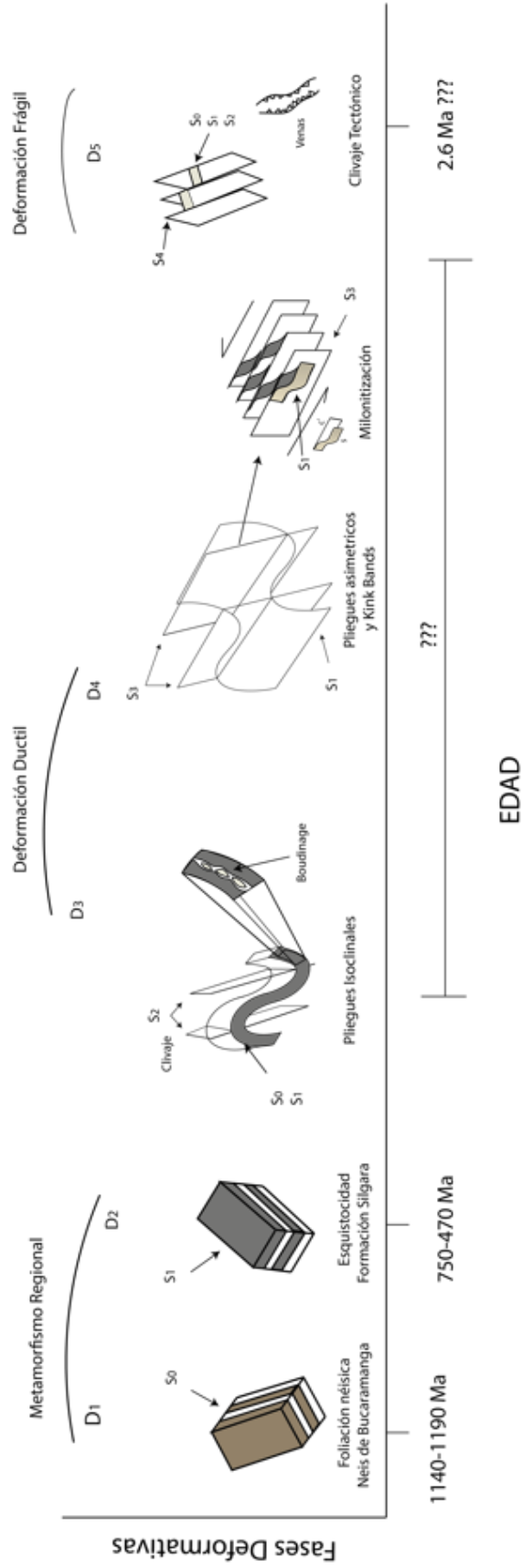


Figura 87. Diagrama representativo que muestra los estilos estructurales y la relación entre el desarrollo de las diferentes estructuras (foliaciones y pliegues, edades y fases deformativas. Además de la cinemática representativa de la falla Bucaramanga en la fase D4.

## 14. CONCLUSIONES

En el análisis estructural de la zona de cizalla de la falla de Bucaramanga se puede observar la presencia de un consistente patrón de orientación mineral propia de la foliación milonítica que afectó el basamento metamórfico compuesto por neises y esquistos, la cual presenta un rumbo marcado NW-SE, que a su vez también posee la falla de Bucaramanga orientada en la misma dirección que la foliación milonítica. Esto y el hecho de que los indicadores cinemáticos tales como las fabricas S-C', las estructuras mineral fish, las estructuras ( $\sigma$  y  $\delta$ ) y las sombras de presión muestran que la zona de cizalla de la falla se deformó de forma sinistral evidenciada en la fabrica dúctil, la cual se encuentra sobreimpuesta por estructuras frágiles como 'v' pull apart y cizalla riedel; Concluyendo que se generó un avance progresivo de la deformación causada por la misma falla de Bucaramanga desde un estado dúctil a un estado frágil.

En su avance progresivo a un estado frágil se evidencia la generación de fallas, cada vez más desarrolladas en cuanto se incrementa su avance generando un patrón de fallas riedel y antiriedel que llegan a configurar lomos de presión, ganchos de flexión y lomos de obturación. Generando una geometría anastomosada asociada a un patrón de lentes cizallados definidas por estas estructuras y que permiten concluir que es una estructura muy evolucionada en su movimiento en rumbo lo que puede indicar, bien que se trata de una estructura antigua (Paleógeno) o bien que es una falla rápida y reciente.

## BIBLIOGRAFÍA

Alberding, H. 1957. Applications of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South-American. Bulletin of the Geological Society of America, V. 68.

Bartlett, W. L., Friedman, M. & Logan, J. M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure--IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics 79,255-277.

Blenkinsop TG (2000) Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 pp

Blenkinsop TG, Treloar PJ (1995) Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics. J Struct Geol 17:397–408

Boinet, T., Bourgois, J. y Mendoza, H. 1989. La Falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la Orogenia Andina. Geología Norandina, 11: 3-10.

Campbell, C. 1968. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Fourth Caribbean geological Conference.

Campbell, C. J. 1965. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Fourth Caribbean Geological Conference. Trinidad. Memoir: 247-261.

Cordani, U.G., Cardona, A., Jiménez, D.M., Liu, D. and Nutran, A.P., 2005.

Cruz S., N., Carrillo, J., & Mantilla F., L. (2014). consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfiríticas aflorantes en la quebrada ventanas

(municipio arboledas, norte de santander, colombia): implicaciones metalogénicas. boletín de geología, 36(1)

Cuéllar Cárdenas, M., López Isaza, J., Osorio Naranjo, J., & Carrillo Lombana, E. (2014). análisis estructural del segmento bucaramanga del sistema de fallas de bucaramanga (sfb) entre los municipios de pailitas y curumaní, cesar - colombia. boletín de geología, 34(2)

Daly JS, Cliff RA, Yardley BWD (1989) Evolution of metamorphic belts. Geol Soc Lond Spec Publ 43:566.

Dennis AJ, Secor DT (1987) A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. J Struct Geol 9:809–817

Diedrix, H., Hernandez, C., Torres, E. & Botero, P. ]2008. Un modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales neotectónicas y paleosismológicas de los principales sistemas de fallas en la región de Bucaramanga. INGEOMINAS, Proyecto GEO08-09. Subdirección de geología básica.

Duque-Caro, H. 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana. Boletín Geológico, INGEOMINAS, 23 (3): 4-37.

England PC, Richardson SW (1977) The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. J Geol Soc Lond 134:201–213.

England PC, Thompson AB (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J Petrol* 25:894–928.

Essene EJ (1989) The current status of thermobarometry in meta- morphic rocks. In: Daly JS, Cliff RA, Yardley, BWD (eds) Evolu- tion of metamorphic belts. *Geol Soc Spec Publ* 43:1–44, Blackwell, Oxford.

Fossen ,H., 2010. “Structural Geology Book”. New York: Cambridge University Press, 463p.

Garcia, C. A.;; Ríos, C. A. & Castellanos, O. M. (2005): Medium- pressure, metamorphism in the Central Santander Mássif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*, V. 27, (2): 43-68, Bucaramanga.

Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (eds), 2005. *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 246, pp. 329 - 346.

Goldsmith, R., Marvin, R.F., and Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Mássif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 750 (D): 44-49.

Hobbs BE, Means WD, Williams PF (1976) *An outline of structural geology*. Wiley, New York.

Holland, T. & Powell, R. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMÁSH (K<sub>2</sub>O-FeO- MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O). – *American Mineralogist*. V. 75: 367-380.

Idárraga-García, J., Romero, J. 2010. Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 849-860.

Kriegsman LM (1993) Geodynamic evolution of the Pan-African lower crust in Sri Lanka. *Geol Ultraject* 114:208

Mantilla C. Contribución al origen de los depositos de fluorita y de la historia hidrotermal del flanco suroeste del Macizo de santander colombia. Ediciones Universidad Industrial de Santander, 2004. 100 p.

Marshak S, Mitra G (1988) Basic methods of structural geology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Mendoza, H., y Jaramillo, L. 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. *Boletín Geológico, INGEOMIS* , 22: 3-52.

Mercier J. L. y Vergaly P. 1992, *Tecniqne. Géosciences*, Dunod. Paris. 214p.

Montes, C., Guzmán, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V. & Jaramillo, C. 2009. Clockwise rotation of the Santa Marta Mássif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería Basins. *Journal of South American Earth Science*.

Mora, A. & García, A. 2006. Cenozoica Tectono-stratigraphic relationship between the Cesar Sub-Basin and the southeastern Lower Magdalena Vallet Basin of Northern Colombia. AAPG Annual Convention, Houston, Texas.

Murillo, L. geología estructural del valle de el tránsito con énfasis en las milonitas el portillo y su relación con la evolución tectónica desde paleozoico superior en Chile entre los 28°40'-29°04's. Santiago de Chile 2012. memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas departamento de Geología.

Naylor, M., Mandl, G., Sijpesteijn, C., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8, 737–752.

Osorio J.A., Hernández C., Torres E., Botero P. 2008. Modelo Geodinámico del Macizo de Santander. Informe interno Subdirección de Geología Básica. INGEOMINAS. 113 p.

Paola S, Spalla MI (2000) Contrasting tectonic records in the pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (Lake Como, Italy). *J Geodynamics* 30:167–189

Passchier CW (1991b) Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geol Mijnb* 70:203–211.

Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Segunda Edición, revisada y alargada. Springer, 366p

Pulido.O., 1978. Geología de las planchas 135, San Gil y 151, Charalá. Ingeominas. *Boletín Geológico*, 23 (2) (1980), p. 39-78. Bogotá.

Ramos, V. (2010): The Grenville – age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 77-91.

Ramsay JG (1967) *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York

Ramsay JG, Huber MI (1987) The techniques of modern structural geology, 2: Folds and fractures. Academic Press, London.

Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press, p. 309-699.

Restrepo-Pace, P. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Ph.D Thesis, University of Arizona, 195pp

Royero, J. & Vargas, R. (1999): Mapa del Departamento de Santander, Escala 1:300.000. Ingeominas.

Spalla MI, Carminati E, Ceriani S, Oliva A, Battaglia D (1999) Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of central Southern Alps (Northern Italy). *J Metamorphic Geol* 17:319–336

Spear FS, Kohn MJ, Florence FP (1990) A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J Metam Geol* 8:683–696

Spear FS, Selverstone J (1983) Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contrib Mineral Petrol* 83:348–357

Tchalenko, J. S. 1968. The evolution of kink-bands and the development of compressional textures in sheared clay. *Tectonophysics* 6,159-174.

Toro, J. 1990. The termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia. The University of Arizona.

Toussaint, J.F. (1993). Evolución geológica de Colombia: Precámbrico Paleozoico. Pub. Esp. Geol. Univ. Nacional, Medellín, 208pp.

Trouw, R., Passchier, C. W. & Wiersma, D. J., 2010. Atlas of Mylonites - and related microstructures. Springer-Verlag, Berlin.

Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, J., Mehnert, H.H. and Cebula, G.T., 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. Geological Society of America, 85, pp. 273 - 284.

Ujueta, G. 2003. La Falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. Geología Colombiana N° 28.

Urueña Suarez, C., & Zuluaga C. (2011). Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetas – Santander.. Geología Colombiana, 36(1), 37-55

Vargas, R.;; Arias, A.;; Jaramillo, L. & Tellez, N. (1976) Cartografía Geológica Plancha 136 - Málaga. Ingeominas.

Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. Boletín de Geología, 27(1): 81-94.

W. D. Cunningham and P. Mann., 2007. Geological Society, London, Special Publications 2007, v.290; p1-12.

Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz B., J., & Restrepo A., H. (1973). Geología de los cuadrangulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona departamento de Santander. Boletín Geológico , 1 a 126.

Ward, Dwight E., Richard Goldsmith, Jaime Cruz B, Luis Jaramillo C, y Rodrigo Vargas I. geología del cuadrángulo pamplona h-13. Instituto de Investigación e información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear , 1977.

Wilcox, R. E. Harding, T. P. & Seely, D. R. 1973. Basic wrench tectonics. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 57, 74-96.

Young, G., Bellizzia, A., Renz, H., Johnson, F., Robie, R. & Másvall, J. 1956. Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. Boletín d e Geología, publicación especial N° 2.

Zhang J, Dirks PHGM, Passchier CW (1994) Extensional collapse and uplift in a polymetamorphic granulite terrain in the Archaean and Palaeoproterozoic of north China. Precambrian Res 67:37–57

## **ANEXOS**

Anexo A. Datos estructurales

Anexo B. Mapa de muestras