



ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE ZONAS TRANSVERSALES EN
EL BLOQUE COLGANTE DE LA FALLA DEL SUÁREZ

YESSICA MACÍAS ALTAMIRANDA, MARIANA CABANZO HENAO

Trabajo de Grado para optar al título de

Geólogo (a)

Director

GIOVANNY JIMÉNEZ DÍAZ

PhD. Geodinámica

Codirector

JUAN DAVID BADILLO REQUENA

Geólogo

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2017



DEDICATORIA

*A Dios por guiar cada uno de mis pasos y darme la oportunidad de culminar esta etapa.
A mis padres quienes día a día con sus enseñanzas y consejos me motivan para continuar alcanzando
cada uno de mis sueños. Gracias por su amor incondicional, sacrificios, el apoyo que me han brindado
y sobre todo por inculcarme el valor de la perseverancia.*

*A mi hermana por su compañía, por ser esa voz de aliento que alegra mis días.
A todas aquellas personas que han creído en mí, que han sido parte importante de mi formación y que
me han tendido la mano en momentos difíciles.*

A todas las casualidades que nos unieron, que su magia no deje de sorprendernos mi Amor.

*“Queda prohibido no sonreír a los problemas, no luchar por lo que quieres, abandonarlo todo por
miedo, no convertir en realidad tus sueños”- Pablo Neruda*

-Yessica Macías Altamiranda

*La vida es un libro, cada etapa y experiencia vivida se escribe en capítulos. Ahora culminó un sueño
de mucho empeño, recuerdo cada acierto y cada caída en el camino, solo la felicidad es el sentimiento
que me invade, como respuesta a la gran gratitud a mi Dios Jehová, quien fue mi roca de apoyo, quien
con amor me señaló y me guío en mis pasos, a ti mi Dios agradezco por mi Padre, quien por su
trabajo, esfuerzo y dedicación me ha acompañado a lo largo de mi vida y me ha brindado el sueño de
ser profesional y una persona integral, por mi Madre, quien es mi motor en cada caída, quien con su
amor y empuje me ha brindado toda esperanza y confianza para lograr mis sueños, gracias por sus
perfectos cuidados y consejos, sus noches de desvelos como muestra del más puro amor y mi hermana,
quien ha cuidado y acompañado de mi como un tesoro, por ellos gracias por hacerlos y ser parte mi
felicidad.*

*A mi familia gracias, quienes han aportado a mi vida un granito de arena y han hecho posible lo que
hasta ahora he logrado; mi sobrino, casi nadie, gracias por existir y alegrar mi días, a mi Amor, quien
con su presencia en el tiempo compartido, me ha brindado todo su amor y apoyo, gracias por cada
instante de alegría y paciencia.*

*A mi Dios y a todos ellos, no me queda más que brindar mi felicidad como agradecimiento, a ustedes
dedico este capítulo de mi vida.*

Mariana Cabanzo Henao



AGRADECIMIENTOS

A Dios por permitirnos llegar a este punto y darnos la salud para cumplir cada uno de nuestros objetivos.

Agradecemos inmensamente a nuestro director Giovanni Jiménez Díaz por su confianza, tiempo, acompañamiento y apoyo incondicional durante el desarrollo de este proyecto.

A nuestras familias, que son nuestro pilar fundamental y el más puro ejemplo de amor y sacrificio.

A la Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología y especialmente a los profesores UIS que hicieron parte de nuestra formación, por todos los conocimientos brindados a lo largo de la carrera.

A nuestros compañeros y amigos con quienes compartimos este proceso y nos brindaron su apoyo, cariño y muchas historias por contar.

Al profesor Juan Badillo por sus valiosos aportes.



Tabla de Contenido

Introducción	19
1. Objetivos.....	20
1.1 Objetivo General	20
1.2 Objetivos Específicos.....	20
2. Justificación.....	21
3. Localización.....	22
4. Marco Geológico	24
4.1 Evolución Tectónica.....	24
4.2 Geología Estructural.....	31
4.3 Estratigrafía	32
5. Marco Teórico.....	35
5.1 Esfuerzo.....	35
5.1.1 Componentes.	35
5.2 Deformación.....	36
5.2.1 Deformación Dúctil.	37
5.2.2 Deformación Frágil.....	42
5.2.3 Pliegues Asociados a Fallas.....	47
5.3 Regímenes tectónicos	51
5.3.1 Régimen Compresional.	52
5.3.2 Régimen Extensional.....	52
5.3.3 Régimen Transcurrente.....	53
5.4 Estilos estructurales.....	54
5.5 Zonas transversales	56
6. METODOLOGÍA.....	58
6.1 Fase 1- Recopilación Bibliográfica	58
6.2 Fase 2- Geología de Campo	58
6.2.1 Recolección de la información para la construcción de la Poligonal.	59
6.2.2 Construcción de la poligonal.	60
6.2.3 Construcción del perfil topográfico a partir de la poligonal.....	61



6.2.4	Calculo de espesores.....	62
6.2.5	Descripción litológica.....	63
6.3	Fase 3- Oficina.....	65
6.3.1	Cortes geológicos.	66
6.4	Análisis de resultados y discusión.....	66
7.	RESULTADOS.....	67
7.1	Cartografía.....	67
7.2	Estratigrafía.....	70
7.2.1	Formación Angostura del Río Lebrija.....	72
7.2.2	Formación Los Santos.....	75
7.2.3	Formación Cumbre.....	78
7.2.4	Formación Rosablanca.....	79
7.2.5	Formación Paja.....	79
7.2.6	Formación Tablazo.....	80
7.2.7	Formación Simití.....	80
7.2.8	Formación La Luna.....	81
7.2.9	Formación Umir.....	82
7.2.10	Formación Lisama.....	83
7.2.11	Formación La Paz.....	83
7.2.12	Formación Esmeraldas.....	83
7.2.13	Formación Mugrosa.....	84
7.2.14	Formación Colorado.....	84
7.3	Geología Estructural.....	85
7.3.1	Falla del Suárez.....	86
7.3.2	Falla de Zapatoca.....	88
7.3.3	Falla El Ramo.....	89
7.3.4	Fallas Tranversales.....	89
7.3.5	Sinclinal de Zapatoca.....	90
8.	DISCUSIÓN.....	95
8.1	Estratigrafía.....	95
8.2	Geología Estructural.....	99



8.2.1 Zonas Transversales	100
8.2.2 Estilo Estructural	100
9. CONCLUSIONES.....	104
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	106



Tabla de Figuras

Figura 1. Localización del área de estudio.....	23
Figura 2. Modelo secuencial de la evolución tectónica regional de los Andes Septentrionales. Adaptado de Horton et al. (2010)	26
Figura 3. Modelo secuencial de la evolución tectónica regional para la Cordillera Oriental, Valle del Magdalena Medio y Cuenca Llanos. Adaptado de Cooper et al. (1995).....	28
Figura 4. Modelo secuencial de la evolución tectónica regional para la Cordillera Oriental, Valle del Magdalena Medio y Cuenca Llanos. Adaptado de Bayona et al. (2013).....	30
Figura 5. Columna Generalizada del VMM y margen occidental de la Cordillera Oriental	34
Figura 6. Componentes del esfuerzo actuando sobre las caras de un cubo. Adaptado de Rossello (2001).....	35
Figura 7. Tipos de deformación. Adaptado de Rossello (2001)	37
Figura 8. Cizalla Simple y Pura. Adaptado de Fossen (2010)	37
Figura 9. Elementos de los pliegues. Adaptado de Fossen (2010)	38
Figura 10. Formas básicas de los pliegues. Adaptado de Fossen (2010).....	40
Figura 11. Tipos de pliegue según la curvatura de la charnela. Adaptado de Fossen (2010).....	40
Figura 12. Clasificación de los pliegues según la orientación de la línea de charnela y la superficie axial. Adaptado de Fossen (2010).....	41
Figura 13. Clasificación de los pliegues según la apertura de los flancos. Adaptado de Fossen (2010).....	41
Figura 14. Orientación de diferentes tipos de fracturas con respecto a los esfuerzos principales. Adaptado de Fossen (2010)	43
Figura 15. Tipos de rampas en un sistema de cabalgamiento. Adaptado de Burg (2011).....	44
Figura 16. Clasificación de fallas. Adaptado de Burg (2011).....	45
Figura 17. Clasificación de las fallas según el buzamiento del plano de falla y el pitch. Adaptado de Fossen (2010).....	46
Figura 18. Fallas antitéticas y sintéticas. Adaptado de Burg (2011)	47
Figura 19. Evolución de los pliegues por flexión de falla. Adaptado de Fossen (2010)	49
Figura 20. Evolución de los pliegues por propagación de falla. Adaptado de Fossen (2010).....	50



Figura 21. Mecanismos para el desarrollo de pliegues por despegue. (a) Rotación de flancos y (b) Migración de bandas kink. Adaptado de Burg (2011).....	51
Figura 22. Regímenes tectónicos principales (Contracción, Transcurrencia y Extensión) y la combinación entre ellos (Transpresión y Transtensión). Adaptado de Fossen (2010).	52
Figura 23. Muestra los tres regímenes tectónicos principales con la orientación de los principales esfuerzos según la ley de Anderson y los mecanismos focales para cada régimen. Adaptado de Fossen (2010).....	53
Figura 24. Modelos de escamación de piel delgada “Thin Skinned” en la cual no se involucra el basamento, y escamación de piel gruesa “Thick Skinned” que por el contrario si lo involucra. 56	
Figura 25. Representación esquemática de las zonas transversales definidas por lineamientos de rampas laterales, terminaciones de fallas a lo largo del rumbo y cabeceo de los pliegues (Izquierda), y zonas transversales definidas por fallas transversales y cambios en el estilo estructural (derecha). Adaptado de Jiménez et al (2012).....	57
Figura 26. Formato usado en la recolección de datos para la construcción de una poligonal abierta.	59
Figura 27. Toma de datos para la elaboración de una poligonal abierta y visualización de las distancias real, horizontal y vertical. Adaptado de Cruz et al. (1991).....	60
Figura 28. Método para la construcción de una poligonal abierta y la determinación de las distancias horizontales y verticales. Adaptado de Cruz et al. (1991)	61
Figura 29. Ejemplo de una poligonal abierta. Adaptado de Cruz et al. (1991)	61
Figura 30. Diagrama en el cual se muestra la medición del espesor de las capas usando el método de geometría descriptiva. Adaptado de Cruz et al. (1991).....	62
Figura 31. Uso del bastón de Jacob simplificado en la medida de espesores estratigráficos una sección litológica. Adaptado de Miall (2000).....	63
Figura 32. Diagrama para la clasificación composicional de las areniscas. Adaptado de Folk (1974)	64
Figura 33. Clasificación de rocas calcáreas Dunham (1962).....	65
Figura 34. Mapa geológico local	68
Figura 35. Mapa geológico regional	69
Figura 36. Trazo de la carretera sobre la cual se levanta la poligonal y columna estratigráfica ..	70
Figura 37. Columna generalizada de la zona de campo.....	71



Figura 38. Afloramiento de la Formación Angostura del Río Lebrija en donde se observa una falla normal local que afecta la sucesión de estratos.	73
Figura 39. Afloramiento de la Formación Angostura del Río Lebrija, cuya litología predominante son capas rojas de areniscas. Adicionalmente, en este punto se presenta una inversión estratigráfica de la secuencia.	74
Figura 40. Afloramiento de la Formación Los Santos, se presentan capas de areniscas subarcosas con presencia de laminación planar inclinada y cruzada en artesa.	77
Figura 41. Falla del Suárez con buzamiento hacia el NW a la altura del Río Sogamoso. En este punto, la Falla del Suárez pone en contacto rocas de la Formación Angostura del Río Lebrija con las formaciones Los Santos y Rosablanca.	87
Figura 42. Cambio de rumbo de la Falla del Suárez.	88
Figura 43. Vista panorámica en donde se pueden observar las principales estructuras de la zona de estudio (Sinclinal de Zapatoca, Falla de Zapatoca y Falla El Poleo) y la relación que existe entre ellas.	89
Figura 44. Fotografía en donde se evidencia el control estructural que ejerce la zona transversal, en este caso denominada Falla El Poleo. En la figura se observa el cambio de las unidades litológicas y de las estructuras formadas al norte y sur de la falla.	91
Figura 45. Panorámica en donde se observan los dos flancos del Sinclinal de Zapatoca. El flanco este presenta buzamientos mayores que el flanco oeste.	91
Figura 46. Corte geológico regional (Ver apéndice F)	93
Figura 47. Corte C-C' ubicado al norte de la Falla El Poleo con orientación aproximada W-E..	93
Figura 48. Corte D-D' ubicado al sur de la Falla El Poleo con una orientación aproximada W-E	94
Figura 49. Corte F-F' con orientación aproximada N-S en la cual se representan las zonas transversales propuestas en el área de estudio.	94
Figura 50. Corte geológico modificado de Jaimes y López (2015) por Jiménez et al. (2016), en el cual se señalan los dominios estructurales definidos en el trabajo realizado por Jiménez et al. (2016). La orientación es aproximadamente W-E, ubicado aproximadamente 4 kms al sur de la zona de estudio.	102
Figura 51. Corte geológico realizado por Araque y Otero (2016) en el cual se señalan los dominios estructurales definidos en su tesis de pregrado.	103



Figura 52. Dominios estructurales definidos por los autores para la zona de estudio. El dominio Occidental evidencia un estilo estructural de tipo *thin-skinned*, mientras que el dominio oriental presenta un estilo estructural de tipo *thick-skinned*. 103



Lista de Tablas

Tabla 1. Estilos Estructurales. Adaptada de Lowell (1985).....	51
Tabla 2. Espesores de las formaciones en los cortes geológicos.....	82



Lista de Apéndices

Apéndice A. Mapa Geológico Local

Apéndice B. Mapa Geológico Regional

Apéndice C. Columna Estratigráfica Detallada

Apéndice D. Columna Estratigráfica Generalizada

Apéndice E. Cortes Locales

Apéndice F. Corte Regional



RESUMEN

TITULO: ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE ZONAS TRANSVERSALES EN EL BLOQUE COLGANTE DE LA FALLA DEL SUÁREZ.*

AUTORES: YESSICA MACÍAS ALTAMIRANDA, MARIANA CABANZO HENAO**

PALABRAS CLAVE: Zonas Transversales, Falla de Zapatoca, Falla del Suárez, Sinclinal de Zapatoca.

Con el fin de caracterizar los lineamientos transversales ubicados en el bloque colgante de la Falla del Suárez en el margen oeste de la Cordillera Oriental, se realizó la cartografía actualizada a escala 1:25.000 del área de campo, teniendo en cuenta la nueva nomenclatura propuesta por Etayo (1989) para las unidades litoestratigráficas del Jurásico – Cretácico Inferior. Además se realizó una columna detallada y una generalizada de la zona en la sección Betulia – Zapatoca en donde se midieron y describieron 716 m de los últimos niveles de la Formación Angostura del Río Lebrija, 258 m de la Formación Los Santos, 36 m de la Formación Cumbre y 116 m de los niveles inferiores de la Formación Rosablanca. La interpretación de un corte geológico regional (W-E) entre el margen oriental del Valle Medio del Magdalena y la zona de estudio, con el cual se definieron dos dominios estructurales; el primero denominado dominio occidental, caracterizado por presentar una vergencia al oeste y estilo estructural de tipo *Thin-Skinned*, y el dominio oriental donde predominan fallas con vergencia al este y un estilo estructural de tipo *Thick-Skinned*. Los cortes locales muestran cambios en la deformación al norte y sur de las zonas transversales y la cinemática que tienen estos lineamientos.

* Trabajo de grado. Modalidad Investigación

** Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Ph.D. Giovanni Jiménez Díaz. Codirector: Juan David Badillo Requena.



ABSTRACT

TITLE: STRUCTURAL ANALYSIS AND CHARACTERIZATION OF TRANSVERSE ZONES IN THE HANGING WALL OF THE SUAREZ FAULT.*

AUTHORS: YESSICA MACÍAS ALTAMIRANDA, MARIANA CABANZO HENAO**

KEYWORDS: Transverse Zones, Zapatoca Fault, Suárez Fault, Zapatoca Syncline.

In order to characterize the transverse lineaments located in the hanging wall of the Suárez Fault on the West margin of the Eastern Cordillera, the updated cartography was made at a scale 1:25.000 of the area, given the new proposed nomenclature by Etayo (1989) for the Jurassic - Lower Cretaceous lithostratigraphic units. Also a detailed and generalized column were made of the zone of Betulia - Zapatoca section where we measured and described 716 meters of the last levels of the Angostura del Rio Lebrija Formation, 258 meters of the Los Santos Formation, 36 meters of the Cumbre Formation and 116 meters of the lower levels of the Rosablanca Formation. The interpretation of a regional geological section (W-E) between the oriental margin of the Middle Magdalena Valley and the study area, with which two structural domains were defined, the first one called Western domain, characterized by presenting a West vergence and structural style dominated by Thin – Skinned deformation type and the Oriental domain, where predominated faults with East vergence and structural style dominated by Thick – Skinned deformation type. The five local cross-sections show changes in the deformation from north to south of the transverse zones and the kinematics that have these lineaments.

* Undergraduated thesis. Mode: Research

** Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Ph.D. Giovanni Jiménez Díaz. Codirector: Juan David Badillo Requena.



Introducción

La reactivación compresional de anisotropías extensionales pre-existentes en la corteza terrestre es una característica comúnmente observada en muchos orógenos y sus forelands. La geometría de las anisotropías, la geometría de la cuenca sedimentaria y el espesor de la pila sedimentaria pueden influenciar el estilo, la extensión y toda la configuración de un orógeno; por lo tanto, para una mayor comprensión de la evolución espacial y temporal de los orógenos es importante considerar en su marco estructural el contexto de anisotropías y zonas de debilidad en la corteza (Mora et al., 2006).

Las zonas transversales son áreas que comprenden diferentes estructuras como rampas laterales y oblicuas, fallas transversales y zonas de transferencia; las cuales controlan la deformación en los niveles superiores durante el acortamiento (Thomas, 1990; Jiménez et al., 2012)

La Cordillera Oriental de Colombia marca el límite de la deformación Cenozoica en los Andes del Norte y es uno de los mejores ejemplos de la reactivación (inversión) en un orógeno contraccional, proporcionando una excelente oportunidad de estudiar los patrones de deformación en una cadena montañosa condicionada por la preexistencia de anisotropías (Mora et al., 2010). El análisis de las estructuras que allí se encuentran son esenciales para la interpretación del marco deformacional y evolutivo de los cinturones plegados (Tavani et al., 2006; Bayona et al., 2007).

El área de estudio del proyecto comprende 170 km² y se localiza en el margen occidental de la Cordillera Oriental, en el bloque colgante de la Falla del Suárez, en donde se levantó la cartografía geológica a escala 1:25000 y posteriormente el análisis y caracterización estructural de los lineamientos transversales definidos a lo largo de las quebradas El Poleo, La Higuera y La Durana mediante la construcción e interpretación de cortes geológicos.



1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Realizar la cartografía geológica, el análisis y la caracterización estructural de las zonas transversales en el bloque colgante de la Falla del Suárez mediante la integración de datos estructurales y estratigráficos.

1.2 Objetivos Específicos

Identificar las principales divergencias en cuanto a la nomenclatura estratigráfica utilizada en los diversos mapas publicados y plantear una solución.

Realizar la cartografía geológica a escala 1:25.000 del área de estudio.

Elaborar cortes geológicos que permitan ver la configuración estructural del área de estudio y sus variaciones a través de los lineamientos transversales.

Determinar el estilo estructural y tipo de deformación correspondiente con base en el análisis e interpretación de datos estructurales y cortes geológicos.



2. Justificación

Un cinturón de cabalgamiento generalmente es visto como una cuña de rocas sedimentarias que se deslizan a lo largo de un despegue basal hacia el cratón continental. Internamente consiste de escamas de cabalgamiento imbricadas y limitadas por superficies de cabalgamiento que se interconectan a través de un sistema de rampas y despegues. Las estructuras que son transversales u oblicuas al cinturón de cabalgamiento proporcionan enlaces entre rampas paralelas al rumbo equivalentes a las rampas frontales; por lo tanto, los conectores laterales o zonas transversales incluyen fallas transversales, rampas laterales y zonas de transferencia (Thomas, 1990; Phon, 2000)

Las zonas transversales son anisotropías a profundidad que controlan la deformación en los niveles superiores de las capas sedimentarias durante el acortamiento, por consiguiente, su estudio es fundamental debido a que son un control en la cinemática de las estructuras recientes y definen el estilo estructural de una cuenca; adicionalmente se considera que son un factor importante en la determinación de bloques con alto/bajo potencial petrolífero (Jiménez *et al.*, 2012). Estas estructuras desarrollan varias características en superficie que permiten reconocer su presencia en profundidad como cambios en el rumbo y terminaciones abruptas en fallas y pliegues, cambios en la frecuencia de las fallas cartografiadas, y cambios de vergencia en las estructuras (Pohn, 2000; Dixon y Spratt, 2004; Jiménez *et al.*, 2012; Jiménez *et al.*, 2016).

Las estructuras principales que se encuentran en la zona de estudio son las Fallas del Suárez y Zapatoca, y el Sinclinal de Zapatoca; estas fallas inversas de alto ángulo y con vergencia al este presentan inversión tectónica evidenciada en los cambios de espesores de las formaciones en los bloques colgante y yacente, adicionalmente se considera que corresponden a back-thrust asociados



a fallas mayores (Jiménez *et al.*, 2016). Sin embargo, se pueden identificar algunas estructuras como pliegues, secuencias invertidas y lineamientos transversales los cuales no han sido cartografiados y/o estudiados con detalle.

Los estudios realizados en el área presentan divergencias en cuanto a su cartografía, nomenclatura estratigráfica, configuración estructural y evolución. El propósito de este trabajo es realizar un control estratigráfico con el fin de generar un mapa geológico actualizado en un área de 170 kms^2 que cubre parte de las planchas 120IIIB, 120IIID, 120IVA y 120IVC de escala 1:25.000, definir el estilo estructural y caracterizar los lineamientos transversales que se encuentran en la zona.

3. Localización

La zona de estudio se ubica geográficamente en el departamento de Santander y comprende las zonas rurales de los municipios de Zapatoca y Betulia, las cuales se encuentran en las planchas topográficas 120-III-B, 120-III-D, 120-IV-A y 120-IV-C de escala 1:25000 del Instituto Colombiano Agustín Codazzi (IGAC). Geológicamente se encuentra en las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental de Colombia y se enfoca en el bloque colgante de la Falla del Suárez, involucrando estructuras principales como el Sinclinal de Zapatoca, Anticlinal de los Cobardes y Falla de Zapatoca (Ver figura 1). La zona se encuentra dentro de las coordenadas de Gauss (Datum Bogotá Central):

X: 1.243.000 a X: 1.253.000

Y: 1.080.000 a Y: 1.100.000

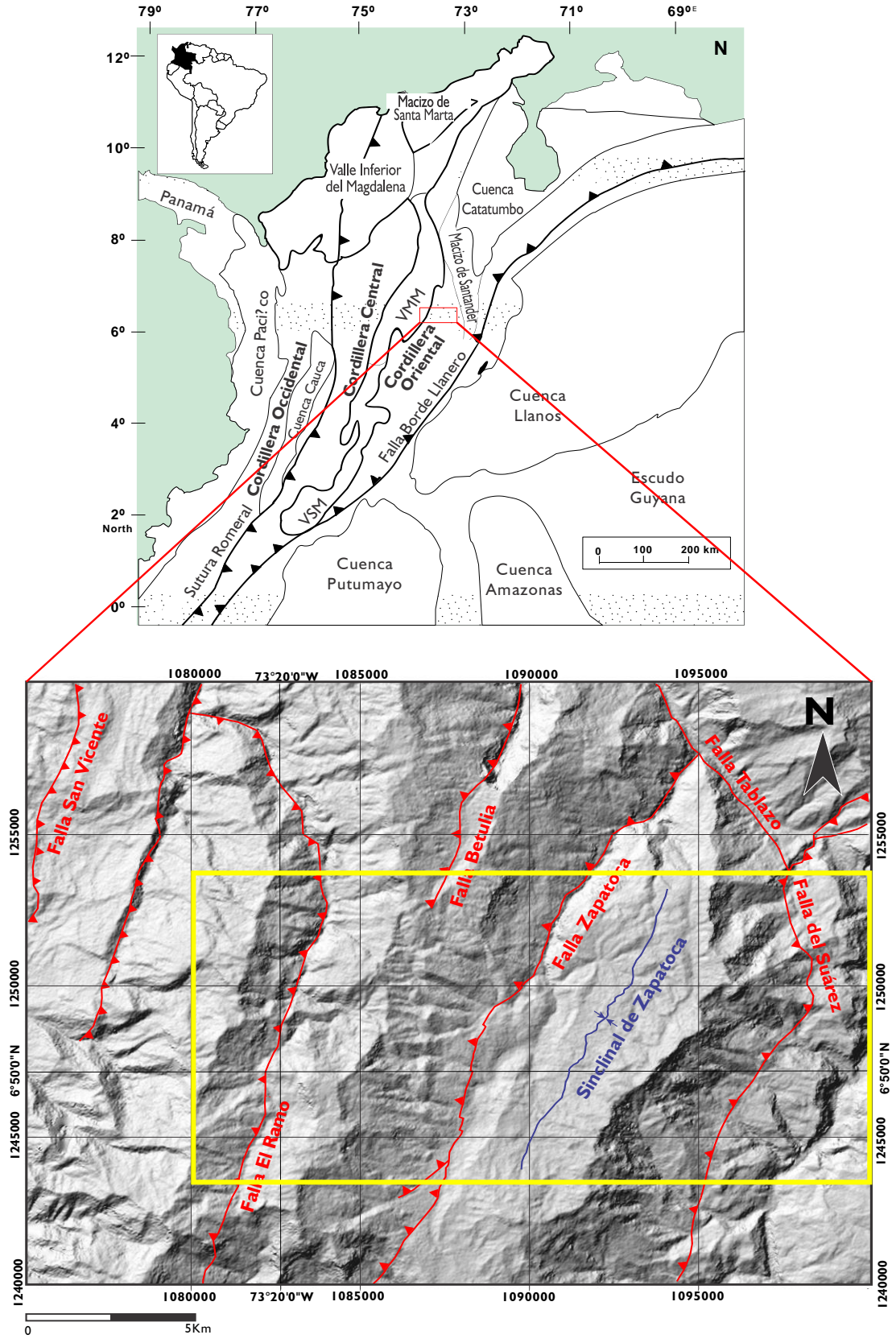


Figura 1. Localización del área de estudio. Adaptada de Cooper et al. (1995)



4. Marco Geológico

Al sur de Colombia los Andes se dividen en tres grandes cinturones montañosos denominados Cordillera Occidental (CO), Cordillera Central (CC) y Cordillera Oriental (COR) de edades y características geológicas diferentes; las cuales son el resultado de una interacción compleja entre las placas Nazca, Caribe y Suramericana. La Cordillera Occidental está compuesta de rocas ígneas de afinidad oceánica que datan de finales del Cretácico al Cenozoico (McCourt *et al.*, 1984); la Cordillera Central es una mezcla entre basamento oceánico y continental que es intruido por numerosas rocas ígneas del Jurásico- Cretácico; y la Cordillera Oriental tiene un basamento de afinidad continental de edad Proterozoica cubierto por estratos Mesozoicos-Cenozoicos (Dengo y Covey, 1993; Cediel *et al.*, 2003; Toro *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2006; Horton *et al.*, 2010).

La Cordillera Oriental es interpretada como una cuenca extensional Cretácica formada durante al menos dos eventos de extensión (Sarmiento- Rojas *et al.*, 2006), tectónicamente invertida durante la orogenia Andina en el Cenozoico y que se encuentra activa hoy en día (Colleta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995). Está constituida principalmente por rocas de edad Mesozoica y Cenozoica, las cuales conforman una cobertera sedimentaria que suprayace un basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico Inferior (Julivert, 1970).

4.1 Evolución Tectónica

El Valle Medio del Magdalena (VMM), Cuenca Llanos (CLI) y la Cordillera Oriental (COR) constituyen la mayor cuenca sedimentaria regional desde el Triásico hasta el Mioceno Medio y su evolución está relacionada con los principales eventos tectónicos al margen occidental de Suramérica. La reconstrucción tectónica de los Andes septentrionales ha sido foco de diversos estudios (e.g. Colleta *et al.*, 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Horton *et al.*, 2010;



Jiménez *et al.*, 2016; Bayona *et al.*, 2013) en donde los factores críticos según Horton *et al.* (2010) son: la edad y naturaleza de las rocas del basamento, el papel de una posible orogénesis Paleozoica, el tiempo y la extensión del rifting Mesozoico, y el inicio y el tiempo del acortamiento Cenozoico; además de que la geometría y cinemática de este orógeno puede ser controlada por procesos contrarios a los planteados en el modelo Andino convencional.

Horton *et al.* (2010) Plantea un modelo para la tectónica Paleozoica en donde se puede identificar una actividad magmática aparentemente concentrada entre los 520-420 Ma y relacionada a un proceso de subducción a lo largo del margen occidental de Suramérica. A finales del Paleozoico se presenta una fase de deformación colisional asociada a la formación de Pangea que se evidencia en los estratos Fanerozoicos de la Cordillera Oriental como Zircones detríticos con edades entre 300 y 250 Ma (Ver figura 2).

La extensión Mesozoica presenta ciertas incertidumbres sobre su distribución espacial y temporal, el papel del magmatismo y sobre todo el contexto tectónico (Cooper *et al.*, 1995; Horton *et al.*, 2010). Jaillard *et al.* (1990) relaciona la etapa de rifting con la separación de Norte y Suramerica; mientras que Maze (1984) propone un mecanismo alternativo para la extensión back-arc, en el cual la naturaleza oblicua de la zona de subducción genera una componente transtensional. Para Cooper *et al.* (1995) ambos mecanismos probablemente contribuyeron a la extensión, sin embargo, no se ha podido determinar con exactitud el inicio del rifting debido a que es difícil datar los clastos continentales del sinrift. Horton *et al.* (2010) realiza un análisis con datos de geocronología, en donde proporciona la edad mínima en la que inicia la extensión y una visión de la geometría de la cuenca, pero no proporciona restricciones precisas sobre la magnitud de la extensión y la posible relación con la deformación de rumbo.

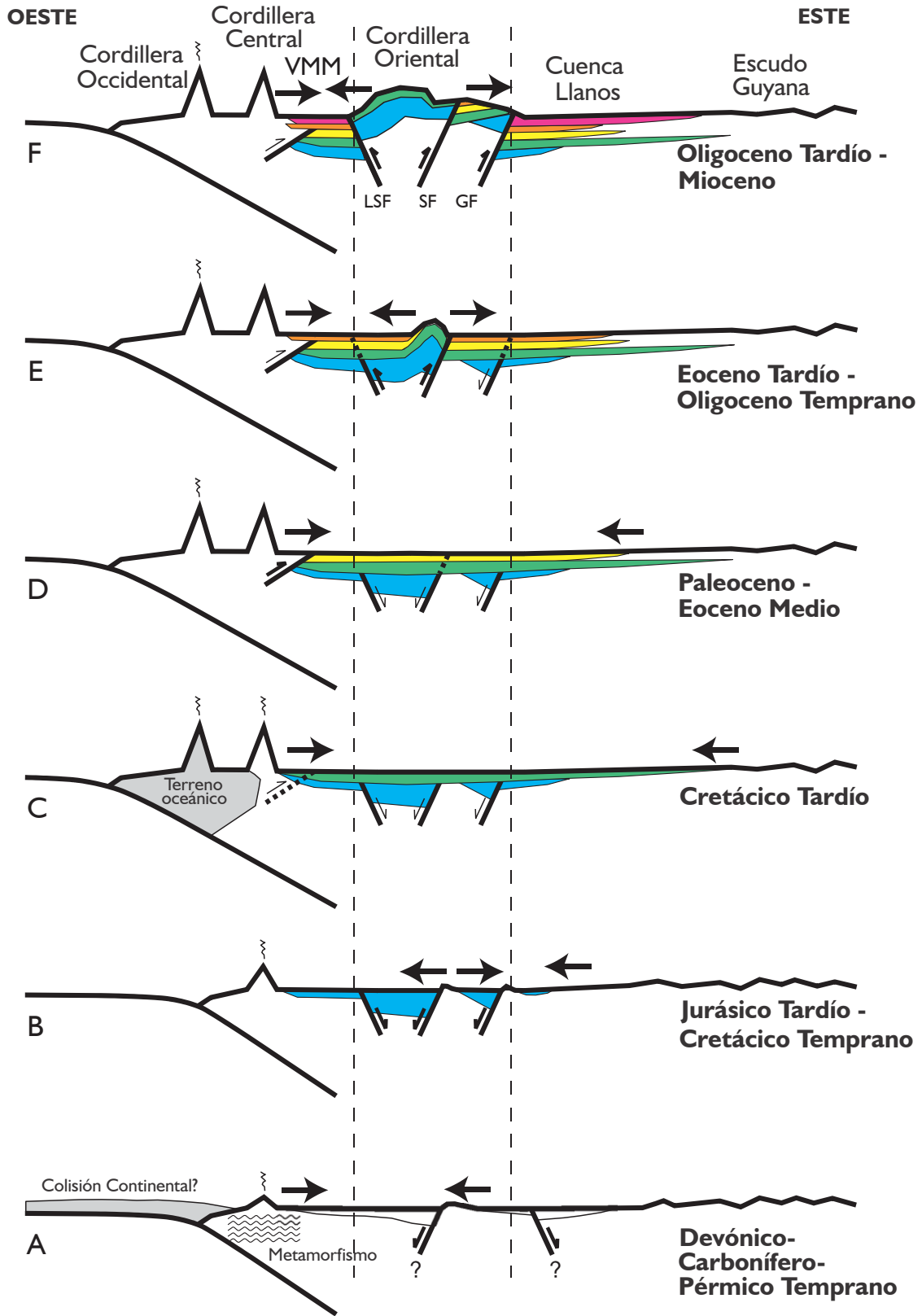


Figura 2. Modelo secuencial de la evolución tectónica regional de los Andes Septentrionales.

Adaptado de Horton *et al.* (2010)



La distribución de las edades U-Pb para el Jurásico – Cretácico Inferior, indican la presencia de varias cuencas locales; la extensión en la parte norte de la Cordillera Oriental, adyacente al Macizo de Santander fue probablemente hace 185 Ma; sin embargo, el rifting de Jurásico Temprano pudo verse limitado por la extensión Jurásica Tardía- Cretácica Temprana que dominó a la mayoría de la Cordillera Oriental. Así mismo, los registros de Zircones no revelan ocurrencias tempranas de magmatismo sindepositacional, lo cual implica posiblemente una historia no magmática de la extensión en la Cordillera Oriental o una génesis de magmas máficos no portadores de zircones. Por otro lado, el magmatismo en la Cordillera Central sugiere que la Cordillera Oriental se desarrolló a bordo de un arco magmático, potencialmente como un sistema extensional back-arc. McCourt *et al.* (1984) interpreta la presencia de plutones calco-alcalinos en la Cordillera Central de edad Jurásico Tardío- Berrasiano como un aumento en la subducción.

En cuanto a los ambientes depositacionales, Cooper *et al.* (1995) propone una megasecuencia Triásica – Barremiana sinrift dominada por rocas de afinidad continental hasta la transgresión del Cretácico Inferior en donde inicia la sedimentación marina somera. El análisis de proveniencia realizado por Horton *et al.* (2010) indica que las unidades sinrift del Jurásico tiene un aporte de sedimentos del basamento Andino que progresivamente va disminuyendo y aumentando la contribución del basamento del Escudo de Guyana.

En el Valanginiano – Barremiano se presenta un hiato en la actividad ígnea, el cual ha sido interpretado por Aspden y McCourt (1986) como la acreción del Terreno Amaime, compuesto de corteza oceánica de edad Jurásica Superior- Cretácica Inferior a lo largo de la Sutura del Romeral. Megard (1987) en Cooper *et al.* (1995) sugiere que la subducción se desplaza hacia el oeste siguiendo la acreción. Según Cooper *et al.* (1995) y Bayona *et al.* (2013) la acreción de la Cordillera Occidental al final del Cretácico crea una cuenca foreland Pre-Andina y adicionalmente

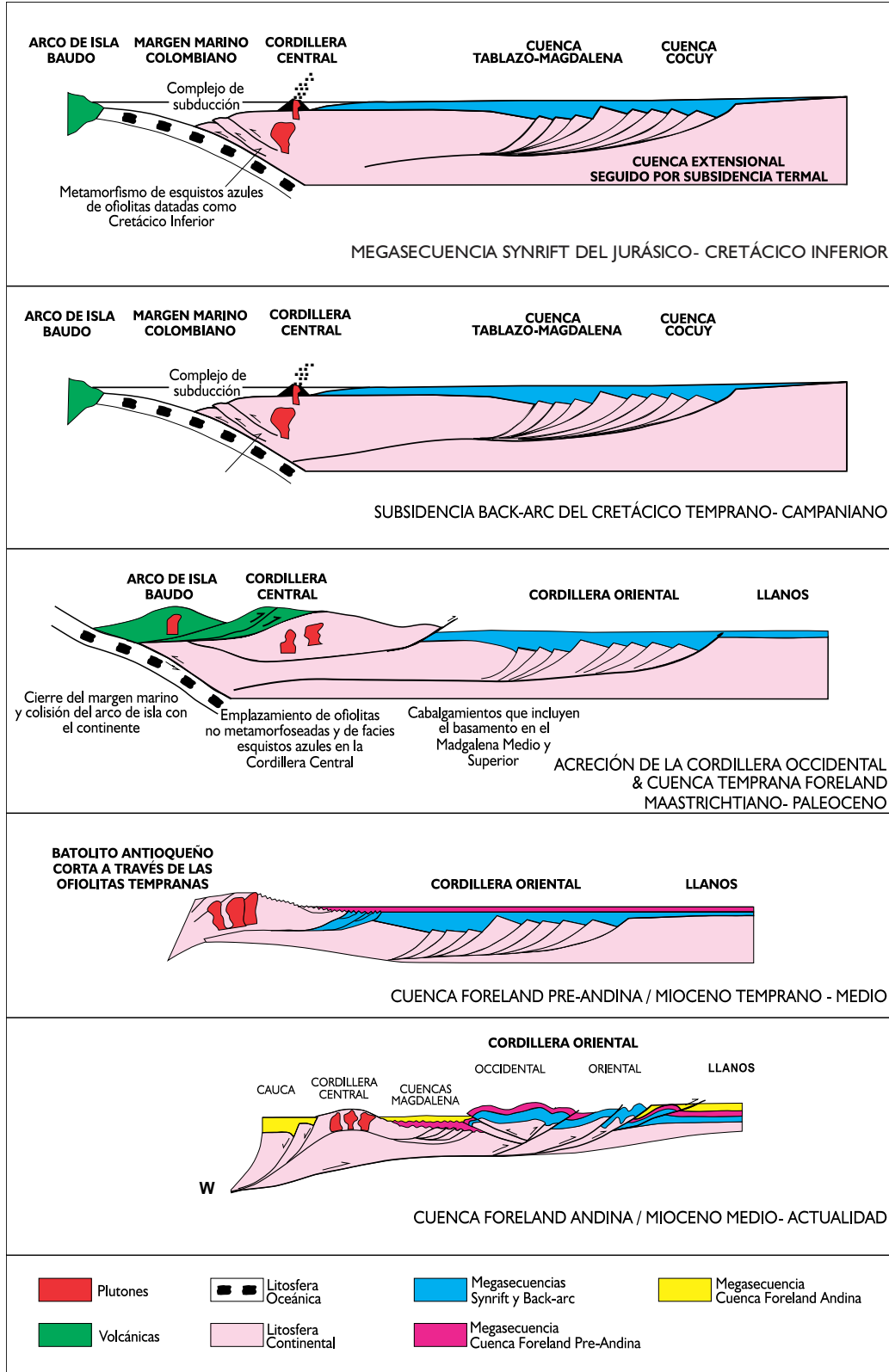


Figura 3. Modelo secuencial de la evolución tectónica regional para la Cordillera Oriental, Valle del Magdalena Medio y Cuenca Llanos. Adaptado de Cooper et al. (1995).

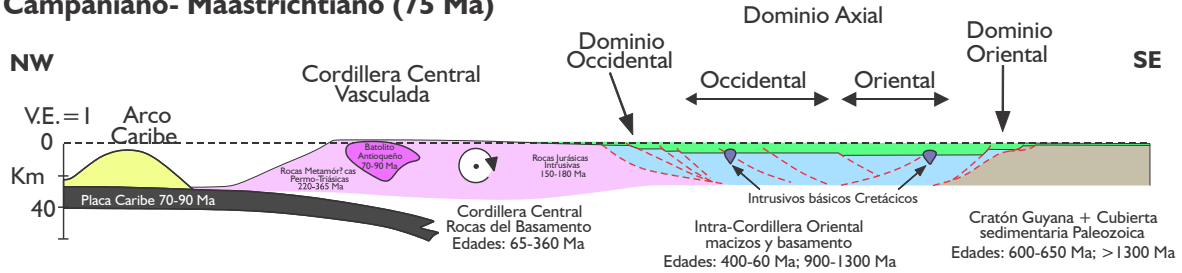


provoca un cambio significativo en los ambientes depositacionales a través de la COR, VMM y CLL, de ambientes marinos a continentales (Ver figuras 3 y 4).

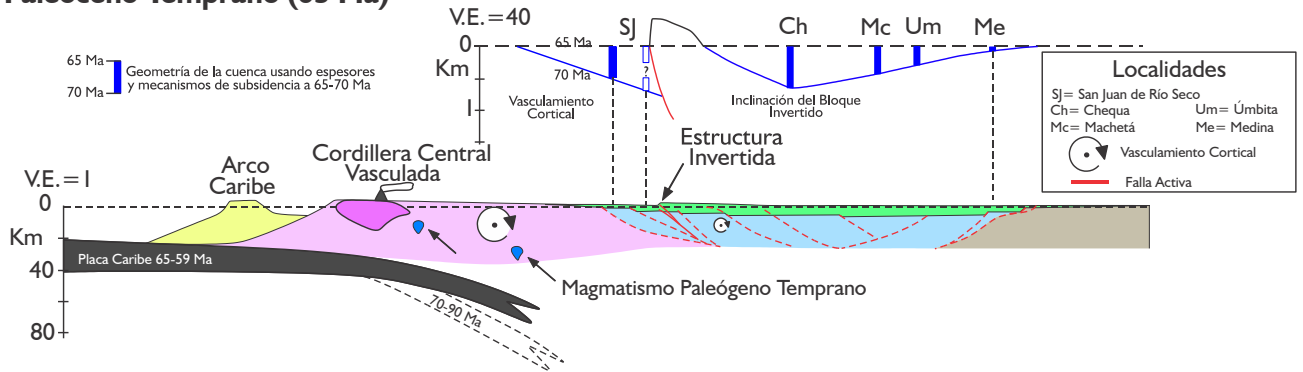
Las edades obtenidas por Horton *et al.* (2010) para los Zircones detríticos en las unidades Cretácicas con edades depositacionales entre Hauteriviano – Campaniano Temprano (~135-80 Ma) proporcionan una evidencia no directa para un levantamiento sindepositacional en la Cordillera Central y Cordillera Oriental de Colombia, sugiriendo el inicio del levantamiento relacionado a un acortamiento en ambas regiones en el Maastrichtiano o Cenozoico Temprano lo cual concuerda con otros autores como Cooper *et al.* (1995), Caballero *et al.* (2013) y Bayona *et al.* (2013), quienes con datos de termocronología y análisis de proveniencia encontraron que los primeros sedimentos suministrados por la Cordillera Central se presentan en la primera formación Maastrichtiana.

Según Cooper *et al.* (1995) La deformación principal de la Cordillera Oriental y del Piedemonte Llanero inicia aproximadamente hace 10.5 Ma (Mioceno Medio- Superior) concordando con Horton *et al.* (2010), y resulta por la colisión de Panamá con Suramérica. Durante esta fase de deformación la Cordillera Oriental fue levantada generando una barrera topográfica efectiva entre el Valle Medio del Magdalena y la Cuenca Llanos; adicionalmente ocurre la inversión de fallas antiguas extensionales y el desarrollo de nuevas estructuras compresionales.

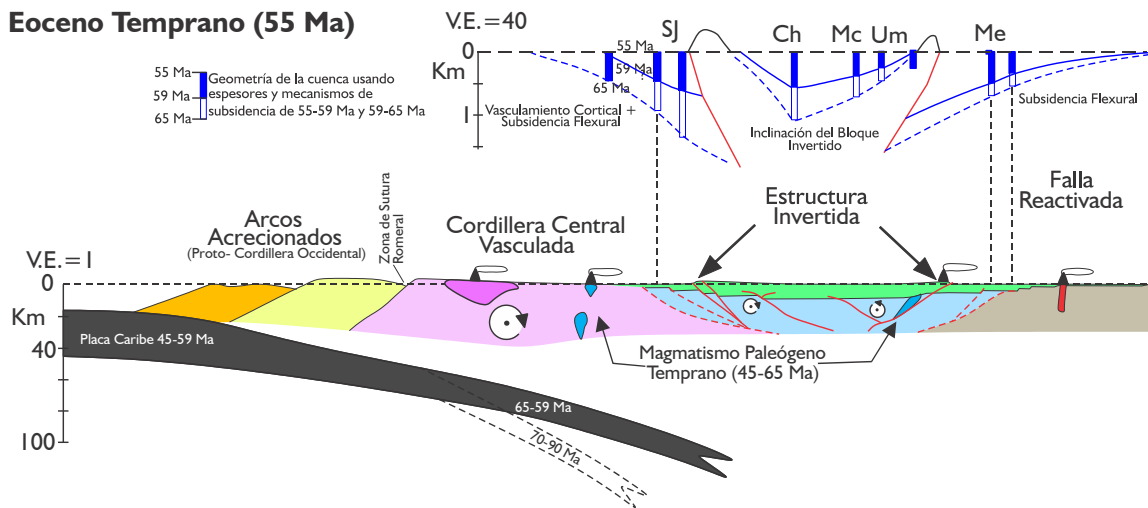
(a) Campaniano- Maastrichtiano (75 Ma)



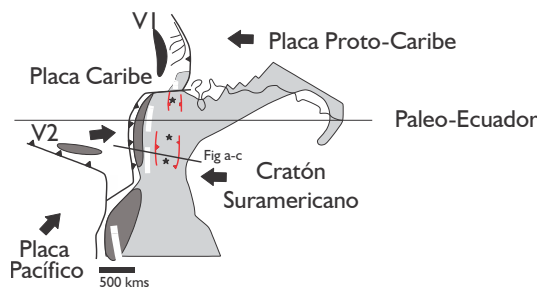
(b) Paleoceno Temprano (65 Ma)



(c) Eoceno Temprano (55 Ma)



(d) Paleoceno - Eoceno Temprano



(e) Eoceno Medio

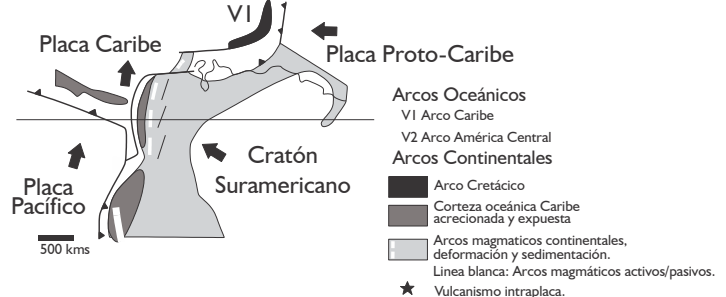


Figura 4. Modelo secuencial de la evolución tectónica regional para la Cordillera Oriental, Valle del Magdalena Medio y Cuenca Llanos. Adaptado de Bayona *et al.* (2013).



4.2 Geología Estructural

La Cordillera Oriental ha sido descrita como un cinturón plegado, fallado asimétrico y de doble vergencia, en donde el cinturón del Piedemonte Llanero tiene un vergencia al este, mientras que el cinturón del VMM tiene vergencia al oeste. La deformación compresional se enfoca principalmente a lo largo de las anisotropías preexistentes, por lo tanto, las fallas normales de edad Jurásico – Cretácico Temprano son las que controlan las principales estructuras compresionales además de la inversión de los shortcuts y el papel del espesor y reología de la estratigrafía del Cretácico en el estilo estructural (Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Toro *et al.*, 2004; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006). En general la mayoría de las fallas en el interior de ambos cinturones marginales de la cordillera, en especial los relieves topográficos más altos pueden representar fallas normales Mesozoicas a lo largo de los límites del rift que fueron invertidas a fallas inversas; por el contrario, las fallas de poca profundidad cuyos bloques colgantes tienen elevaciones menores y la mayoría de la secuencia Cenozoica aún se conserva, se interpretan como shortcuts o fallas de despegue independientes que envuelven únicamente la sucesión sedimentaria Mesozoica-Cenozoica (Mora *et al.*, 2010; Bayona *et al.*, 2013).

Según Mora *et al.* (2010) en el margen oriental de la Cordillera Oriental los cambios de espesor en las unidades del sin-rift a lo largo de los cabalgamientos y fallas inversas sugieren que los bloques colgantes de las fallas principales invertidas con saltos mayores coinciden con áreas de mayor relieve topográfico, mientras que las zonas con relieves menores representan shortcuts. Por otro lado, en el margen occidental la relación estructural con el relieve no es tan clara porque los principales anticlinales del basamento son raramente limitados por fallas continuas. La zona axial de la Cordillera se caracteriza por fallas mayores que limitan los altos del basamento, adicionalmente se observan anticlinales apretados y sinclinales amplios que se encuentran a la



misma elevación regional; las estructuras de segundo orden fueron interpretadas como pliegues por propagación y por flexión de falla por Dengo y Covey (1993).

Los pliegues al interior de la Cordillera Oriental presentan una tendencia aproximadamente Norte-Sur, este patrón de plegamientos con vergencia este u oeste se encuentra interrumpido por fallas transversales. Adicionalmente las fallas que involucran el basamento generan altos estructurales que son generalmente más jóvenes que la Cordillera Oriental lo que permite inferir que la escamación de piel delgada precedió a la de piel gruesa (Dengo y Covey, 1993).

4.3 Estratigrafía

La Cuenca de la Cordillera Oriental en esta zona presenta una secuencia sedimentaria en su mayoría plegada de edades Jurásico–Cretácico inferior (Ver figura 5), que descansa discordantemente sobre basamento de afinidad continental de edad Proterozoica (Dengo & Covey, 1993). Las rocas Jurásicas son de ambientes continentales (Cediel, 1968; Clavijo, 1985) y se reconocen como Formación Jordán cuya litología predominante son areniscas de grano grueso a ligeramente conglomeráticas intercaladas con arcillolitas; hacia el tope de la formación las areniscas disminuyen su tamaño de grano y el espesor de las capas mientras que aumenta el porcentaje de limolitas (Cediel, 1968; Royero y Clavijo, 2001).

A finales del Jurásico principios del Cretácico se deposita el Grupo Girón discordantemente sobre la Formación Jordán en un ambiente fluvial. La unidad inferior del Grupo Girón denominada Formación Angostura del Río Lebrija, está compuesta por areniscas generalmente conglomeráticas con intercalaciones de lutitas rojas; al tope de esta formación se depositaron localmente cantos de diámetro de 8 cm provenientes de la Formación Jordán, los cuales se identificaron como Miembro Tambor. Suprayaciendola concordantemente se encuentra la Formación Los Santos, constituida por una sucesión granodecreciente de areniscas conglomeráticas a la base y de grano fino al tope



predominantemente de color amarillo a naranja e intercaladas con capas rojas del mismo material que cambian lateralmente a facies de lutitas y shales (Cediel, 1968; Renzoni, 1985; Clavijo, 1985; Laverde, 1985; Etayo-Serna. F., 1989)

Durante el Cretácico, a medida que avanza la transgresión marina, se deposita la Formación Cumbre compuesta principalmente por areniscas de grano fino grisáceo, sobre la cual reposan concordantemente las calizas de la Formación Rosablanca con presencia de *Aestostreon couloni* y *Ceratostreon boussingaulti* como indicadores de oscilaciones marinas (Guzman, 1985). Posteriormente se depositan las Formaciones Paja y Tablazo caracterizadas por shales negros fosilíferos y calizas grises a negras respectivamente; seguidas de la Formación Simití cuya litología predominante son shales localmente calcáreos y de la Formación La Luna la cual se caracteriza por shales negros calcáreos e intercalaciones de calizas (Julivert, 1968 y 1963; Ward *et al.*, 1973; Patarroyo, 1997; Sarmiento, 2002; Villamizar, 2012). A finales del Cretácico se deposita la Formación Umir que registra el final de la sedimentación marina, compuesta por una alternancia de areniscas, limolitas y shales negros (Tchegliakova, 1993).

A principios del Paleoceno inicia la regresión marina, marcando una etapa transicional en donde se depositan sedimentos deltaicos representados por la Formación Lisama que litológicamente se encuentra constituida por lutitas intercaladas con areniscas y algunos niveles de carbón. Continúa la regresión e inicia la depositación de sedimentos en ambientes únicamente continentales con la Formación La Paz en donde predominan cuarzoarenitas de grano grueso a la base y al tope shales grises, seguida de la Formación Esmeraldas, Mugrosa, Colorado y Grupo Real en las cuales se presentan areniscas en algunos casos conglomeráticas intercaladas con lodolitas Morales, 1958; Gómez *et al.*, 2005; Caballero, 2010; Sarmiento *et al.*, 2015).

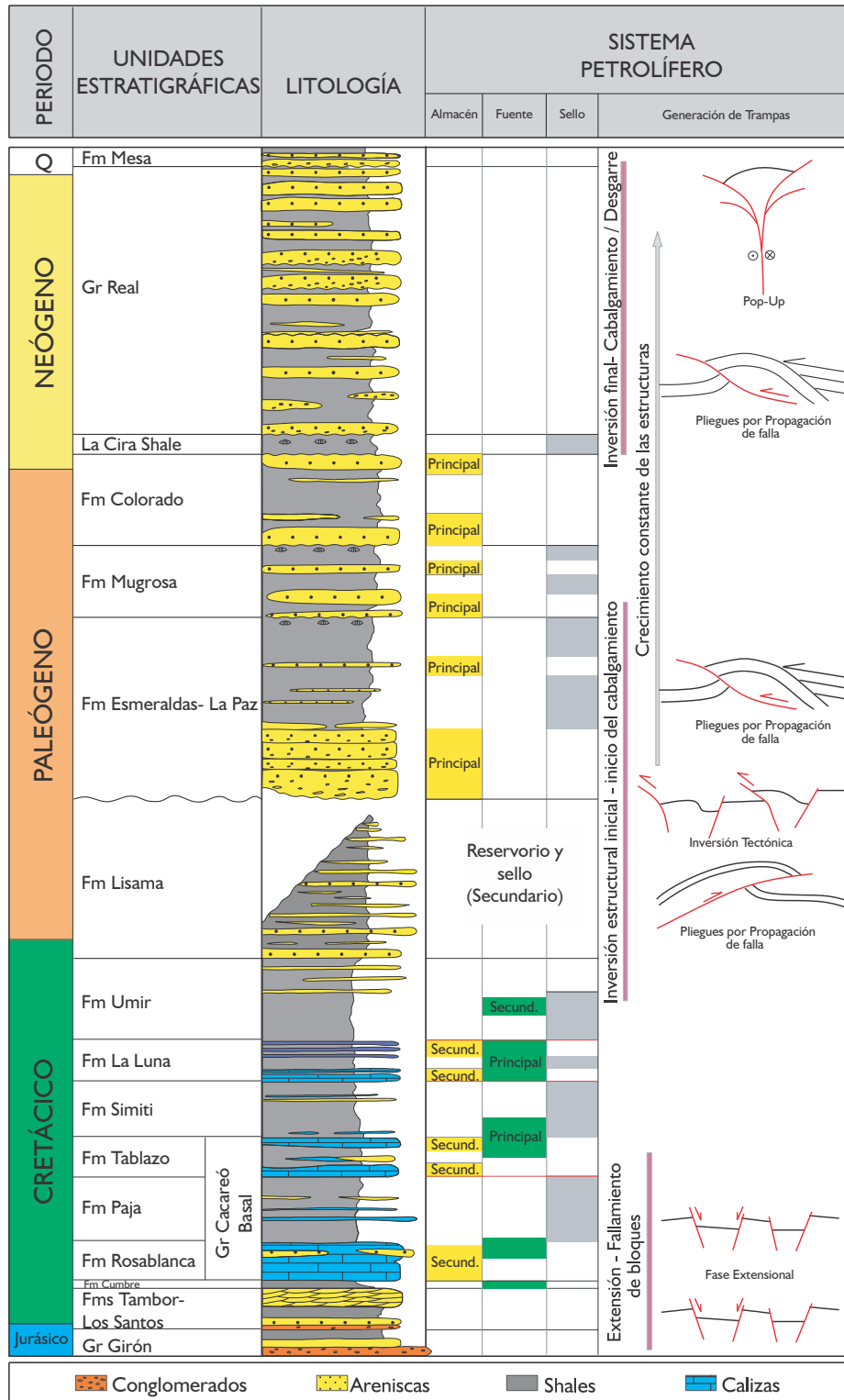


Figura 5. Columna Generalizada del VMM y margen occidental de la Cordillera Oriental, en la cual se muestra la litología predominante de cada formación y los elementos del sistema petrolífero. Tomado de Barrero *et al.* (2007).

5. Marco Teórico

5.1 Esfuerzo

El esfuerzo (stress) se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo; es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y superficie sobre la cual se aplica. En geología, el mayor interés se concentra en los esfuerzos causados en las rocas por la gravedad y los que son causados por fuerzas independientes de la masa del cuerpo (Martínez, 2003).

5.1.1 Componentes. El vector de esfuerzo en general actúa de manera oblicua sobre los planos, pero puede descomponerse en esfuerzo normal y de cizalla (Ver figura 6); el vector de esfuerzo orientado perpendicular a la superficie es llamado esfuerzo normal (σ) y se encargan de comprimir o separar, mientras que el vector paralelo a la superficie sobre la cual se aplica se denomina esfuerzo de cizalla (τ) y tiende a romper y desplazar el cuerpo (Martínez, 2003; Fossen, 2010)

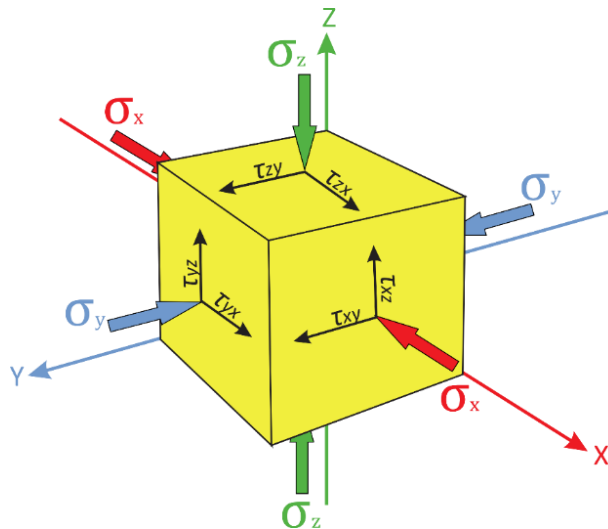


Figura 6. Componentes del esfuerzo actuando sobre las caras de un cubo. Adaptado de Rossello

(2001)



5.2 Deformación

Se define como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufridas por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos, las deformaciones pueden constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación, distorsión. Las dos primeras componentes de la deformación producen cambios en la posición del cuerpo pero no de su forma ni de sus relaciones geométricas internas, mientras que las dos últimas componentes producen cambios en la forma y/o en las relaciones geométricas internas y se engloban dentro del término “deformación interna” (Martínez, 2003).

La deformación interna puede clasificarse atendiendo a distintos criterios; uno de ellos es la continuidad, si no se separa ningún par de puntos materiales que estuvieran juntos antes de la deformación se dice que es continua, de lo contrario se denomina discontinua. Según la geometría del resultado de la deformación interna, esta se clasifica en homogénea e inhomogénea; en una deformación homogénea las líneas que eran rectas antes de la deformación siguen siéndolo después y las rectas paralelas siguen siendo paralelas; por otro lado, en una deformación inhomogénea o heterogénea estas condiciones no se cumplen (Ver figura 7) (Martínez, 2003). Una deformación que es homogénea en una escala, puede ser considerada como heterogénea a una escala diferente (Fossen, 2010).

La elipse de deformación describe la cantidad de elongación en cualquier dirección en un plano de deformación homogénea, está representa la forma deformada de un círculo imaginario sobre una sección no deformada; cuando se trata de un volumen de roca, se denomina elipsoide de deformación. Si los ejes principales de la elipse/elipsoide de deformación coinciden con los ejes de la circunferencia inicial, se dice que la deformación es no rotacional (cizalla pura), si se manifiesta rotación la deformación es rotacional (cizalla simple) (Ver figura 8) (Fossen, 2010).

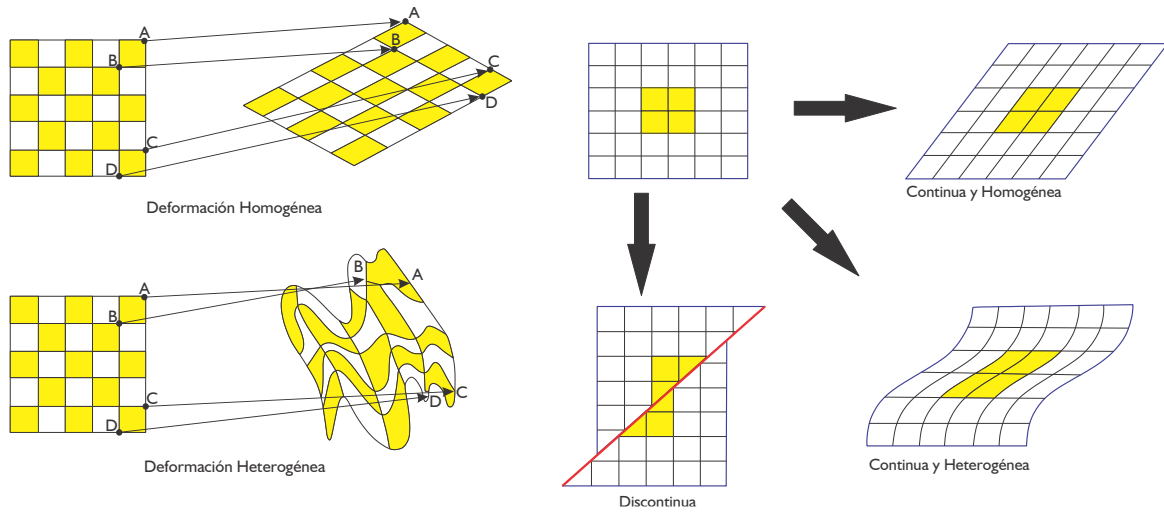


Figura 7. Tipos de deformación. Adaptado de Rossello (2001)

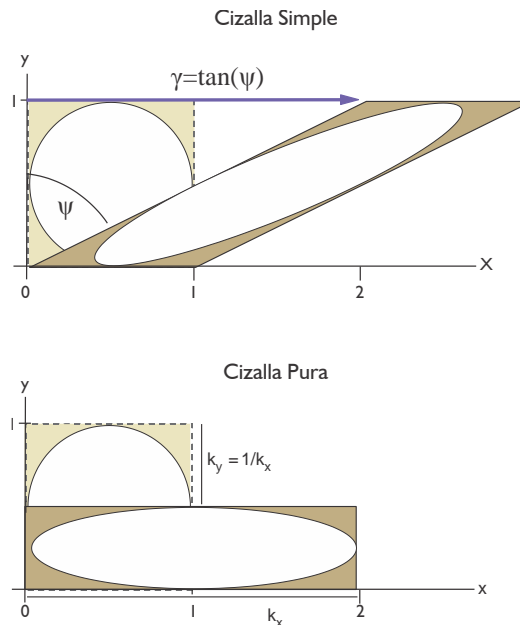


Figura 8. Cizalla Simple y Pura. Adaptado de Fossen (2010)

5.2.1 Deformación Dúctil. La deformación dúctil es aquella que se realiza sin que el cuerpo se fracture, es decir, es continua; y puede subdividirse en elástica y permanente. La deformación elástica es aquella en la cual se produce la deformación por la aplicación de un campo de esfuerzos pero si los esfuerzos se retiran, la deformación se pierde recuperando su forma original. La deformación plástica y viscosa son dos tipos de deformación continua en los que ésta permanece

aun cuando el esfuerzo sea retirado, por lo que se denomina deformación permanente (Martínez, 2003).

5.2.1.1 Pliegues. Son ondulaciones que se desarrollan durante la deformación y puede ocurrir a cualquier escala y en cualquier tipo de roca. Su geometría y expresión tienen información importante sobre el tipo de deformación, cinemática y tectónica del área. En general los pliegues se componen de una charnela que conecta dos flancos o limbos lo cuales en la mayoría de los casos buzcan en direcciones contrarias (Ver figura 9); el punto de máxima curvatura se llama punto de charnela y la unión de varios puntos forma la línea de charnela; cuando la línea de charnela es curva se dice que la geometría del pliegue es no-cilíndrica, de lo contrario, es decir, si es recta se dice que el pliegue es cilíndrico. A alguna escala todos los pliegues son no-cilíndricos pues todos tienen un inicio y un final, o la deformación se transfiere a pliegues cercanos; sin embargo, el grado de cilíndricidad varía de un pliegue a otro. La superficie axial o plano axial une dos o más líneas de charnelas; el eje axial es la línea de intersección de la superficie axial con la superficie de observación y se encuentra uniendo uno o más puntos de charnela (Fossen, 2010).

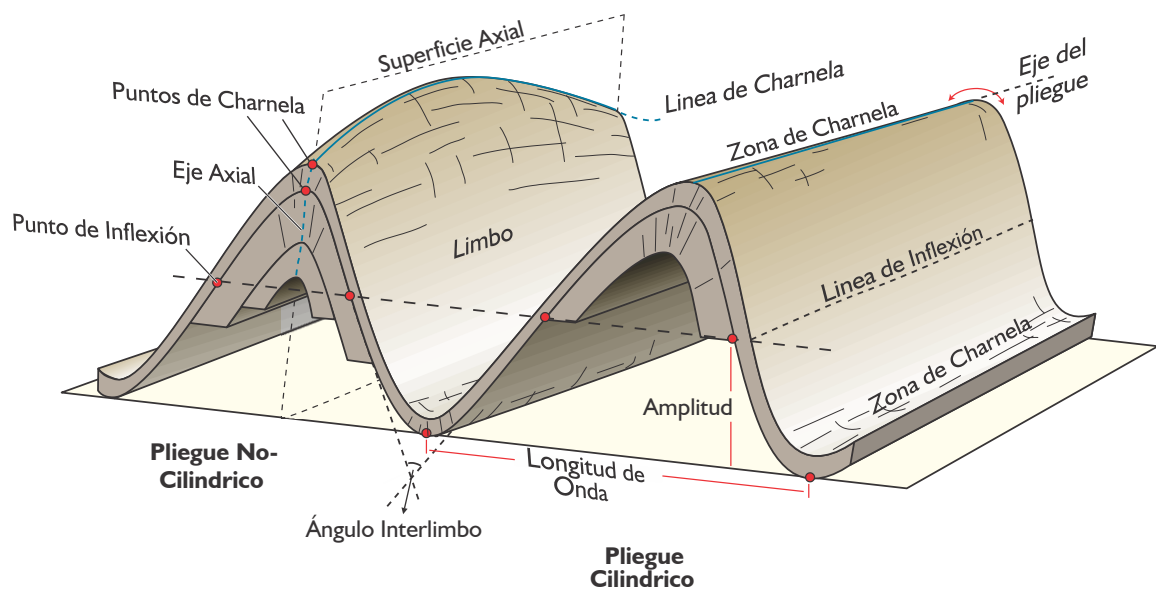


Figura 9. Elementos de los pliegues. Adaptado de Fossen (2010)



5.2.1.1.1 Clasificación de Pliegues. Los pliegues se pueden clasificar teniendo en cuenta varios criterios, en general se dividen en dos grandes grupos de acuerdo con su forma: antiforma y sinforma. Una antiforma es una estructura plegada en donde sus flancos buzan hacia abajo apartándose de la charnela, mientras que una sinforma es lo opuesto (Ver Figura 10). Cuando se conoce la estratigrafía las antiformas son llamadas anticlinales si las rocas del núcleo son más antiguas que las rocas de los flancos, y las sinformas se denominan sinclinales si las rocas que se encuentran en el núcleo son más jóvenes que las capas de roca más lejanas del eje del pliegue. Los términos anticlinal y sinclinal están relacionados únicamente con la estratigrafía, por lo que es posible tener un anticlinal en una sinforma y un sinclinal en una antiforma (Fossen, 2010).

Según la curvatura de la charnela, los pliegues se clasifican en: tipo kink, chevron, concéntricos y en caja; los pliegues tipo kink tienen un plano bisector (diferente al plano axial) que divide el ángulo interlimbo en dos. Los pliegues tipo Chevron son simétricos con charnelas angulares; las estructuras concéntricas se caracterizan por charnelas circulares; y los pliegues tipo caja presentan dos pares de superficies axiales y formas rectangulares.

La orientación de los pliegues esta descrita por la relación entre superficie axial y la línea de charnela; de acuerdo con estos dos parámetros los pliegues se pueden clasificar principalmente en: horizontales cuando el plano axial es vertical y la línea de charnela es horizontal, inclinados si el plano axial es inclinado, recumbente cuando el plano axial y la charnela son horizontales, con cabeceo si la charnela se encuentra inclinada, y verticales si tanto la charnela como el plano axial están verticales; adicionalmente se encuentran estados intermedios como se puede observar en la figura 12.

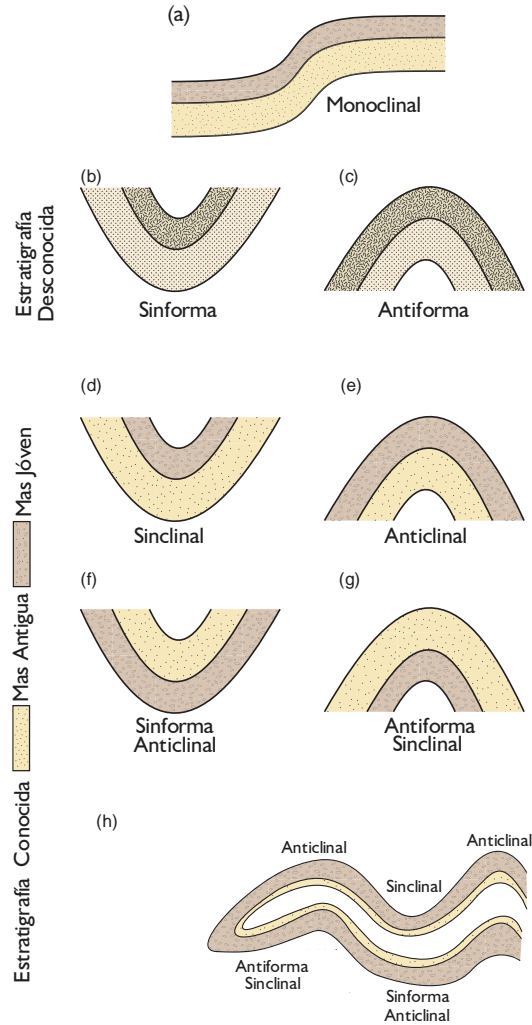


Figura 10. Formas básicas de los pliegues. Adaptado de Fossen (2010)

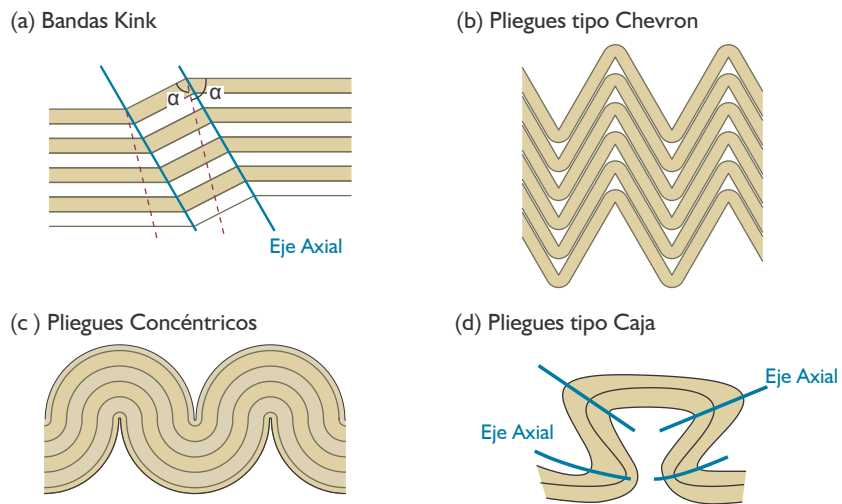


Figura 11. Tipos de pliegue según la curvatura de la charnela. Adaptado de Fossen (2010)

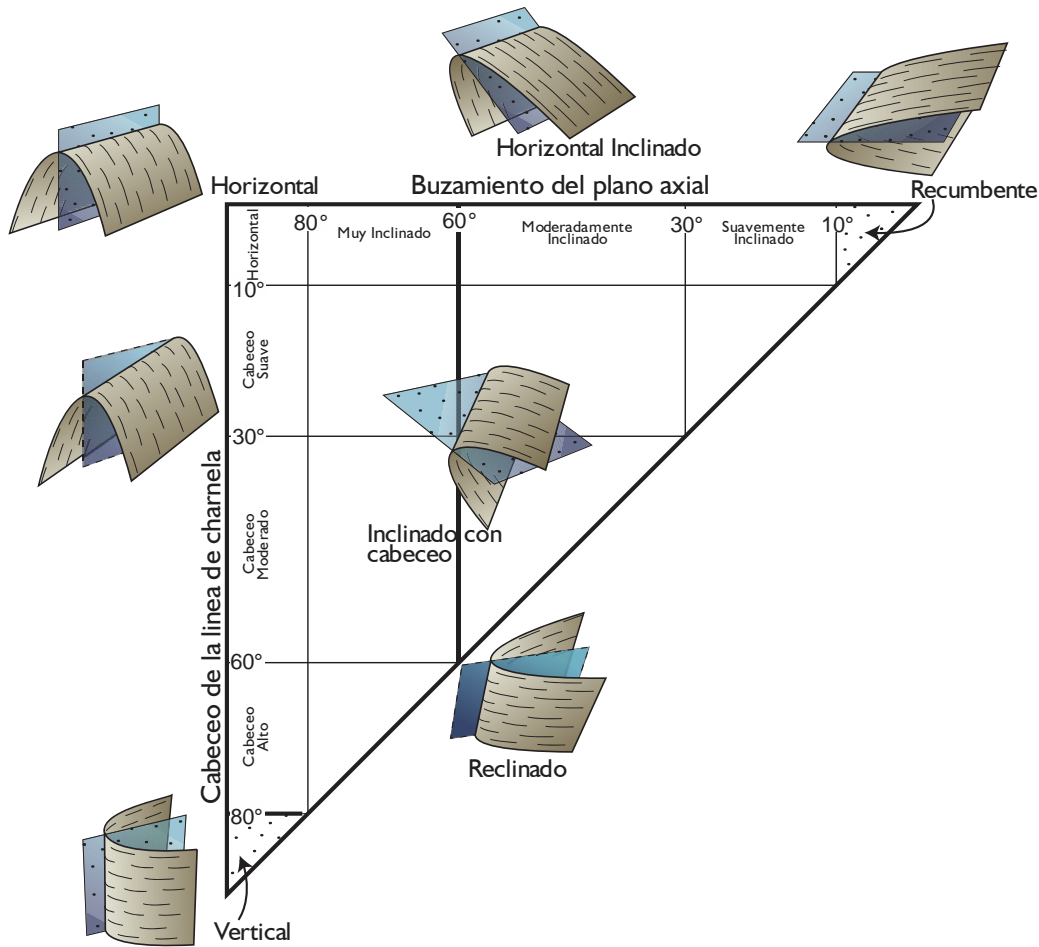


Figura 12. Clasificación de los pliegues según la orientación de la línea de charnela y la superficie axial. Adaptado de Fossen (2010)

Los pliegues se clasifican según la apertura de los flancos o el ángulo interlimbo como: suave cuando el ángulo está entre 180° y 120° , abierto (120° - 70°); apretado (70° - 30°) y si el ángulo es menor a 30° se denomina isoclinal (Ver figura 13).

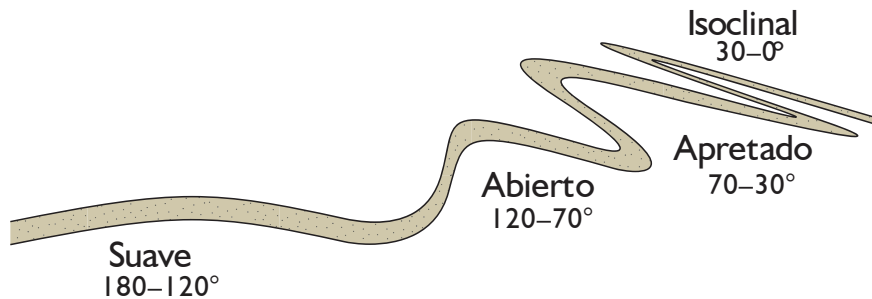


Figura 13. Clasificación de los pliegues según la apertura de los flancos. Adaptado de Fossen (2010)



5.2.2 Deformación Frágil. La deformación frágil es propia de la corteza superior, formándose en áreas donde el esfuerzo se acumula hasta exceder la resistencia a la rotura local de la corteza. Las estructuras frágiles pueden formarse poco a poco en rocas sometidas a exhumación y enfriamiento, o más violentamente durante terremotos; en cualquier caso, la deformación frágil implica la rotura a escala atómica, adicionalmente es más rápida y localizada. En el régimen frágil las condiciones físicas promueven mecanismos de deformación quebradizos tales como deslizamiento friccional, rotación y fractura de los granos (Fossen, 2010).

5.2.2.1 Tipos de Fracturas. Las fracturas son discontinuidades planares o subplanares asociadas con discontinuidades en el desplazamiento y/o propiedades mecánicas, que se forman como resultado de un esfuerzo externo (ej. Tectónica) o interno (térmico o residual) en donde las rocas o minerales se rompen y se disminuye la cohesión (Martinez, 2003).

Las fracturas de cizalla son superficies a lo largo de las cuales el movimiento es paralelo a la fractura; este término es usado para fracturas con desplazamientos pequeños (mm a dm), mientras que el término falla se restringe para discontinuidades con desplazamientos mayores. Las diaclasas, venas y fisuras son fracturas de extensión que no tienen un desplazamiento notable a escala macroscópica pero tienen un desplazamiento extensional a lo largo de las superficies de la diaclasa; en la mayoría de los casos se encuentran rellenas de gas, fluidos, magma o minerales, cuando se encuentran rellenas de aire o fluido se usa el término fisura, si están rellenas de minerales se llaman venas, y si están rellenas de magma se denominan diques (Ver figura 14) (Martinez, 2003).

Las antigrietas son fracturas que tienen desplazamientos compresionales a través de ellas y están llenas de residuos de la roca caja. Los estilolitos pertenecen a este tipo de fracturas y se caracterizan

por ser superficies muy irregulares en vez de planas; también se les conoce como fracturas de compresión o fracturas de cierre (Martinez, 2003; Fossen, 2010).

Comúnmente las fracturas se clasifican en tres modos; Las fracturas modo 1 son aquellas con desplazamientos perpendiculares a las paredes de la grieta, las modo 2 representan deslizamientos perpendiculares al borde de la fractura, y las modo 3 envuelven a todas aquellas con desplazamiento paralelo al borde de la fractura. Se emplea el término modo 4 en algunos casos para referirse a las fracturas contraccionales como estilolitos.

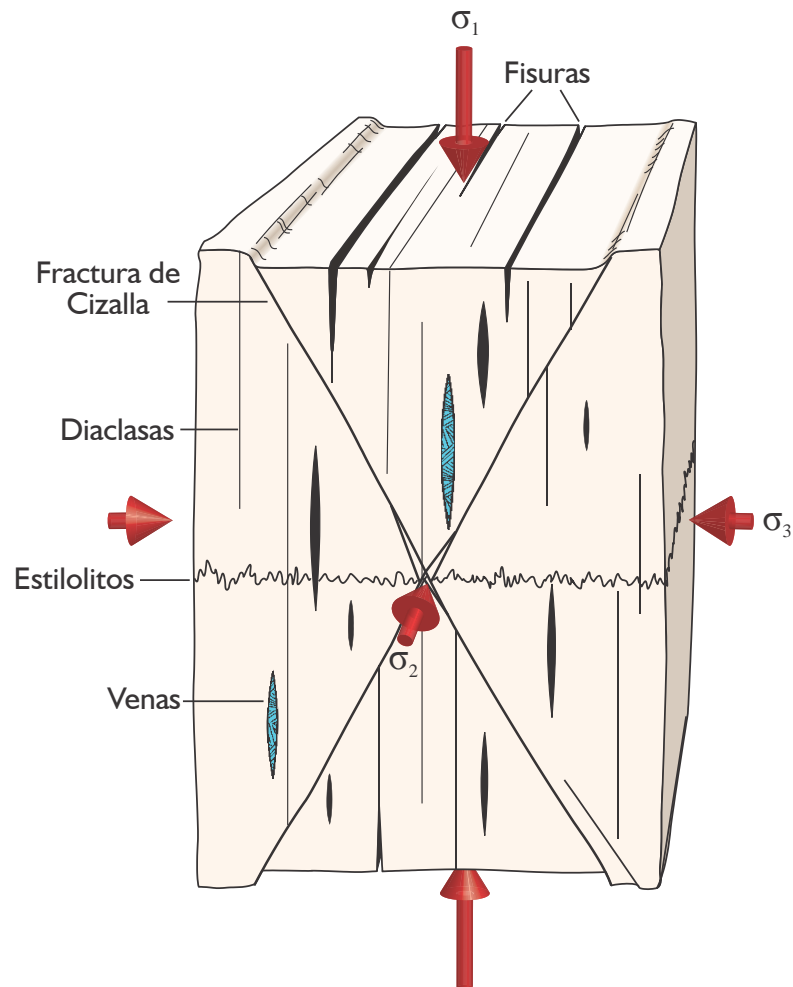


Figura 14. Orientación de diferentes tipos de fracturas con respecto a los esfuerzos principales.

Adaptado de Fossen (2010)

5.2.2.2 Fallas. Una falla es una fractura discreta entre dos bloques (colgante y yacente) que se han movido uno con respecto al otro en respuesta a un esfuerzo inducido; la dirección del movimiento es paralela al plano de fractura (Burg, 2011).

5.2.2.2.1 Geometría de las fallas. De acuerdo con el ángulo de buzamiento del plano de falla, se pueden dividir en fallas de alto (buzamiento $>45^\circ$) y bajo (buzamiento $<45^\circ$) ángulo. Cuando las fallas de bajo ángulo afectan una secuencia de rocas estratificadas generalmente siguen una trayectoria escalonada formada por rampas y despegues. Los despegues son planos en donde las rocas se deslizan a lo largo de un plano de estratificación subhorizontal relativamente débil, mientras que las rampas cortan a través de la secuencia estratigráfica y típicamente tienen buzamientos alrededor de los 30° (McClay, 1992). Las rampas no son necesariamente perpendiculares a la dirección de movimiento (rampas frontales), también se pueden encontrar rampas paralelas y oblicuas (rampas laterales y oblicuas) (Ver figura 15).

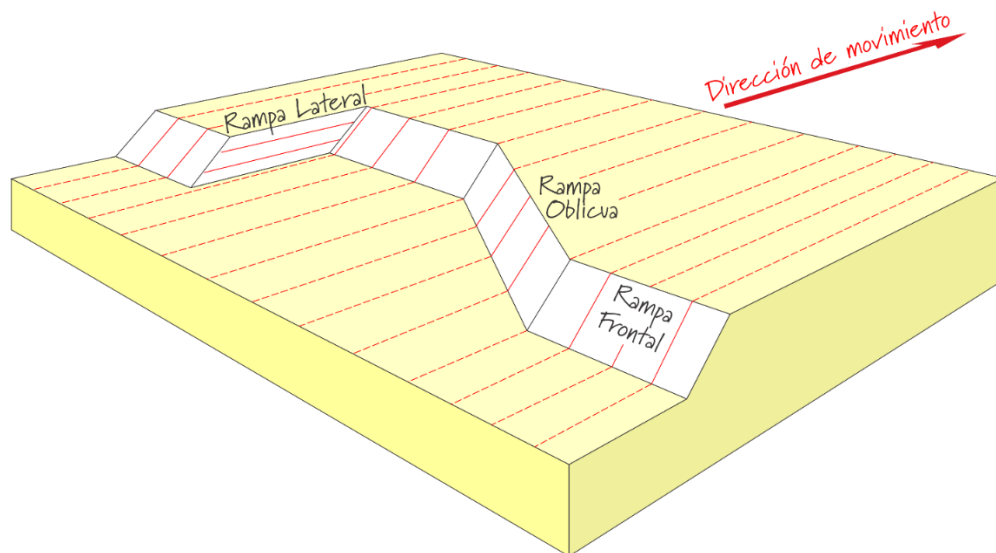
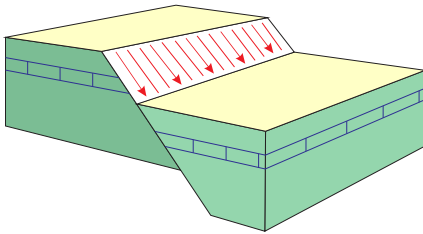


Figura 15. Tipos de rampas en un sistema de cabalgamiento. Adaptado de Burg (2011)

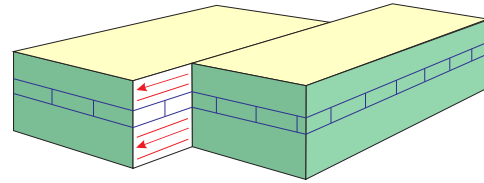
5.2.2.2.2 Clasificación de las fallas. Existen varios criterios de clasificación de fallas. Según la cinemática se clasifican en fallas normales, inversas y de rumbo. Cuando el bloque colgante se ha desplazado hacia abajo con relación al bloque yacente se le llama falla normal; si por el

contrario, el bloque colgante se ha desplazado hacia arriba con relación al yacente es una falla inversa; y cuando el movimiento es horizontal se denomina falla de rumbo. El sentido del desplazamiento en una falla de rumbo es descrito por los términos sinistral y dextral; una falla es sinistral si para un observador de pie sobre un bloque frente al otro, el bloque opuesto parece haber sido desplazado a su izquierda, mientras que si el movimiento es a la derecha es dextral (Ver figura 16).

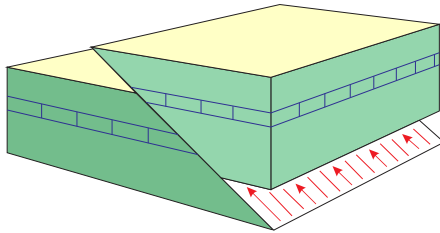
a) Falla Normal



c) Falla de Rumbo (Sinistral)



b) Falla Inversa



d) Falla de Rumbo (Dextral)

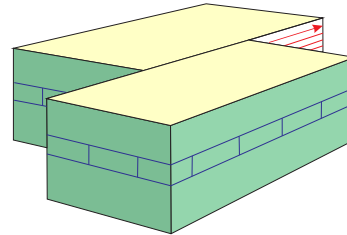


Figura 16. Clasificación de fallas. Adaptado de Burg (2011)

El vector que conecta dos puntos que inicialmente estaban unidos indica la dirección del desplazamiento neto y se le llama vector desplazamiento; las fallas de rumbo tienen vectores de desplazamiento horizontales, mientras que las fallas netamente normales o inversas el vector va en la misma dirección de buzamiento; sin embargo, la mayoría de las fallas presentan una combinación entre los dos dando lugar a un vector de desplazamiento oblicuo y por lo tanto se conocen como fallas oblicuas (Ver figura 17). El grado de oblicuidad está dado por el *pitch* que es el ángulo entre el rumbo del plano de falla y la dirección del deslizamiento (estrías). El verdadero vector de desplazamiento puede confundirse con el desplazamiento representado en una sección

arbitraria que corta el volumen fallado; a este se le conoce como separación aparente. La separación horizontal es la separación de las capas en la horizontal o en una vista de mapa, mientras que la *dip separation* se observa en una vista horizontal y puede descomponerse *throw* (componente vertical) y *heave* (componente horizontal). El desplazamiento neto de una falla puede medirse únicamente en una vista que contenga el verdadero vector desplazamiento (Fossen, 2010).

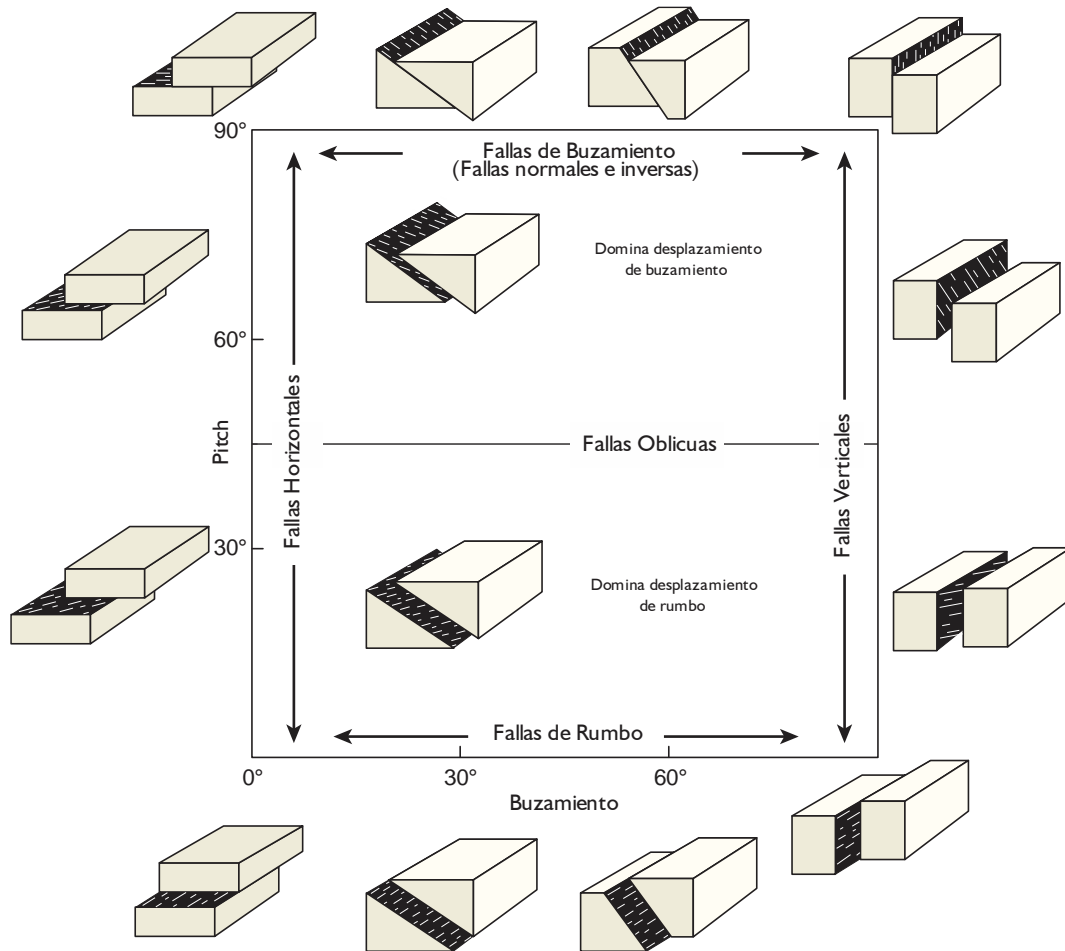


Figura 17. Clasificación de las fallas según el buzamiento del plano de falla y el pitch. Adaptado de Fossen (2010)

Una zona de falla es una región que contiene varias fallas paralelas o anastomosadas; las fallas más largas en una zona de falla se conocen como fallas mayores, asociadas a estas fallas se encuentran las menores las cuales pueden ser antitéticas o sintéticas dependiendo de la dirección

del buzamiento con respecto a la principal (Ver figura 18). Una falla antitética es aquella que buza en dirección opuesta a la falla principal, de lo contrario, es una falla sintética (Burg, 2011).

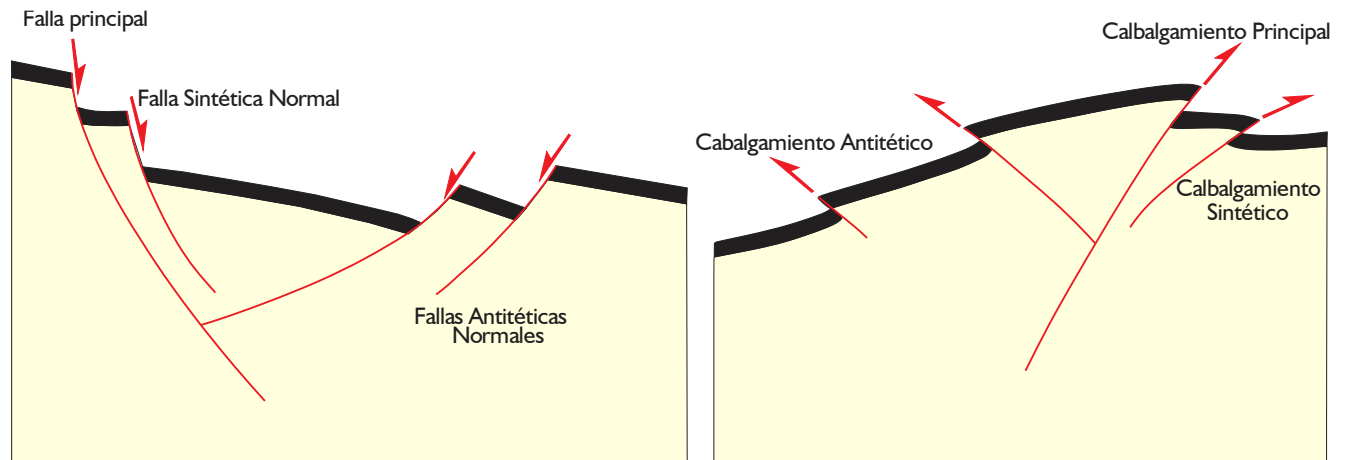


Figura 18. Fallas antitéticas y sintéticas. Adaptado de Burg (2011)

5.2.3 Pliegues Asociados a Fallas. Por lo general en la naturaleza los pliegues y las fallas son estructuras que se encuentran estrechamente relacionadas tanto espacial como temporalmente. Las relaciones entre estas estructuras pueden ser de dos tipos: 1) Las fallas son estructuras secundarias que se forman como respuesta al plegamiento; o 2) los pliegues son el resultado directo del desplazamiento de los bloques a lo largo de la falla y se conocen como pliegues relacionados a fallas. En la literatura se han descrito pliegues relacionados con los diferentes tipos de fallas (normales, inversas, de rumbo y oblicuas); sin embargo, se describirán únicamente los pliegues asociados a fallas inversas (de cabalgamiento). Los pliegues relacionados con cabalgamientos tienen escalas horizontales variables pero por lo general no superan los 10 km; por otro lado, las fallas se han descrito como planas, lítricas o escalonadas, y los cambios de buzamiento pueden ser progresivos o abruptos (Poblet, 2004). La clasificación describe tres estilos de pliegues: pliegues por flexión de falla, pliegues por propagación de falla, y pliegues por despegue.



5.2.3.1 Pliegues por flexión de falla (Fault-bend folds). Son aquellos que se forman como resultado del movimiento de un bloque a lo largo de una superficie de falla no planar, lo cual causa la flexión del bloque y la formación del pliegue; también son llamados pliegues de rampa-rellano (Poblet, 2004). Las características geométricas del pliegue dependen de la orientación y tamaño de la falla con respecto a la dirección de transporte; Suppe (1983) predice mediante un modelo cuantitativo basado en la geometría y cinemática, que el buzamiento inicial de la rampa no puede ser mayor a 30° . La evolución de estos pliegues responde a dos estadios (Ver figura 19); en el momento del inicio se forma un par de bandas kink como resultado de la flexión de las rocas del bloque colgante adaptándose a los cambios de buzamiento de la falla; a medida que el desplazamiento avanza el ancho de la cresta se va reduciendo progresivamente; una vez la superficie axial inactiva alcanza la intersección entre la rampa y el despegue o rellano superior, esta queda fija y se convierte en una superficie axial activa; a partir de ese momento la cresta de pliegue empieza a ensancharse debido a que el flanco trasero permanece estacionario, mientras que el flanco frontal se desplaza en el sentido del transporte tectónico. Durante el crecimiento los buzamientos del flanco trasero, cresta, y flanco frontal se mantienen constantes (Poblet, 2004).

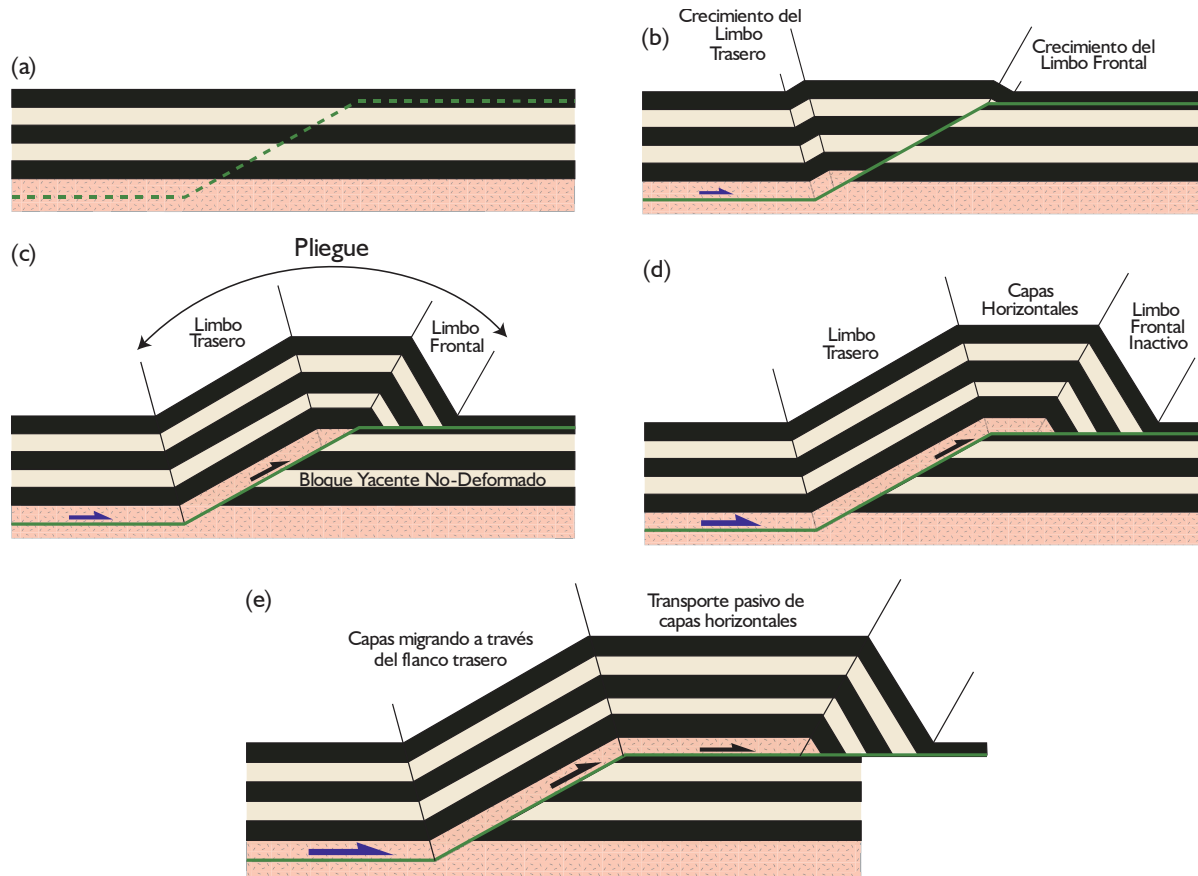


Figura 19. Evolución de los pliegues por flexión de falla. Adaptado de Fossen (2010)

5.2.3.2 Pliegues por propagación de falla (fault-propagation folds). Estos pliegues se forman contemporáneamente con la propagación de una rampa a través de una serie de estratos, de tal manera que el acortamiento da lugar a la formación del pliegue en la zona próxima a la terminación de la falla (Ver figura 20) (Dahlstrom, 1970). Los resultados son pliegues asimétricos cuya geometría depende de la cantidad de desplazamiento a lo largo del despegue basal, la inclinación de la rampa y la tasa de deslizamiento (Poblet, 2004; Burg, 2011). Asumiendo una geometría paralela del pliegue, las ecuaciones de Suppe y Medwedeff (1990) en Poblet (2004) predicen que inicialmente la rampa no puede superar los 60° de buzamiento en el caso de un pliegue por propagación de falla desarrollado sobre un cabalgamiento formado por un despegue y una rampa. En este tipo de estructuras el flanco frontal posee un buzamiento más elevado que el flanco trasero cuando la rampa buza suavemente, y viceversa cuando el buzamiento de la rampa

es elevado. En el momento en que inicia el cabalgamiento y finaliza el despegue, se forman dos bandas kink que aumentan en anchura a expensas de la cresta horizontal, la cual disminuye su ancho progresivamente. A medida que el acortamiento continúa y la terminación del cabalgamiento se propaga a través de material no deformado, tanto el relieve estructural como la anchura del pliegue aumentan (Poblet, 2004).

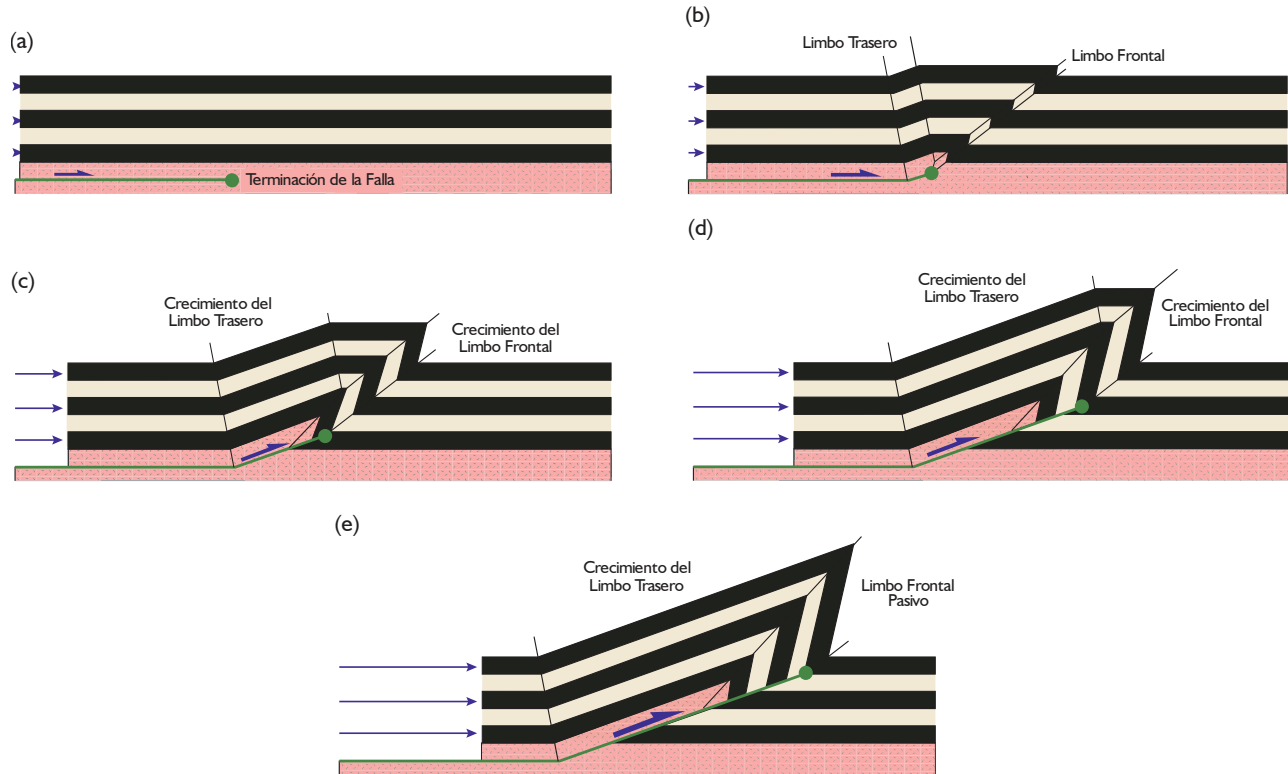


Figura 20. Evolución de los pliegues por propagación de falla. Adaptado de Fossen (2010)

5.2.3.3 Pliegues por despegue (*detachment folds*). A diferencia de los pliegues de flexión o propagación de falla, no están asociados a una rampa, sino que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas. Pueden generarse en la zona próxima a la terminación de un cabalgamiento o bien en cualquier otra zona a lo largo de este si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento (Ver figura 21). Muchos de estos pliegues poseen una unidad litológica dúctil en su núcleo y sus características no dependen de un rampa; por lo que no es fácil predecir la geometría de este tipo de pliegues (Poblet, 2004). Dos mecanismos controlan la

formación de los pliegues por despegue: 1) Rotación de los flancos, haciendo que el pliegue cada vez sea más alto y estrecho; y 2) Migración de la banda kink, donde los flancos se pliegan y mantienen el buzamiento constante, pero se hacen más largos con el movimiento progresivo de la falla (Burg, 2011).

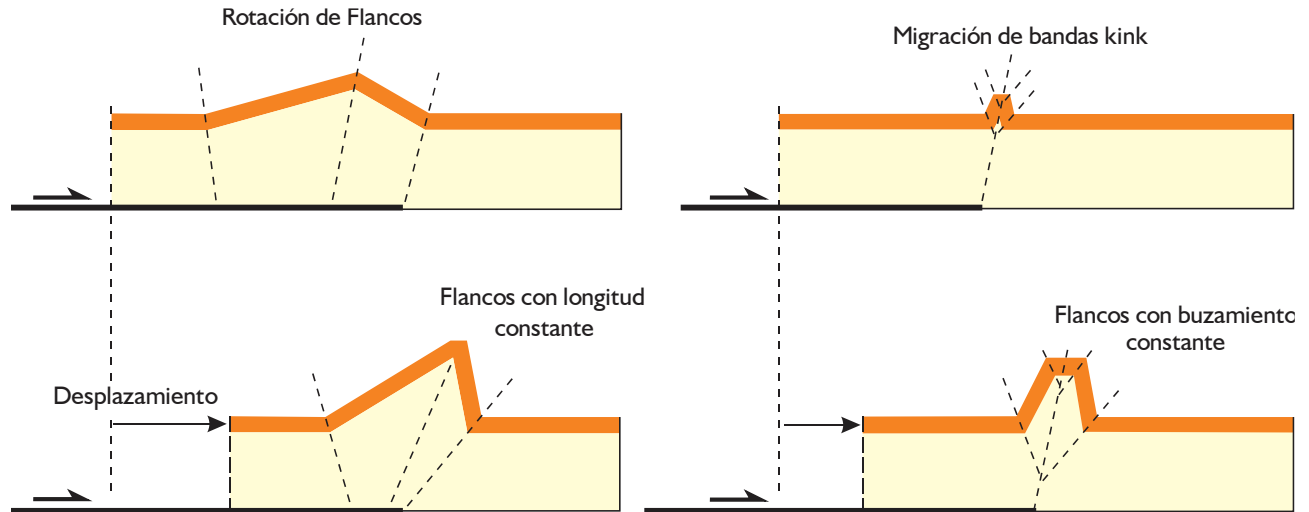


Figura 21. Mecanismos para el desarrollo de pliegues por despegue. (a) Rotación de flancos y (b) Migración de bandas kink. Adaptado de Burg (2011)

5.3 Regímenes tectónicos

El campo regional de esfuerzos controla los sistemas de fallas activos. El esfuerzo en los límites de placa se puede subdividir en tres ambientes básicos: convergentes, divergentes y transformantes; a su vez, estos movimientos relativos de las placas pueden combinarse en grados variables, una convergencia oblicua de las placas produce una transpresión y una divergencia oblicua produce una transtensión (Ver figura 22) (Fossen, 2010).

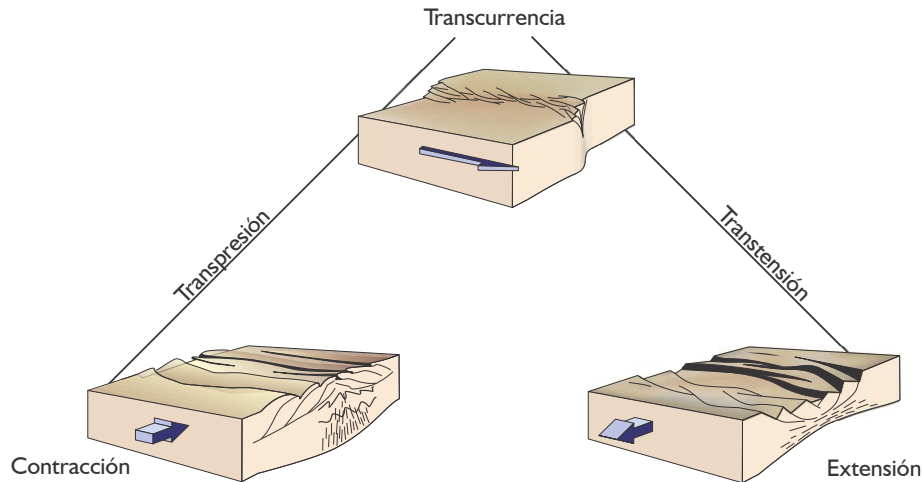


Figura 22. Regímenes tectónicos principales (Contracción, Transcurrancia y Extensión) y la combinación entre ellos (Transpresión y Transtensión). Adaptado de Fossen (2010).

5.3.1 Régimen Compresional. Las estructuras por deformación compresional se forman cuando las rocas se acortan por fuerzas tectónicas o gravitacionales (Ver figura 22). Las fallas contraccionales pueden ocurrir en cualquier régimen tectónico, pero son más comunes a lo largo de límites de placas convergentes y en zonas orogénicas intracratónicas; estas fallas son por lo general inversas o cabalgamientos las cuales ponen rocas más antiguas sobre rocas más jóvenes (Ver figura 23). Los cabalgamientos son menos inclinados que las fallas inversas, los cuales presentan buzamientos menores a los 30° y acumulan un desplazamiento mayor (Fossen, 2010).

5.3.2 Régimen Extensional. Se presentan a lo largo de bordes divergentes como zonas de rift, dorsales oceánicas y márgenes pasivos. Las principales estructuras mediante las cuales se acomoda la extensión en estos ambientes son las fallas normales en donde el mecanismo principal relacionado a su formación es el colapso gravitacional (Ver figura 23). Los buzamientos se encuentran alrededor de los 60° , basado en el criterio de fractura de Coulomb y la teoría de Anderson (Fossen, 2010).

5.3.3 Régimen Transcurrente. Son ambientes en donde predomina el movimiento a lo largo de la superficie terrestre. Las principales estructuras que se forman son fallas de rumbo en donde el vector de desplazamiento es paralelo al rumbo, sus buzamientos son mayores a los demás tipos de fallas y en vista de mapa son relativamente más rectas (Ver figura 23). Las fallas de rumbo tienen nombres diferentes de acuerdo a sus diferentes funciones cinemáticas, las fallas de transferencia las cuales transfieren el movimiento de una falla a otra, las fallas transformantes son de mayor longitud (escala de kilómetros o más largas) y se encuentran segmentando las placas o formando los límites de placa, y las fallas transcurrentes son intracontinentales que crecen en longitud a medida que acumulan desplazamiento (Fossen, 2010).

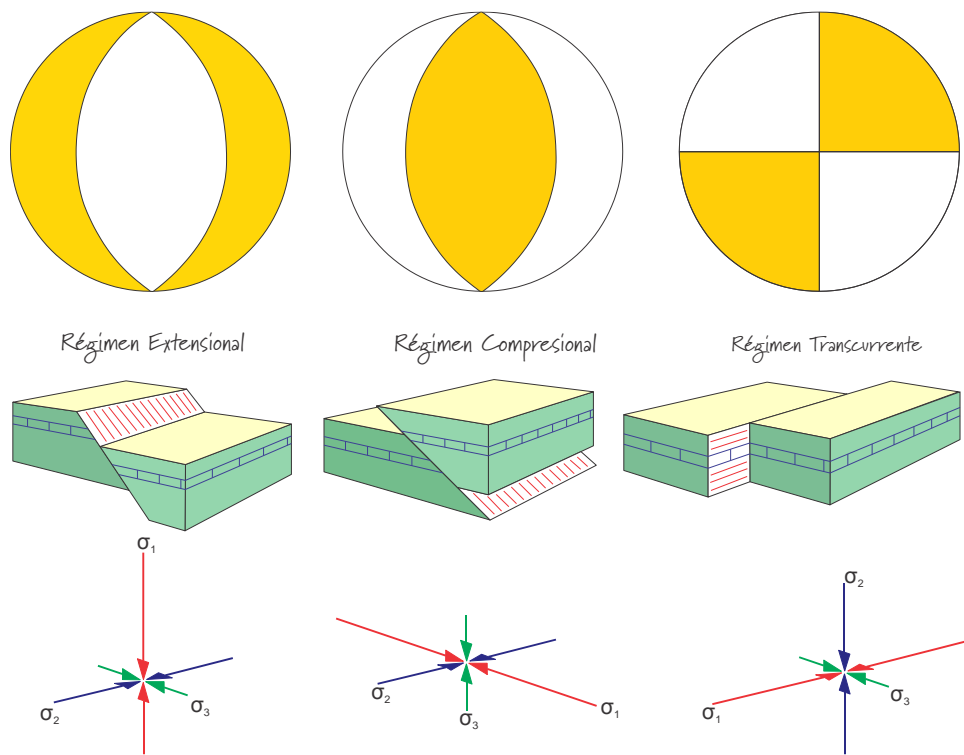


Figura 23. Muestra los tres regímenes tectónicos principales con la orientación de los principales esfuerzos según la ley de Anderson y los mecanismos focales para cada régimen. Adaptado de

Fossen (2010)



5.4 Estilos estructurales

Los estilos estructurales son asociaciones de estructuras geológicas que se encuentran interrelacionadas y describen la geometría estructural dominante de una región que por lo general se repiten en regiones con deformación similar. Los estilos básicos se definen por conjuntos de elementos relacionados tectónicamente y por su distribución espacial, sin embargo, algunos estilos pueden ser modificados por diferencias locales en las rocas, como: contrastes en la ductilidad, anisotropías preexistentes y eventos tectónicos en donde se incluye la intensidad, duración y el sincronismo con otros eventos (Harding y Lowell, 1979).

La clasificación de los estilos estructurales se basa principalmente en la participación del basamento en las estructuras observadas, otros criterios adicionales que se infieren son la fuerza deformacional y el modo de transporte tectónico, el cual se determina por medio de indicadores de deformación aunque el basamento puede exhibir ampliamente diferentes competencias y comportamientos mecánicos. Identificar los estilos estructurales depende básicamente de: 1) Reconocer elementos estructurales claves, 2) diferencias críticas entre las tendencias locales y 3) patrones regionales gruesos de las estructuras (Harding y Lowell, 1979).

Los estilos estructurales se pueden dividir en dos grandes grupos, escamación de piel delgada “*Thin Skinned*” en la cual no se involucra el basamento y escamación de piel gruesa “*Thick Skinned*” que por el contrario si lo involucra (Ver Figura 24). Los estilos “*Thick Skinned*” incluyen Asociaciones de fallas de desgarre, bloques de fallas compresivas y cabalgamientos, bloques de fallas extensionales, deformaciones del basamento: Arcos, domos y depresiones; mientras que los estilos “*Thin Skinned*” incluyen cabalgamientos y pliegues por despegues, fallas normales de despegue, estructuras de sal y de shale (Ver tabla 1) (Lowell, 1985).



Tabla 1. Estilos estructurales. Adaptada de (Lowell, 1985)

Estilos Estructurales y Ambientes Tectónicos			
Estilo Estructural	Fuerza Deformacional Dominante	Modo Típico de Transporte	Ambiente tectónico Primario
Estilos que Involucran el Basamento <i>Thick-Skinned</i>			
Asociación de Fallas de Desgarre	Cupla	Placas con deslizamiento de rumbo	Márgenes Transformantes
Bloques con fallas de compresión y cabalgamientos de basamento	Compresión	Bloques con deslizamiento convergente	Márgenes Convergentes
Bloques de fallas extensionales	Extensión	Bloques con deslizamiento divergente	Márgenes Divergentes
Deformaciones del basamento: Arcos, domos, depresiones	Múltiples procesos (Termales, isostasia, etc)	Levantamiento subvertical y subsidencia	Interior de las placas
Estilos que NO involucran el Basamento <i>Thin-Skinned</i>			
Asociación de cabalgamientos y pliegues por despegues	Compresión	Deslizamiento convergente subhorizontal de la cobertera sedimentaria	Márgenes Convergentes
Fallas normales de despegue (Fallas de Crecimiento y otras)	Extensión	Deslizamiento divergente subhorizontal de la cobertera sedimentaria	Márgenes Pasivos
Estructuras de Sal	Carga diferencial	Flujo vertical y horizontal de evaporitas con arqueamiento y/o diapirismo	Márgenes Divergentes
Estructuras de Shale	Carga diferencial	Flujo predominantemente vertical de shales con arqueamiento y/o diapirismo	Márgenes Pasivos

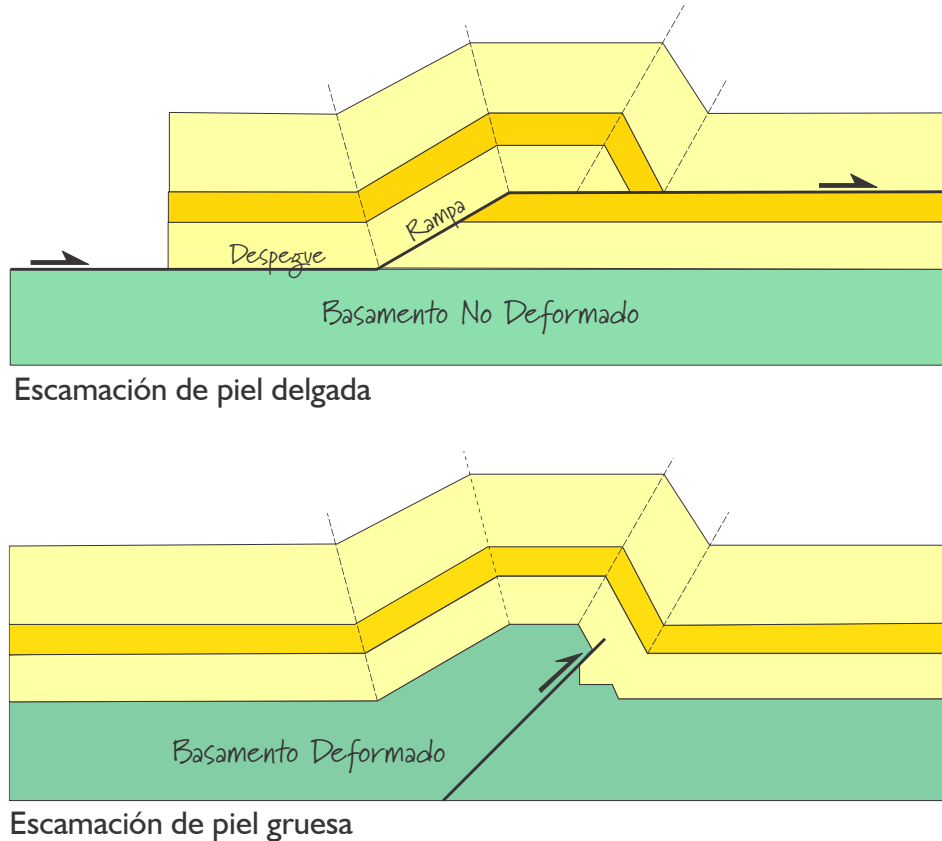


Figura 24. Modelos de escamación de piel delgada “Thin Skinned” en la cual no se involucra el basamento, y escamación de piel gruesa “Thick Skinned” que por el contrario si lo involucra.

Adaptado de Burg (2011).

5.5 Zonas transversales

Son áreas que comprenden diferentes estructuras como rampas laterales, rampas oblicuas, fallas transversales y zonas de transferencia en cinturones plegados. Las zonas transversales pueden ser definidas por terminaciones abruptas de las fallas, cabeceos de los pliegues, cambios en la vergencia de las fallas y cambios en el estilo estructural. Estas anisotropías a profundidad controlan la deformación en los niveles superiores de las capas sedimentarias durante el acortamiento, causando un cambio en el estilo estructural de las áreas adyacentes. La alineación oblicua de las terminaciones, así como los cambios en la vergencia y el cabeceo de las estructuras mayores a lo largo del rumbo en vista de mapa se agrupan en las zonas transversales que por lo general se

presentan como bandas gruesas que contienen diferentes conectores laterales (Ver figura 25) (Thomas, 1990; Jiménez et al., 2012).

Los conectores laterales y zonas transversales son sincinemáticas con respecto a las estructuras del cinturón de cabalgamiento; sin embargo, algunos conectores laterales no están sistemáticamente distribuidos dentro del bloque alóctono; aquellos que presentan una alineación sistemática de los conectores laterales en zonas transversales sugieren ciertos controles en la localización de estos, entre los cuales se encuentran: fallas en el subsuelo, fallas en el basamento, pliegues en los estratos del fondo de la cobertera sedimentaria por fallas de basamento, variaciones estratigráficas en el nivel del despegue, y una combinación de variaciones estratigráficas y en las estructuras del basamento (Thomas, 1990).

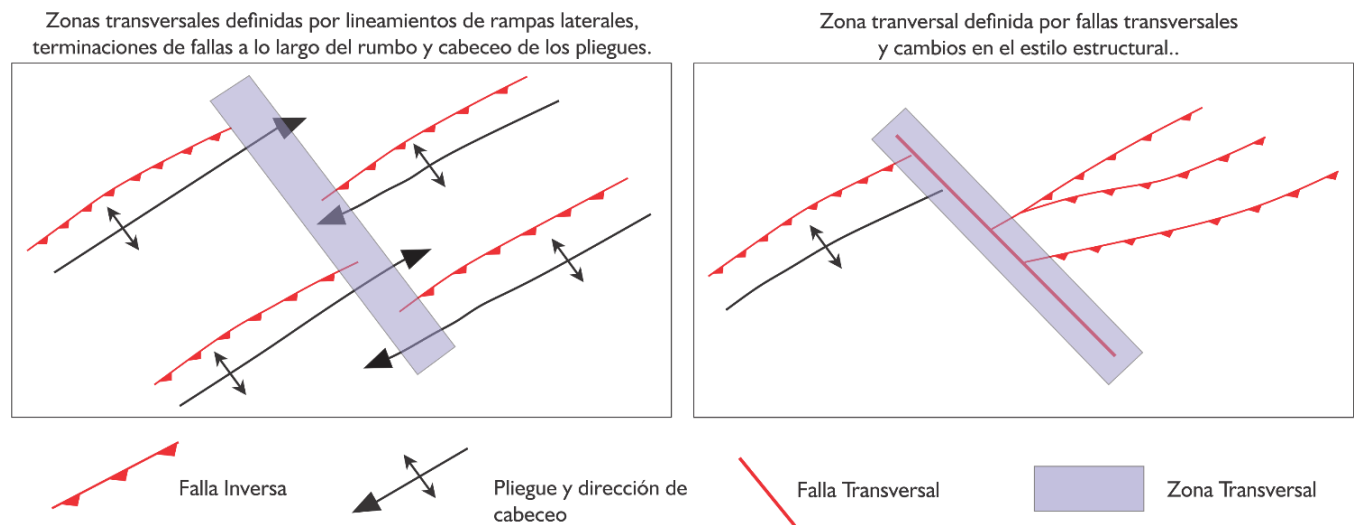


Figura 25. Representación esquemática de las zonas transversales definidas por lineamientos de rampas laterales, terminaciones de fallas a lo largo del rumbo y cabeceo de los pliegues (Izquierda), y zonas transversales definidas por fallas transversales y cambios en el estilo estructural (derecha). Adaptado de Jiménez *et al.* (2012).



6. METODOLOGÍA

6.1 Fase 1- Recopilación Bibliográfica

Inicialmente se realiza una recopilación y lectura de los diferentes documentos relacionados con el área de interés en los cuales se han tratado aspectos geológicos importantes incluyendo su evolución tectónica, configuración estructural y estratigrafía; como lo son tesis de pregrado, posgrado, informes de campo I, libros, artículos, y memorias explicativas; obtenidos por medio de la base de datos de la Universidad Industrial de Santander y del Servicio Geológico Colombiano (SGC). Adicionalmente previo a la ejecución del trabajo de campo se realiza un reconocimiento del área de estudio por medio de aplicaciones como Google Earth en donde se identifican rasgos geomorfológicos, estructurales y litológicos más sobresalientes; así como las principales vías y caminos de acceso con el fin de trazar rutas y zonas de mayor interés para la fase de campo.

6.2 Fase 2- Geología de Campo

En la fase de campo que se llevará a cabo una vez revisada y clasificada la información, se realizará un control cartográfico identificando las unidades aflorantes con base en las descripciones litológicas realizadas por diversos autores, haciendo énfasis en aquellas zonas en donde hay mayor discrepancia en la bibliografía consultada, esto con el fin de corregir o corroborar los trazos de los contactos y generar un mapa geológico actualizado de la zona en estudio. De igual manera, se realizarán columnas estratigráficas (generalizada y detallada) de las unidades presentes y cortes geológicos esquemáticos desde diferentes puntos en donde se pueda obtener una visión general de la geología estructural.



Para la construcción de las columnas estratigráficas se determinan los sitios en donde las unidades se encuentran completas y son de fácil acceso. La columna se levanta con ayuda de poligonales y el método de bastoneo.

6.2.1 Recolección de la información para la construcción de la Poligonal. La metodología usada para levantar la poligonal se basa en la descrita por Cruz *et al.* (1991) en las guías de campo 1; para la cual se requiere una cinta métrica, una brújula con clinómetro y dos bastones de igual longitud (preferiblemente 1,5 metros).

Paso 1: Se construye una tabla de datos, la cual se divide en 6 columnas que corresponden a: (a) “Tramo” o “Punto Poligonal”, (b) “Distancia real”, (c) “Azimut”, (d) “Inclinación”, (e) “Actitud de la capa” y (f) “Observaciones”. En el formato se deben consignar las coordenadas del punto inicial, punto final y una localización geográfica con el fin de ubicar fácilmente la sección (Ver figura 26).

Formato Poligonal

Coordenadas de Inicio
 X: _____ Y: _____ Z: _____

Sección: _____ Realizado por: Yessica Macías Altamiranda
Mariana Cabanzo Henao

TRAMO	DISTANCIA (m)	AZIMUTH POLIGONAL (°)	INCLINACIÓN POLIGONAL	ACTITUD DEL PLANO Az Rumbo	ESPESOR (m)	OBSERVACIONES

Figura 26. Formato usado en la recolección de datos para la construcción de una poligonal abierta.

Paso 2: Se escogen los puntos de la poligonal de acuerdo con la curvatura de la sección y los cambios litológicos. Los dos estudiantes se ubican cada uno en un punto poligonal con el fin de tomar los datos correspondientes; teniendo en cuenta que el azimuth y la inclinación se miden con la brújula y la distancia real con la cinta métrica (Ver figura 27).

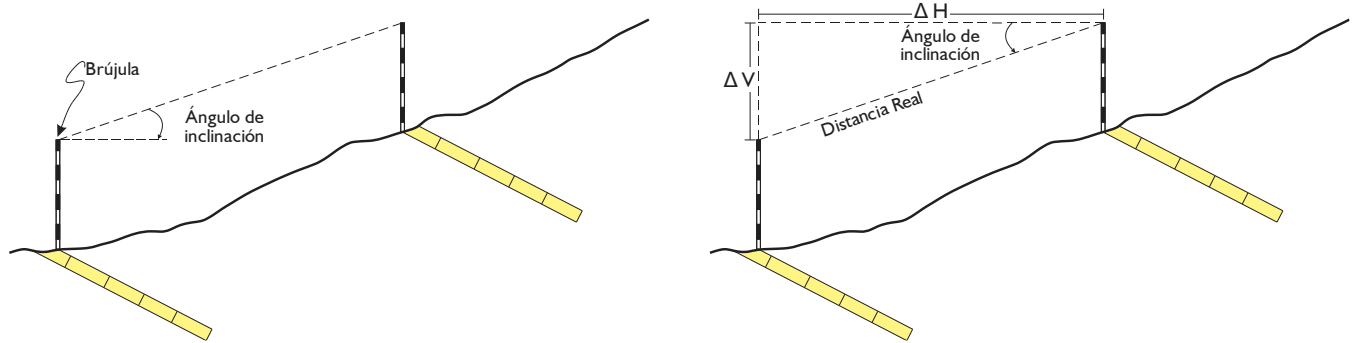


Figura 27. Toma de datos para la elaboración de una poligonal abierta y visualización de las distancias real, horizontal y vertical. Adaptado de Cruz *et al.* (1991)

Paso 3: Continuar con la poligonal en línea hasta completar la secuencia de la sección estratigráfica. En aquellos lugares en donde la sección se encuentra cubierta por algún depósito reciente, se debe incluir el cubierto en la poligonal y continuar normalmente con el resto.

6.2.2 Construcción de la poligonal.

Paso 1: En una hoja en blanco se ubica el primer punto de la poligonal, y se traza el norte.

Paso 2: Desde el punto inicial y teniendo en cuenta el norte se mide el azimut del primer segmento de la poligonal y se traza una línea en esta dirección.

Paso 3: Construir una vista paralela para obtener un plano vertical y se proyecta o traslada el primer punto de la poligonal en esa vista vertical, posteriormente se mide el ángulo de inclinación de la poligonal y se traza una línea recta desde el punto proyectado de la poligonal. Sobre esta línea se debe medir la distancia real a una escala conveniente. Una vez se realiza este paso, se obtiene el segundo punto en la línea inclinada.

Paso 4: El segundo punto obtenido se traslada a la vista horizontal utilizando una línea perpendicular a la vista inicial, de esta manera se obtiene el punto en la vista de mapa y se determina la distancia horizontal y distancia vertical (Ver figura 28).

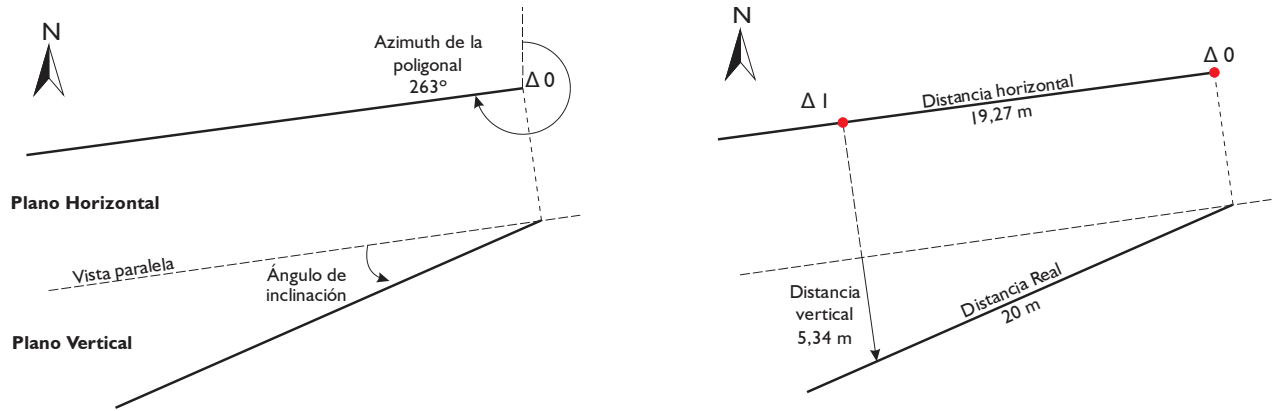


Figura 28. Método para la construcción de una poligonal abierta y la determinación de las distancias horizontales y verticales. Adaptado de Cruz *et al.* (1991)

Paso 5: Una vez construida la poligonal se debe poner el nombre, escala gráfica y numérica, y los datos recolectados de los planos de estratificación. Se recomienda acompañar la poligonal con un mapa de ubicación (Ver figura 29).

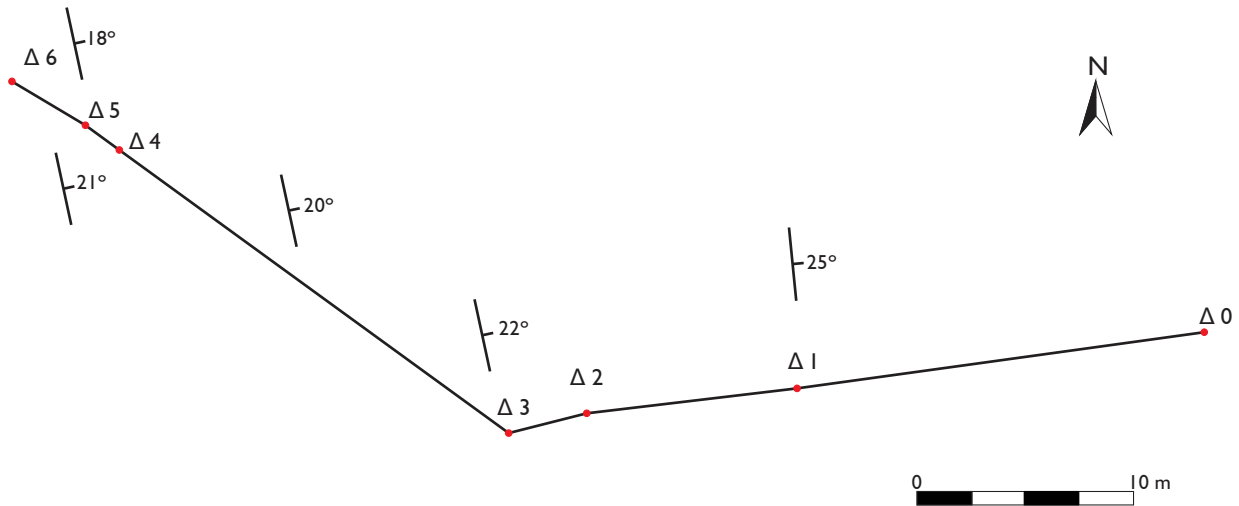


Figura 29. Ejemplo de una poligonal abierta. Adaptado de Cruz *et al.* (1991)

6.2.3 Construcción del perfil topográfico a partir de la poligonal. Uno de los intereses de la poligonal es la construcción de un perfil topográfico sobre el cual se pueda reconstruir la sección estratigráfica en la cual además aparecerán las características estructurales. Este perfil se construye en la vista auxiliar lateral perpendicular al rumbo promedio de las capas; una vez se traza la vista

se traslada el primer y segundo punto de la poligonal y se mide la distancia vertical entre los puntos, el sentido de la medida se determina si el primer punto está más arriba o más abajo del segundo. Continuar con los demás puntos de la poligonal hasta finalizar y trazar los buzamientos para cada punto poligonal (Cruz *et al.* 1991).

6.2.4 Calculo de espesores

6.2.4.1 Método de geometría descriptiva. A partir de la poligonal se pueden calcular espesores con ayuda de vistas auxiliares midiendo sobre el perfil construido anteriormente el espesor de la capa o de la sección intermedia entre los puntos contiguos, a escala y perpendicular a la capas (Ver figura 30).

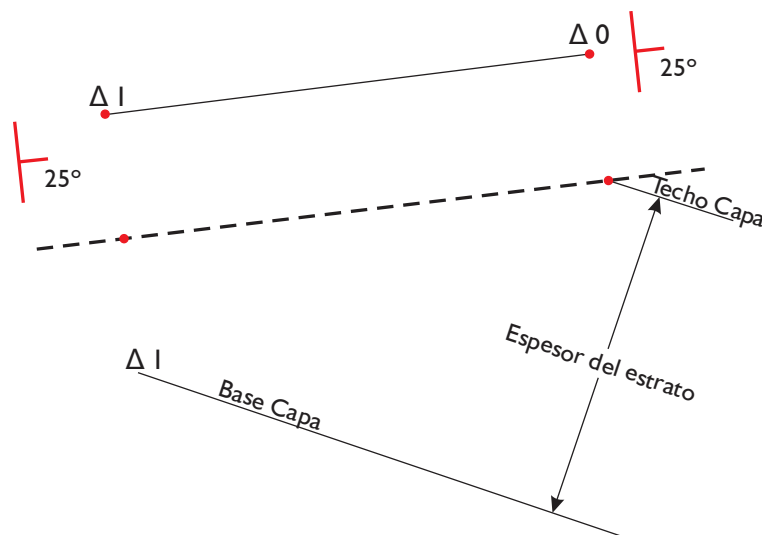


Figura 30. Diagrama en el cual se muestra la medición del espesor de las capas usando el método de geometría descriptiva. Adaptado de Cruz *et al.* (1991)

6.2.4.2 Método de bastoneo. Este método es el más sencillo y exacto para medir espesores en una sección (Miall, 2000), en el cual se usa un bastón o vara de Jacob construido con un tubo de PVC de 1,5 metros, un transportador y un láser o apuntador en la parte superior. En la técnica descrita por Miall (2000) se necesitan dos personas, en donde la primera se encarga de manipular el bastón de Jacob mientras que la otra persona realiza la descripción de las rocas.

Antes de iniciar con el bastoneo, se requiere tener una medida precisa de los rumbos y buzamientos de las capas. Para comenzar la medición, se debe colocar el bastón en el punto inicial, posteriormente con ayuda de una brújula se alinea según la dirección de buzamiento y se inclina tantos grados como el buzamiento lo indique usando el transportador; esto se realiza con el fin de ubicar el bastón ortogonal a la capa. Una vez alineado el bastón se apunta con el láser sobre la superficie y se realiza una marca con ayuda de pintura o aerosol; en este punto el espesor medido corresponde a la longitud del bastón (1,5 m). Continuamos con el siguiente punto hasta completar la sección (Ver figura 31).

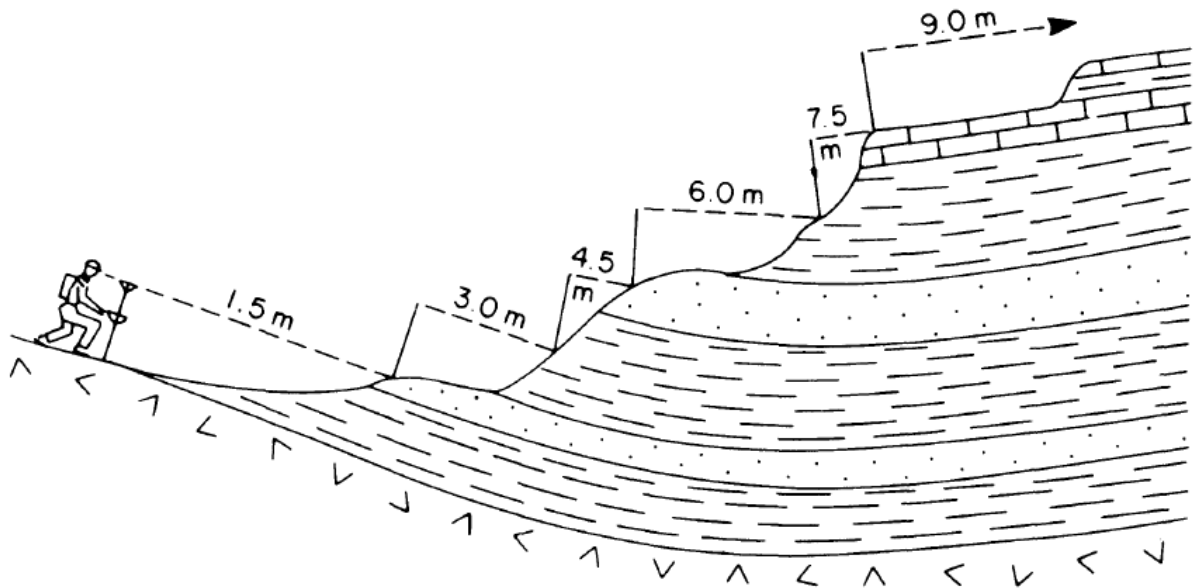


Figura 31. Uso del bastón de Jacob simplificado en la medida de espesores estratigráficos una sección litológica. Adaptado de Miall (2000).

6.2.5 Descripción litológica. Dentro de la información adquirida en campo para realizar la columna estratigráfica, se realiza la clasificación tanto textural como composicional de la roca, sin dejar a un lado aspectos como estructuras sedimentarias (orgánicas e inorgánicas), geometría de

los estratos, espesor de las capas y la forma planos de estratificación; siguiendo la metodología planteada por Cruz y Caballero (2007).

Los aspectos texturales evaluados son: tamaño de grano según la clasificación de Folk (1974), selección o calibrado de acuerdo con Pettijhon en Boggs (2006), forma de las partículas según Powers 1953 en Boggs (2006), y fábrica teniendo en cuenta las tablas de clasificación de Cruz y Caballero (2007). Composicionalmente se clasifican las muestras de acuerdo con Folk (1974) teniendo en cuenta la cantidad de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, una vez se hace el recuento excluyendo minerales accesorios (Ver figura 32). Para el caso de las rocas calcáreas, la clasificación se realiza teniendo en cuenta los criterios de (Ver figura 33) Dunham (1962).

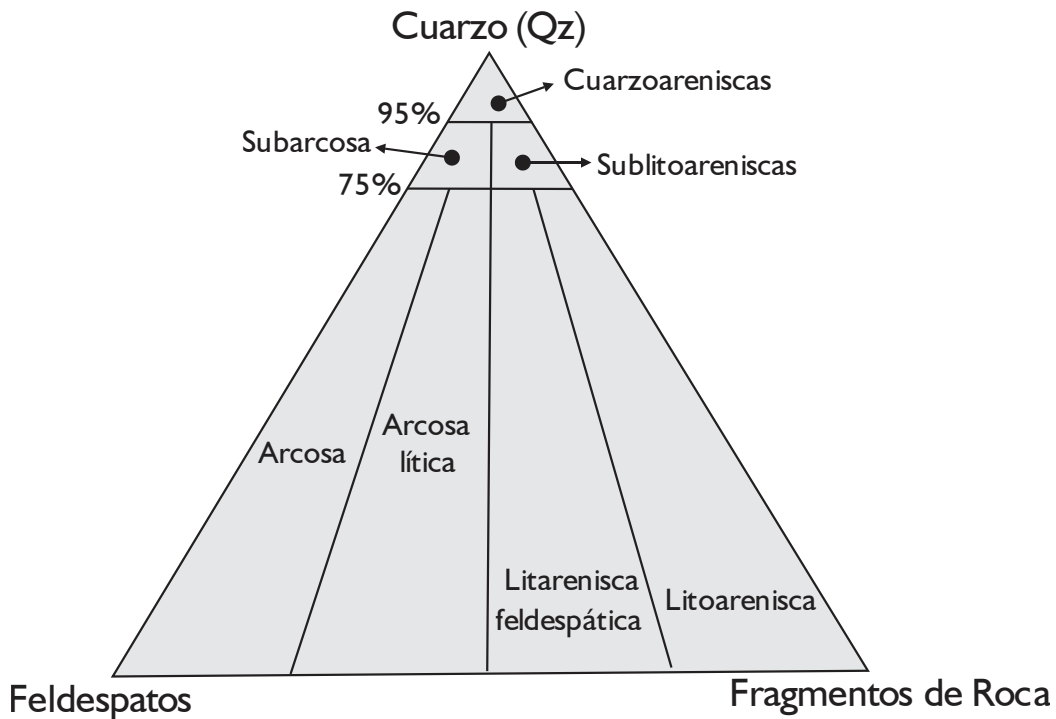


Figura 32. Diagrama para la clasificación composicional de las areniscas. Adaptado de Folk (1974)

TEXTURA ORIGINAL RECONOCIBLE					Textura original no reconocible
Componentes no enlazados durante el depósito				Componentes originales enlazados	
Con matriz (carbonato de tamaño arcilla o limo fino)		Granosoportada	Sin matriz granosoportada		
Sostenido por la matriz	Menos del 10% de granos			Más del 10% de granos	
MUDSTONE	WAKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNSTONE	CARBONATOS CRISTALINOS

Figura 33. Clasificación de rocas calcáreas Dunham (1962). Adaptado de Cruz y Caballero (2007)

6.3 Fase 3- Oficina

Con la información adquirida en campo y la obtenida de la bibliografía, se presenta un mapa geológico del área de interés a escala 1:25.000 teniendo como base las planchas topográficas 120-III-D, y 120-IV-C. Adicionalmente se genera un mapa regional que se extiende desde el área de estudio hasta el VMM con el fin de proporcionar una mejor interpretación en un marco estructural más amplio y observar la relación de las estructuras presentes con las estructuras regionales; para completar esta cartografía se utilizan los mapas propuestos en los trabajos de Ward *et al.* (1977), Jaimes y López (2015), Osorio (2016), y Araque y Otero (2016).

Posteriormente se realizan dos columnas, una generalizada (escala 1:1.000) y una detallada (escala 1:200) con ayuda de los software SedLog y CorelDraw; y seis cortes geológicos con el fin de mostrar la configuración y determinar el estilo estructural.



6.3.1 Cortes geológicos. Se realizaron cinco cortes geológicos locales a lo largo de la zona con el fin de mostrar la configuración estructural; adicionalmente se realiza un corte geológico regional en el cual se observan las principales estructuras a una escala menor y permite hacer una interpretación de la relación de las estructuras que se encuentran en el área de estudio con las regionales. Estos cortes se realizan con base en el método de kink para la construcción de las secciones. Este método es usado en rocas sedimentarias o de metamorfismo de bajo grado, en el cual se considera que el espesor de las capas permanece constante, de lo contrario se hacen algunas modificaciones para capas de espesor variable; además se consideran variaciones angulares bruscas (Pliegues tipo Kink o Chevron). Con el método de kink se busca definir zonas donde el buzamiento es constante y los límites de estas zonas corresponden a bisectrices entre los ángulos de los buzamientos adyacentes (Dutch, 2000). Dentro de los datos necesarios para la construcción de la sección geológica se encuentran: los contactos de las unidades litológicas, información estructural como ejes de fallas y pliegues, orientación de planos y/o lineamientos (estratificación, clivajes, etc.), y de ser posible datos de sísmica y de pozo (Allmendinger, 2015).

6.4 Análisis de resultados y discusión

En esta fase se realiza el análisis de los resultados obtenidos en cuanto a cartografía, estratigrafía y geología estructural para el área de estudio; adicionalmente se discuten los resultados obtenidos en este trabajo comparándolos con otros trabajos para la misma zona. Por último se elabora el informe final que incluye la introducción al tema, la teoría requerida para su desarrollo en donde se presentan la localización, marco geológico y teórico; y finalmente una parte de resultados, discusión y recomendaciones basadas en el trabajo realizado.



7. Resultados

7.1 Cartografía

Se realiza un control cartográfico a escala 1:25.000 de un área de 200 kms^2 , haciendo énfasis en la Falla de Zapatoca y los lineamientos transversales en el bloque colgante de la falla. La información estratigráfica y estructural se obtiene por medio de imágenes satelitales, modelo digital de elevaciones (DEM), y campañas de campo. Adicionalmente, como mapas base se toman la plancha 120 de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1977) y el mapa geológico realizado por Osorio (2016).

Los principales cambios que se realizaron en la cartografía geológica de la zona de estudio se encuentran al oeste de la Falla de Zapatoca, en donde se modificaron los contactos de las formaciones Angostura del Río Lebrija (Jan), Los Santos y Rosablanca (Kils), y se agrega la Formación Cumbre (Kic). Estructuralmente se modifica el trazo de la Falla de Zapatoca y de las fallas transversales definidas por Osorio (2016); de igual manera se incluyen algunas estructuras como pliegues locales los cuales son controlados por las fallas transversales y se modifican algunos trazos de pliegues ya definidos anteriormente por Osorio (2016) (Ver figura 34). En el Sinclinal de Zapatoca a diferencia de la plancha 120 de Ward *et al.* (1977) se reemplaza la Formación Paja por Rosablanca en el núcleo de acuerdo con Osorio (2016).

Por otro lado, se integra el resultado obtenido a la cartografía regional con el fin de observar la relación e influencia de las estructuras regionales con las locales y así realizar una mejor interpretación. Las estructuras, contactos y datos estructurales que se encuentran fuera del área de estudio fueron tomados de los trabajos realizados por Ward *et al.* (1977), Jaimes y López (2015), Osorio (2016), y Araque y Otero (2016); cubriendo en total un área de 800 Km^2 (Ver apéndice B).

MAPA GEOLÓGICO LOCAL

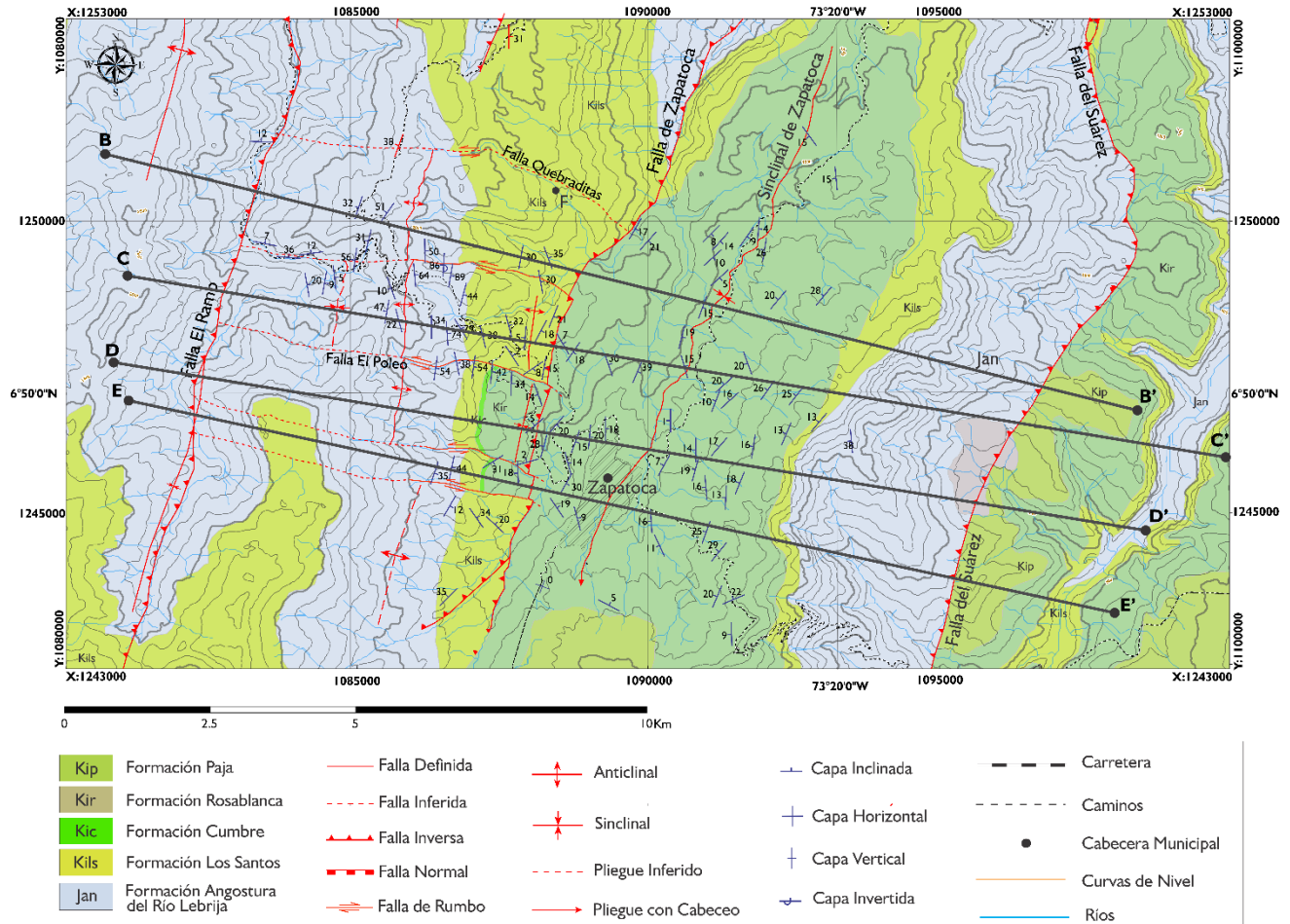


Figura 34. Mapa geológico local (Ver apéndice A). Adaptado de Ward et al. (1977)

En el sector de la Serranía de los Yarigués la cartografía se basa en la realizada por Osorio (2016) quien redefine el Anticlinal de los Cobardes y le asigna el rango y nombre de Anticlinorio de los Yarigués dentro del cual reconoce una serie de pliegues de arrastre anticlinales y sinclinales asociados a fallas inversas, así como pliegues suaves desarrollados en la parte central del Anticlinorio. Este replegamiento según Osorio (2016) es continuo pero no es uniforme debido a la presencia de fallas transversales las cuales controlan el curso de los drenajes, con un rumbo aproximado NW-SE, subverticales y que tienen una cinemática normal y/o de rumbo (Ver apéndice B). En el núcleo del anticlinorio se incluye la Falla El Ramo, de cinemática inversa con

una orientación predominantemente N-S la cual se traza con base en criterios geomorfológicos de acuerdo con Osorio (2016).

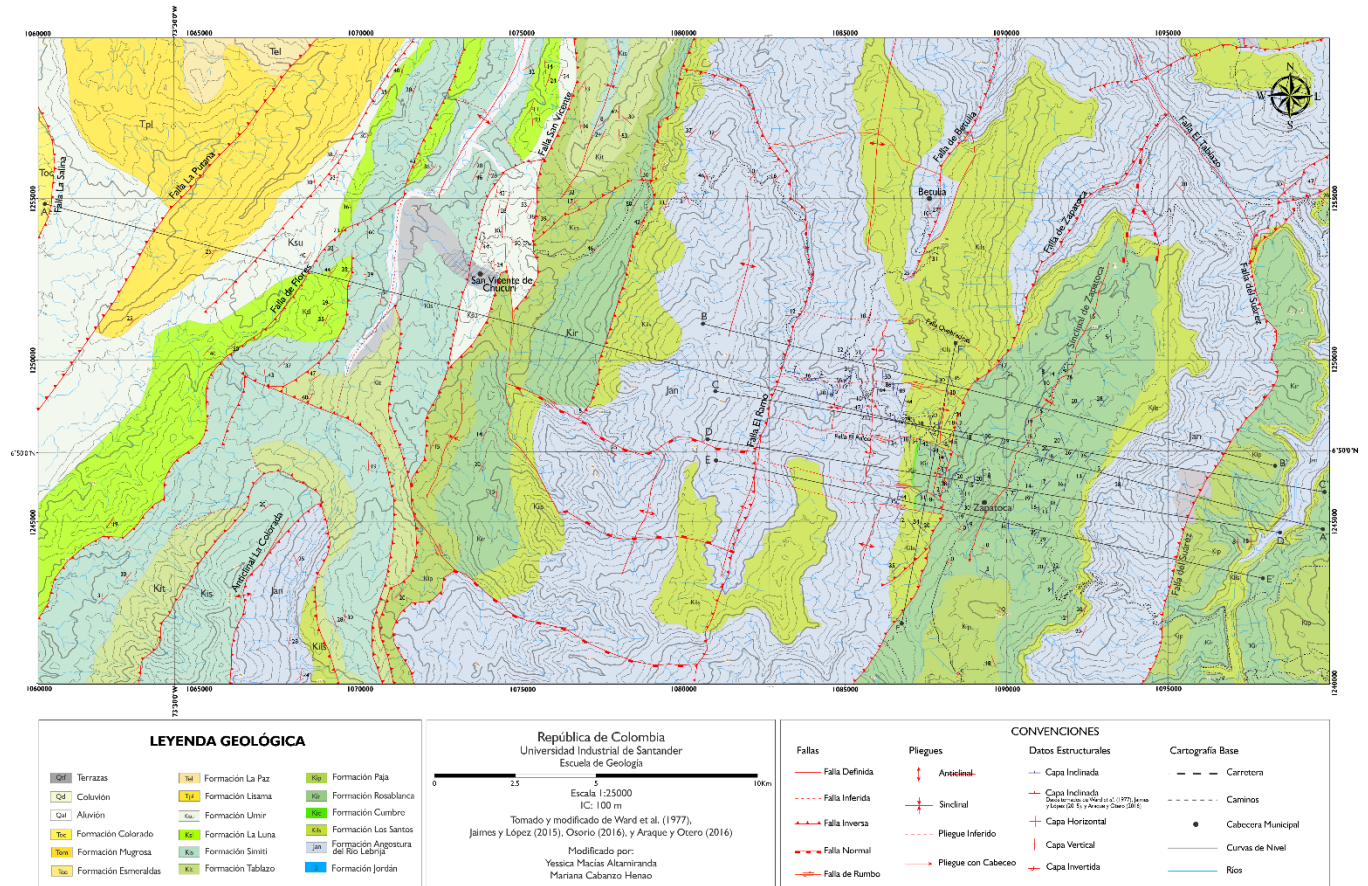


Figura 35. Mapa geológico regional (Ver apéndice B). Tomado y modificado de Ward *et al.* (1977), Jaimes y López (2015), Osorio (2016) y Araque y Otero (2016)

Avanzando hacia el oeste, el trazo de las principales estructuras como lo son las Fallas de San Vicente, Flores, La Putana, La Salina, el Anticlinal de La Colorada, entre otras estructuras; así como los contactos y los datos estructurales son tomados del trabajo realizado por Jaimes y López (2015) en su tesis de grado. Mientras que al norte de la zona de estudio nos basamos en el mapa realizado por Araque y Otero (2016) para completar la cartografía, especialmente el trazo de las fallas Betulia y El Tablazo (Ver apéndice B).

7.2 Estratigrafía

En el mapa regional realizado en este trabajo se pueden identificar unidades sedimentarias que van desde el Jurásico – Cretácico Inferior al Cenozoico, dentro de las cuales se encuentran las formaciones Angostura del Río Lebrija, Los Santos, Cumbre, Rosablanca, Paja, Tablazo, Simití, La Luna, Umir, Lisama, La Paz, Esmeraldas, Mugrosa y Colorado; cuya nomenclatura corresponde a la plancha 120 de Ward *et al.* (1977). Haciendo énfasis en la zona de estudio, se realiza una descripción de las formaciones Angostura del Río Lebrija (últimos 716 m de la formación), Los Santos (258 m), Cumbre (36 m) y Rosablanca (primeros 116 m de la formación), los cuales son el resultado de las columnas estratigráficas tanto detallada como generalizada de la zona de estudio (Ver Figura 37) (Ver apéndices C y D) levantadas en la sección de la vía Betulia - Zapatoaca (Ver figura 36).

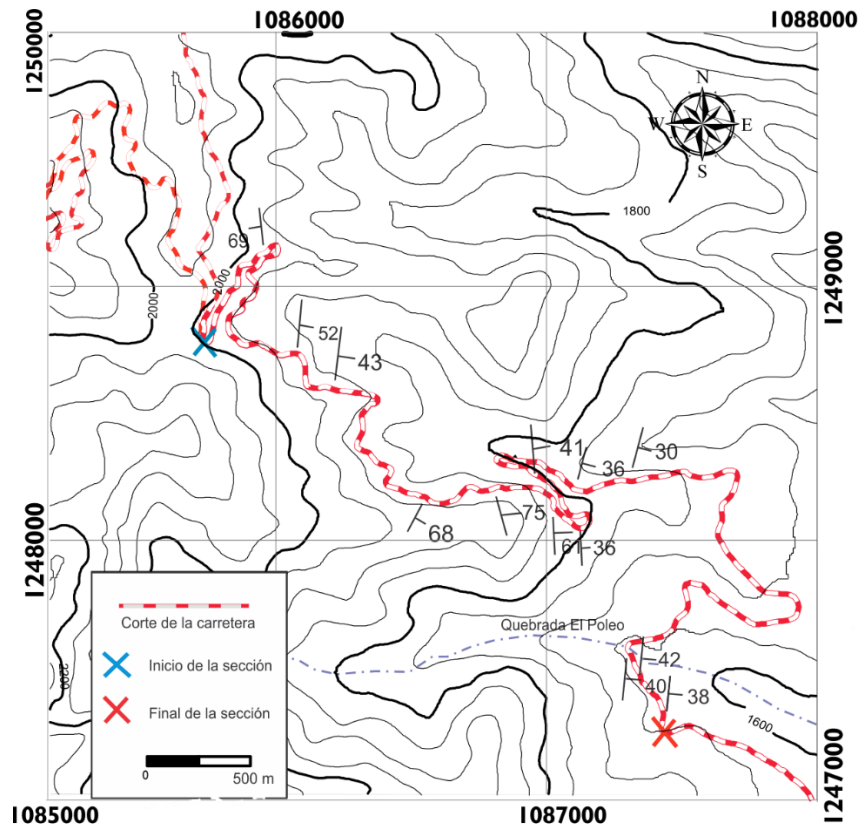


Figura 36. Trazo de la carretera sobre la cual se levanta la poligonal y columna estratigráfica.

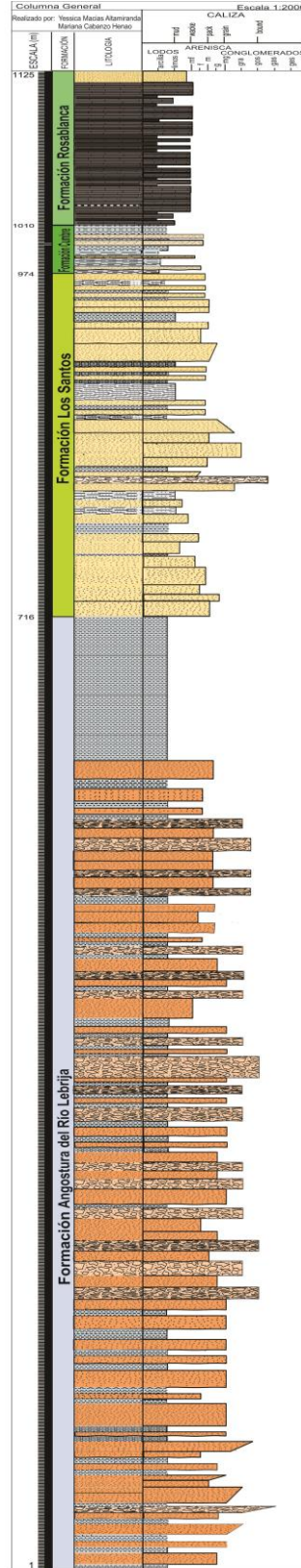


Figura 37. Columna generalizada de la zona de campo.



7.2.1 Formación Angostura del Río Lebrija. El espesor medido de la Formación Angostura del Río Lebrija corresponde únicamente al tope de dicha formación (últimos 716 *m*) debido a que la deformación no permite tener certeza en la medida tomada; la presencia de fallas normales, inversas, pliegues y en algunas parte inversión estratigráfica provocan la omisión o repetición de la secuencia (Ver figura 38). Para su descripción, se divide la secuencia medida en cuatro segmentos, descritos a continuación:

El segmento I va desde los 0 *m* hasta los 204 *m*. Representado por capas tabulares, con una asociación de estratos aleatoria, desde espesores medios a gruesos de areniscas, e intercaladas por espesores de capas medios hasta muy gruesos de lodolitas. Las capas de areniscas son de color rojizo, predomina el tamaño de grano medio a grueso, algunas capas son conglomeráticas con guijos. Presentan estructura masiva principalmente, algunas capas exhiben laminación inclinada planar en niveles inferiores, en niveles más altos plano paralela, y presentan intraclastos de lodolitas en la base de gran parte de las capas. El calibrado es malo, la forma de los granos son subangulares a angulares, el armazón es granosoportado, la matriz arenolodosa y son poco cementadas. Las lodolitas son arcillosas de color rojizas y presentan fisilidad. El contacto entre las areniscas y las lodolitas es ondulado generalmente y neto en algunas ocasiones, mientras que el contacto entre las areniscas es neto.

El siguiente segmento; segmento II, va desde los 204 *m* hasta los 574 *m* (370 *m*). Constituido por capas tabulares, con una asociación de estratos aleatoria, de espesores muy gruesos y gruesos de areniscas, y capas muy gruesas a gruesas de conglomerados; ocasionalmente intercalaciones de capas con los mismos espesores de lodolitas. Las areniscas son de color rojizo, predomina el tamaño de grano fino, en los niveles superiores granos de tamaños medios; el calibrado es malo con presencia de guijos de 4 – 5 *cms* en algunas capas; la forma de los granos es subangular a

angular, el armazón es granosoportado, la matriz arenolodosa y son poco cementadas. Se observa laminación inclinada planar en los niveles inferiores, y una estructura masiva esporádicamente. Los clastos de los conglomerados son de tipo de tipo gránulos y guijarros principalmente, entre ellos algunos guijos de 7 centímetros. Las lodolitas son arcillosas de color rojizo con presencia de micas. El contacto entre las areniscas y las lodolitas es ondulado, entre las areniscas es neto y el contacto inferior de los conglomerados con las demás litologías es irregular, erosivo.



Figura 38. Afloramiento de la Formación Angostura del Río Lebrija en donde se observa una falla normal local que afecta la sucesión de estratos.

El segmento III representado desde los 574 m hasta los 608 m (34 m). Compuesto de intercalaciones de capas cuneiformes y tabulares, asociados en estratos rítmicos, con espesores gruesos y algunos muy gruesos de areniscas y capas gruesas de lodolitas (Ver figura 39). Las areniscas son de color rojizo y anaranjado claro, predomina el tamaño de grano muy fino a fino,

en algunas ocasiones se observan intercaladas en los niveles superiores areniscas conglomeráticas, con partículas redondeadas a subredondeadas, el armazón es granosoportado y la matriz lodosa. Presentan laminación plano paralela, ocasionalmente estructura masiva hacia las capas superiores y a lo largo de la mayoría del segmento hay moderada bioturbación. Se clasificaron como arcosas. Las lodolitas son arcillosas de color rojizo y pocos niveles delgados de color verde, estas lodolitas en la base del segmento son limosas arenosas. El contacto entre las capas es neto tanto para areniscas y lodolitas, como entre las areniscas. Por último el Segmento IV, desde los 608 *m* hasta los 716 *m* (108 *m*); caracterizado por capas asociadas en estratos uniformes, con un espesor de capas gruesas y algunas muy gruesas de lodolitas a arcillolitas rojizas - violetas. Presenta fisilidad y esporádicamente son compactas. El contacto entre las capas es difuso.

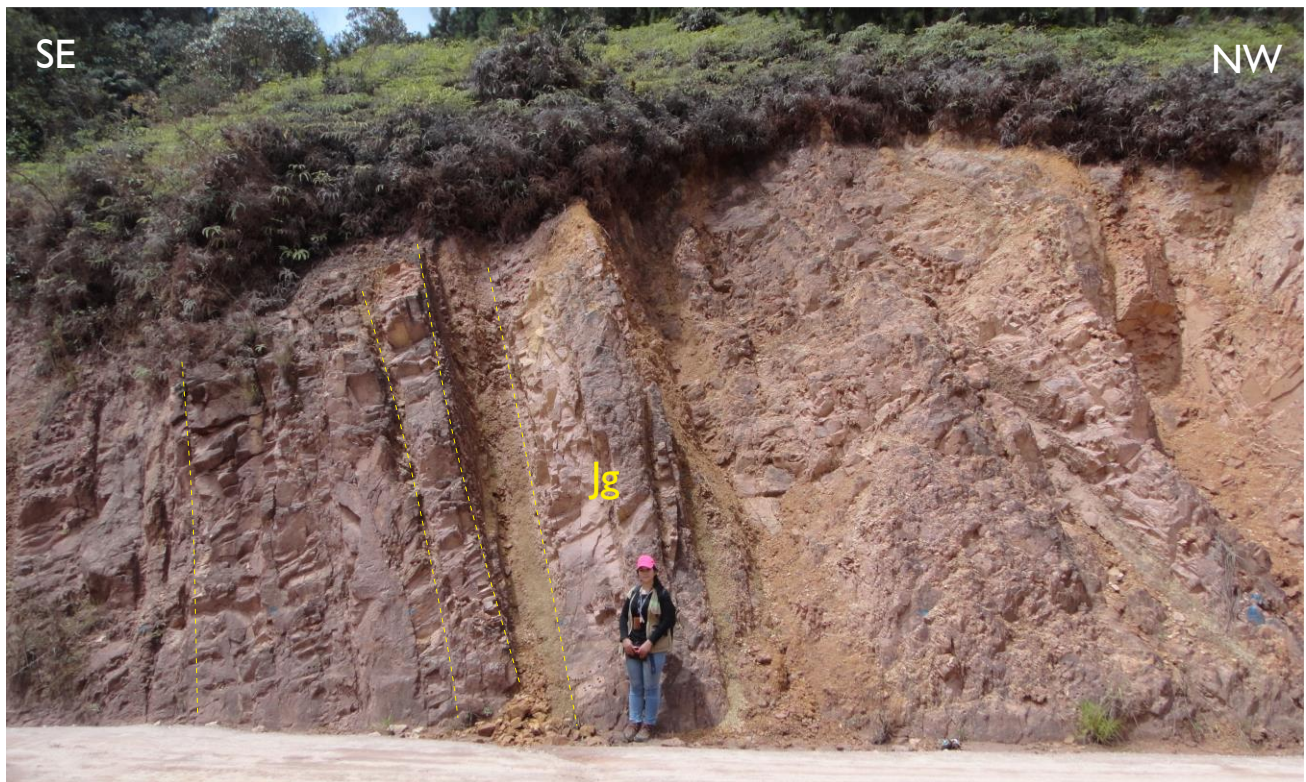


Figura 39. Afloramiento de la Formación Angostura del Río Lebrija, cuya litología predominante son areniscas lodosas rojizas intercaladas por lodolitas. Adicionalmente, en este punto se presenta una inversión estratigráfica de la secuencia.



Esta gran sucesión siliciclástica fue depositada en Jurásico - Cretácico en ambientes continentales; fluviales y lacustre fluvial (Cediel, 1968; Clavijo, 1985; Laverde, 1985; Etayo-Serna, 1989; Royero y Clavijo, 2001)

7.2.2 Formación Los Santos. La formación posee un espesor total medido de 258 m, los cuales fueron divididos en tres segmentos:

Segmento I a partir de los 716 m hasta los 777 m (61 m). Consisten en capas potentes de geometrías tabulares e irregulares, asociadas en estratos uniformes, con espesores gruesos a muy gruesos de areniscas intercaladas con algunas capas gruesas de lodolitas. Las areniscas son de color amarillas pardo, el tamaño de los granos es medio a fino, con partículas subredondeadas, de matriz lodosa y buen calibrado. La laminación que poseen es plano paralela y ocasionalmente planar inclinada y presentan bioturbación moderada a alta en escasas capas. En su mayoría se clasificaron en cuarzoareniscas. Las lodolitas a arcillolitas son de color gris – rojizo claro. El contacto entre las areniscas y lodolitas es ondulado, al igual que entre algunas areniscas pero predomina entre ellas el contacto neto.

El segmento siguiente, II segmento, abarca desde los 777 m hasta los 807 m (30 m). Este segmento presenta una asociación de estratos aleatorios, desde capas gruesas a muy gruesas de lodolitas intercaladas por capas de areniscas del mismo espesor. La base consiste en lodolitas arcillosas intercaladas con areniscas, seguida de lodolitas limosas intercaladas con lodolitas arcillosas y algunas capas de areniscas. Las lodolitas son de color gris verdosas y presentan en todo el segmento moderada bioturbación. Las areniscas son de color amarillas pardo, tamaño de grano muy fino, con partículas subredondeadas, de matriz lodosa y buen calibrado. En su mayoría se clasificaron como subarcosas. Presentan laminación plano paralela y hacia el techo la estructura es masiva. Los contactos entre las areniscas y las lodolitas son ondulados. El segmento III,



comprendido desde los 807 m hasta los 974 m (167 m). Constituye una asociación de estratos aleatorios de geometría canaliforme, desde capas gruesas a muy gruesas de potentes de areniscas intercaladas con capas de igual espesor de lodolitas y en la base la intercalan algunas capas gruesas de conglomerados. Las areniscas son de color amarillo pardo, tamaño de grano medio a grueso, con partículas subredondeadas, moderadamente calibradas y armazón granosoportado. La estratificación es masiva generalmente, en algunas pocas capas de la base presenta laminación plano paralela y en niveles superiores presenta laminación planar inclinada y algunos plano paralela e intraclastos de lodolitas (Ver figura 40). En su mayoría se clasificaron en arcosas. Las lodolitas son arcillosas y desde niveles medios, su composición es limosa a arenosa principalmente. Las lodolitas limosas presentan contenido de micas. El tamaño de los clastos en los conglomerados son de tipo guijarros a guijos. El contacto entre las areniscas y las lodolitas es ondulado y entre las capas de areniscas es ondulado y en algunos casos neto.

Los sedimentos de la formación fueron depositados durante el Berriasiano (Cediel, 1968; Etayo-Serna y Rodríguez, 1985) en un ambiente fluvial (Renzoni, 1985; Clavijo, 1985; Laverde, 1985). Estratigráficamente el contacto con la formación Angostura del Rio Lebrija es transicional de acuerdo con Laverde y Clavijo (1985) para la zona de Zapatoca, así como en la Mesa de Los Santos (Blanco y Rincon, 2004).

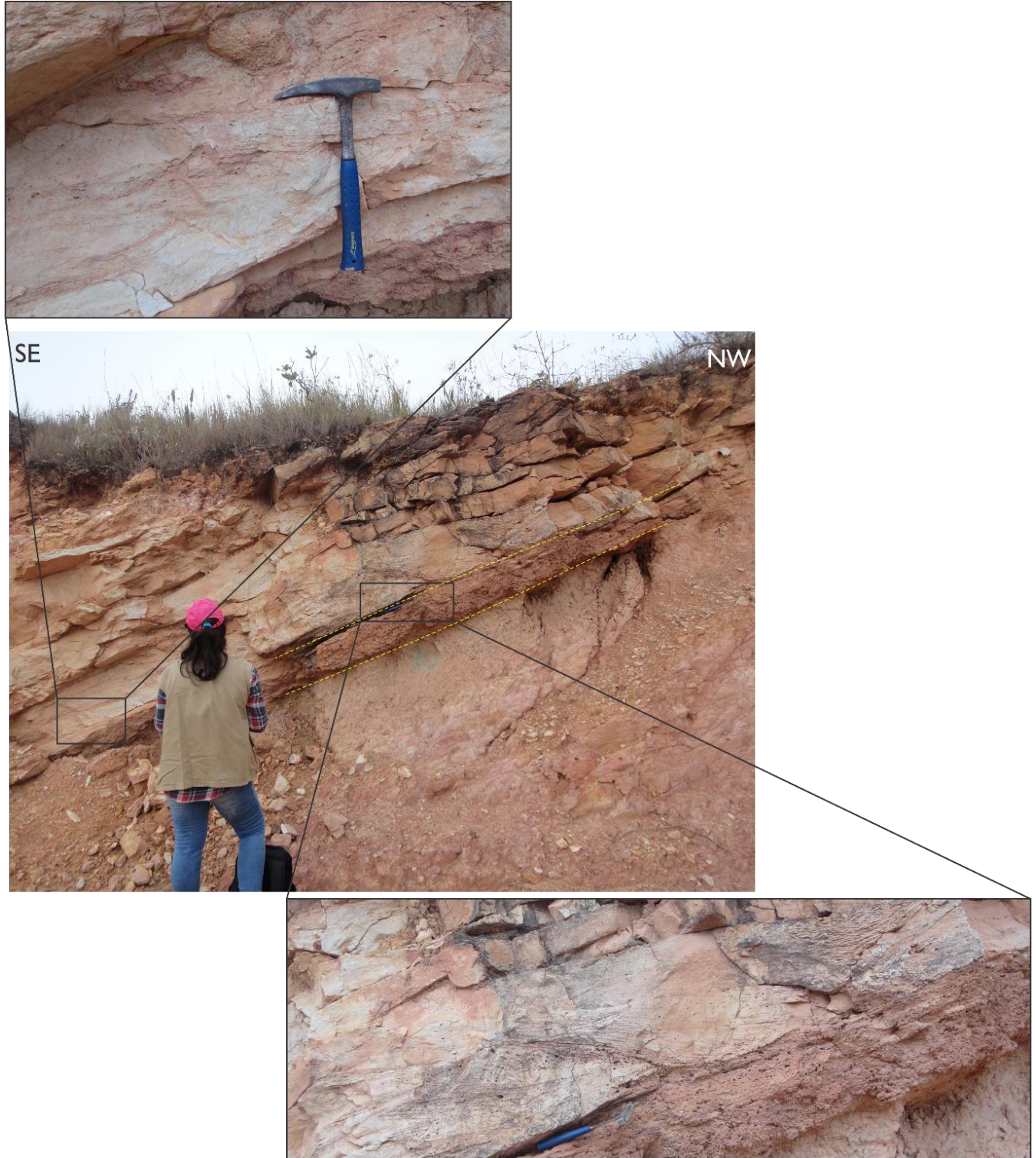


Figura 40. Afloramiento de la Formación Los Santos, se presentan capas de areniscas subarcosas con presencia de laminación planar inclinada y cruzada en artesa.



7.2.3 Formación Cumbre. Estratigráficamente está representada desde los 974 *m* hasta los 1010 *m* de la columna detallada realizada, con un espesor de 36 *m*. El segmento I va desde los 974 *m* hasta los 979 *m* (5 *m*); está constituido por una sucesión de estratos rítmicos, de capas gruesas de areniscas y lodolitas. Las areniscas son de color rojizo claro, tamaño de grano fino, con alto contenido de cuarzo y las lodolitas son arcillolitas de color gris medio. El contacto entre las areniscas y las lodolitas es ondulado. Segmento II desde los 979 *m* hasta los 993 *m* (14 *m*), representado por arcillolitas de color rojo con presencia de materia vegetal en los niveles inferiores y contenido fósil, bivalvos y gasterópodos pequeños. En los niveles medios se presentan intercaladas capas medias de areniscas de color amarillo claro a gris, de tamaño de grano muy fino, en contactos netos. Seguido el segmento III, desde los 993 *m* hasta los 1004 *m* (11 *m*) compuesto por una sucesión rítmica de capas gruesas de cuarzoareniscas intercaladas con capas medias a gruesas de lodolitas. Las areniscas son de color gris oliva, granocrecientes; en los niveles inferiores hay presencia de *Thalassinoides*. Presenta laminación plano-paralela, y en los últimos niveles laminación cruzada. Las lodolitas son arenosas de color rojizo oscuro y están en contacto neto con las areniscas. Por último segmento IV, comprendida desde 1004 *m* hasta los 1010 *m* (6 *m*) se encuentran lodolitas a limolitas de color gris oscuro.

Estos depósitos areníticos-lodolíticos fueron depositadas durante el Berriasiano según Etayo y Rodríguez (1985) y Valanginiano Inferior según Hubach (1957), Julivert (1958) y Renzoni y Ospina (1969) en Pulido, 1973. El ambiente de depositación es transicional, dominado por ríos de alta sinuosidad y en llanuras subacuosas de inundación, relacionado con la progradación de un delta (Renzoni, 1985; Clavijo, 1985; Laverde y Clavijo, 1985; Laverde, 1985); además Mendoza (1985) afirma que la formación documenta el avance oscilante de la transgresión marina del Cretácico. El contacto inferior con la Formación Los Santos es transicional según Laverde (1985).



7.2.4 Formación Rosablanca. El espesor medido fue de 116 m, pertenecientes a los primeros niveles de la formación y los cuales fueron subdivididos en dos segmentos para su descripción: Segmento I abarca desde los 1010 m hasta los 1115 m (105 m). Corresponde con una sucesión de estratos rítmicos de capas gruesas y muy gruesas de calizas y capas gruesas predominantemente de *shale*, en geometría tabular. Las calizas son de color gris oscuro de tipo *wackestone* principalmente, exceptuando los primeros 10 m que son de tipo *mudstone*, ciertas capas presentan alteración a caliche. El contenido fósil es abundante; Bivalvos, moluscos, equinodermos, cefalópodos, braquiópodos y *Thalassinoidea*. Presentan estratificación masiva y esporádicamente se encuentran venas de calcita. El *shale* es de color gris oscuro a negro ligeramente calcáreo y generalmente presenta fisilidad. El contacto entre las capas de calizas y *shale* es neto. El segmento II está definido desde los 1115 m hasta los 1126 m (11 m) representados por una sucesión de estratos uniformes de geometría tabular de areniscas lodosas en capas muy gruesas, de color amarillo pardo, altamente meteorizadas, de tamaño de grano muy fino y presenta laminación cruzada. El contacto entre estas areniscas es neto.

Estos sedimentos fueron depositados durante el Valanginiano – Hauteriviano Inferior (Etayo y Rodríguez, 1985; y Moreno, 1989, en Rubiano, 1989) en un ambiente submareal, de poca profundidad con oscilaciones marinas según Guzmán (1985), Alfonso (1985), y Renzoni (1985). El contacto con la Formación Cumbre es transicional, reportado por Mendoza (1985) y Royero y Clavijo (2001).

7.2.5 Formación Paja. La formación fue descrita por primera vez por Wheeler, O. C. y está expuesta al límite Norte de La Quebrada La Paja donde desemboca en el Río Sogamoso. Compuesta por shales negros, ligeramente calcáreos y comúnmente micáceos y limosos con laminación delgada, intercalados de calizas grises y areniscas grises amarillentas de grano fino.



Los metros más bajos de la formación contienen concreciones de calizas, nódulos septáreos, y venas de calcita. Las concreciones de caliza alcanzan diámetros de 30 cm y los nódulos septáreos son más pequeños, con grietas de calcita. El espesor de la formación varía desde los 125 m hasta 625 m en la sección tipo. El contacto con la Formación Rosablanca es concordante (Morales, 1958; Moreno y Sarmiento, 2002; Sarmiento, 2011). Los sedimentos se depositaron en una edad oscilante entre Barremiano y Aptiano según Morales (1958), Julivert (1963) y Patarroyo (1997), mientras que en un estudio realizado por Etayo (1968) la edad es Hauteriviano – Aptiano Superior y fue depositada en un ambiente marino poco profundo y de circulación restringida.

7.2.6 Formación Tablazo. El nombre de la formación fue dado por Wheeler, O. C., y definida por Morales (1958) en la sección tipo que está ubicada al este de pueblo Tablazo donde la carretera Bucaramanga – San Vicente de Chucuri atraviesa el Río Sogamoso (Pulido, 1979). La formación está conformada en la parte inferior por capas masivas de calizas predominantemente, de color gris azulado, de textura gruesa y con alto contenido fósil, orientados de forma irregular y la parte superior compuesta principalmente por margas limosas calcáreas, en capas masivas. El espesor de la formación varía en un rango desde los 150 m en la sección tipo hasta los 325 m en otras localidades y el contacto con La Formación Paja es conforme (Morales, 1958). Los sedimentos fueron depositados según Morales (1958) en el Aptiano Superior – Albiano Inferior y para Moreno y Sarmiento (2002) Albiano Inferior, en un ambiente nerítico, poco profundo, afectado por variaciones del nivel del mar y por causas tectónicas (Royero y Clavijo, 2001; Villamizar, 2012).

7.2.7 Formación Simití. El nombre de la formación fue por primera vez usado por un grupo de geólogos de Intercol en 1953 y su sección tipo está ubicada a lo largo del límite Sur de La Ciénaga Simití (Bolívar). Conformada por capas de *Shales* carbonáceos, de color gris a negro,



localmente calcáreas y concreciónales (Morales, 1958). Las concreciones son fosilíferas y localmente presentan aceite liviano de color verde en las cámaras de las amonitas. Las amonitas son más numerosas en la parte superior de hasta 3 metros en su máxima dimensión. En los niveles superiores, se encuentran localmente conglomerados, con tamaño de sus clastos tipo guijarros, nódulos de fosfato, dientes de pescado y areniscas. En la sección tipo de la Formación es de 410 *m*, pero tiene un rango de 250 - 650 *m* en toda la zona. El contacto con la Formación Tablazo es conforme y relativamente agudo. La formación se depositó en el Albiano en un ambiente marino nerítico bajo a medio, y superficial en los sedimentos de la parte superior (Morales, 1958; Royero y Clavijo, 2001; Moreno y Sarmiento, 2002).

7.2.8 Formación La Luna. La formación fue definida por Hedberg y Sass (1937) en su sección tipo localizada en el distrito de Perijá, Venezuela y probablemente nombrada por primera vez por geólogos de Caribbean Petroleum Company. En Colombia, en la cuenca del Valle Medio del Magdalena, se subdivide en tres miembros de base a techo: La Salada, Pujamana y Galembó, reportados por Wheeler O. C. (Morales, 1958).

7.2.8.1 Miembro Salada. Designado en la sección tipo ubicada al límite norte del Río Sogamoso en la desembocadura de la Quebrada Salada. Compuesta por *shales* limosos duros, de color negro, finamente laminados, en capas delgadas; ocasionalmente se presentan calizas negras de textura fina, en capas delgadas. Presenta rayas y concreciones de pirita, puras o mezcladas con las calizas. El máximo diámetro alcanzado por las concreciones es de 10 – 15 *cm*. Los sedimentos fueron depositados en el Turoniano Inferior en un ambiente marino relativamente profundo, con fondos poco ventilados. El espesor varía entre los 50 y los 100 *m* (Morales, 1958; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2015).



7.2.8.2 Miembro Pujamana. Designado a los estratos expuestos en La Quebrada Pujamana, un tributario del Rio Sogamoso. Representado por *shales* calcáreos, de color gris a negro, en capas delgadas, con presencia de biomicritas de foraminíferos bentónicos con parcial silicificación y capas medias de chert biogénico. Miembro depositado en el Turoniano Superior y posiblemente Coniaciano Inferior en un mar profundo, poco ventilado. El espesor de la formación varía entre los 50 – 225 *m* (Morales, 1985; Sarmiento *et al.*, 2015).

7.2.8.3 Miembro Galembó. Unidad expuesta al Oeste de La Quebrada Pujamana cerca de la boca con el Rio Sogamoso. Representada por *shales* calcáreos intercalados con caliza argílica. Los *shales* son duros en capas delgadas, de color negro, con concreciones calcáreas discoidales, amonitas con dimensiones máximas de 8 *m*. Estas capas son intercaladas por capas de chert de color azul-negro y cerca al tope se encuentran horizontes fósiles. El espesor varía desde los 180 *m* en la sección tipo y 350 *m* en otras partes del valle. Miembro fue depositado en el Coniaciano y posiblemente Santoniano en un ambiente similar al Miembro Pujamana, pero los niveles superiores fueron depositados en un mar poco profundo (Morales, 1985; Sarmiento *et al.*, 2015).

7.2.9 Formación Umir. El nombre de la formación fue por primera vez usado por un grupo de geólogos de Intercol en 1953 y su sección tipo está ubicada a lo largo del límite Sur de La Ciénaga Simití (Bolívar). Conformada por capas de *Shales* carbonáceos, de color gris a negro, localmente calcáreas y concreciónales (Morales, 1958). Las concreciones son fosilíferas y localmente presentan aceite liviano de color verde en las cámaras de las amonitas. Las amonitas son más numerosas en la parte superior de hasta 3 metros en su máxima dimensión. En los niveles superiores, se encuentran localmente conglomerados, con tamaño de sus clastos tipo guijarros, nódulos de fosfato, dientes de pescado y areniscas. En la sección tipo de la Formación es de 410 *m*, pero tiene un rango de 250 - 650 *m* en toda la zona. El contacto con la Formación Tablazo es



concordante. La formación se depositó en el Albiano en un ambiente marino, nerítico bajo a medio, y superficial en los sedimentos de la parte superior (Morales, 1958; Royero y Clavijo, 2001; Moreno y Sarmiento, 2002).

7.2.10 Formación Lisama. Primera Formación perteneciente al Paleogeno. La formación fue nombrada por primera vez por T. A. Link en 1925. Su sección tipo está ubicada en La Quebrada Lisama, tributario del Río Sogamoso, en la parte noreste de la concesión De Mares. Constituidos por shales moteados de colores rojizos, marrones, grises claros y grises, con intercalaciones de capas de areniscas de grano medio a fino de color gris a gris verdoso y marrón. Las areniscas son de grano más grueso en el tope con algunos niveles de carbón. El espesor se encuentra entre los 1.000-1.200 m, depositados en el Paleoceno en un ambiente lagunar-deltaico, representando la transición de depósitos marinos de la anterior formación a continentales. El contacto con La Formación Umir es conforme, gradacional (Van Der Hammen, 1958; Morales, 1985; Royero y Clavijo, 2001).

7.2.11 Formación La Paz. Su sección tipo se encuentra localizada en la cresta extendida al Este del Valle de Magdalena ente los ríos Sogamoso y Lebrija. Constituidas por areniscas conglomeráticas masivas de color gris claro, en capas cruzadas, en la parte baja y media de la formación se encuentra capas intercaladas de limolitas grises y *shales*. Es espesor aproximado en la sección tipo es de 1000 m, en los campos petroleros disminuye hasta los 150-200 m, y en la Quebrada La Putana alcanza los 460 m (Ward *et al.*, 1973). Depositada en el al Eoceno Superior, de origen continental, en un ambiente de corrientes trenzadas. El contacto con La Formación Lisama es discordante, erosivo (Morales, 1985; Royero y Clavijo, 2001; Caballero, 2010).

7.2.12 Formación Esmeraldas. Probablemente fue nombrada por primera vez por geólogos de Gulf Oil Company en una exposición del Río Sogamoso, en el caserío de La Esmeralda y



publicado tiempo después por Wheeler (1935) (Royero y Clavijo, 2001). Constituidas por capas delgadas a laminadas de areniscas duras de color gris claro – verdosas, de tamaño de grano fino, micáceas e intercalaciones de limolitas con *shales* grises oscuros localmente moteados de marrón, rojo y púrpura. El espesor de la formación para la zona de estudio varía entre los 500-740 m, depositados en el Eoceno Superior – Oligoceno en un ambiente estuarino con influencia fluvial. El contacto con La Formación La Paz es concordante y transicional (Morales, 1985; Royero y Clavijo, 2001; Caballero, 2010).

7.2.13 Formación Mugrosa. Por primera vez el nombre fue usado por A. K. McGill, su nombre fue tomado por La Quebrada Mugrosa, donde se determinó su sección tipo (Morales, 1958). Está compuesta de lodolitas, predominantemente varicoloreadas, marrón rojizo, gris, amarillo rojizo, en niveles muy gruesos, con estratos de areniscas granulosas blancas, no cementadas, con gradación normal y en la base presencia de capas muy gruesas de conglomerados. Se reportan espesores que van desde los 500 m hasta 850 m (Fonseca, 2009); depositada en el Oligoceno en un ambiente continental, fluvial. El contacto con La Formación Esmeralda es discordante (Morales, 1985; Royero y Clavijo, 2001; Caballero 2010).

7.2.14 Formación Colorado. El nombre de la formación dado por A. K. Gil en 1929, tomado del Río Colorado (Morales, 1985). Compuesta de *shales* masivos, de color gris claro, púrpura y rojos, intercalados de capas variables de areniscas. Las areniscas son generalmente masivas de color blanco, grises a pardo, de tamaño de grano fino a grueso. En el techo presenta un horizonte fósil de 100 m, denominado La Cira, una sucesión de *shales* carbonáceos de color gris a negro, compactados, con areniscas de color verde claro, de tamaño de grano medio, de pocos metros de espesor. Según Royero y Clavijo (2001), el espesor para la formación varía entre los 1.200 m y 2.500 m, depositados en el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior en un ambiente de abanicos



aluviales y fluviales. El contacto con La Formación Mugrosa es concordante (Morales, 1985; Royero y Clavijo, 2001; Caballero 2010; Sarmiento, 2015).

7.3 Geología Estructural

La zona de estudio hace parte del flanco oriental de un plegamiento regional denominado por Osorio (2016) como Anticlinorio de los Yariguíes, el cual va desde la Falla de San Vicente al oeste, hasta la Falla del Suárez al este. Se reconocen dos patrones de fallas; unas longitudinales con orientación aproximada N-S y el segundo es un patrón de fallas transversales con orientación W-E que se encuentran controlando el sistema de drenajes y las estructuras presentes. En el bloque yacente de la Falla de Zapatoca se observan pliegues suaves y amplios (Sinclinal de Zapatoca); mientras que en el bloque colgante se observan pliegues más apretados que en algunos casos llegan a presentar inversión estratigráfica (Ver figuras 47 y 48). Estas estructuras se trazaron con base en criterios geomorfológicos, estructurales y litológicos, que fueron reconocidos en campo y con ayuda de un mapa de sombras e imágenes satelitales.

Se realizan seis cortes geológicos, de los cuales cinco son locales y uno es regional. En cuanto a los cortes locales, se trazan con una orientación aproximada WNW-ESE con el fin de mantenerlos perpendiculares al rumbo de las estructuras principales, y se realizan al norte y sur de cada una de las fallas transversales para observar los cambios en la deformación causados por estas. Además se incluye un corte longitudinal que permite observar mejor la cinemática de las zonas transversales.

Los espesores utilizados en los cortes para el área de estudio se encuentran en la tabla 2, los cuales fueron extraídos de la bibliografía a excepción de las formaciones Cumbre y Los Santos, que fueron medidos en este trabajo mediante poligonales y bastoneo.



En el caso de la Formación Angostura del Río Lebrija, Navas (1963) realiza un estudio detallado en la sección del Río Lebrija, en donde se presenta con una potencia de 2.600 m, los cuales se encuentran ampliamente distribuidos al W de la Falla del Suárez; sin embargo, al E el espesor disminuye considerablemente pues solo se encuentran los niveles inferiores, alcanzando un espesor aproximado de 1.000 m; por otro lado, Julivert *et al.* (1964) reporta un espesor de 1.700 m aproximadamente en esta misma área.

A continuación se presenta una descripción de cada una de las estructuras encontradas en el área de estudio.

Tabla 2. Espesores de las formaciones en los cortes geológicos

Unidad Litoestratigráfica	Espesores Reportados	Autor	Espesor Usado (m)
Fm Colorado	1.200 - 2.500 m	Royero y Clavijo (2001)	1.300
Fm Mugrosa	500 - 850 m	Royero y Clavijo (2001)	750
Fm Esmeraldas	575 - 740 m	Ward <i>et al.</i> (1973)	740
Fm La Paz	460 m	Ward <i>et al.</i> (1973)	460
Fm Lisama	1.100 - 1.200 m	Ward <i>et al.</i> (1973)	1150
Fm Umir	1.000 - 1.400 m	Royero y Clavijo (2001)	1.000
Fm La Luna	275 - 575 m	Ward <i>et al.</i> (1973)	300
Fm Simití	250 - 650 m	Royero y Clavijo (2001)	568
Fm Tablazo	150 - 325 m	Royero y Clavijo (2001)	227
Fm Paja	125 - 625 m	Royero y Clavijo (2001)	375
Fm Rosablanca	150 - 425 m	Royero y Clavijo (2001)	370
Fm Cumbre	25 - 53 m	Royero y Clavijo (2001)	36
Fm Los Santos	295 m	Laverde y Clavijo (1985)	258
Fm Angostura del Río Lebrija	2.600-4.650/ 1.700 m	Navas (1963) - Cediél (1968) / Julivert <i>et al.</i> (1964)	2.600/1.700
Fm Jordan	300 m	Ward <i>et al.</i> (1973)	300

7.3.1 Falla del Suárez. Esta falla se encuentran en la región este de la zona de estudio paralela al Río Sogamoso con un rumbo aproximadamente N-S, sin embargo, en donde el río cambia de curso con dirección noroeste, la falla cambia su rumbo también atravesando el río con una

orientación noreste y que posteriormente según Ward *et al.* (1973) continua paralela al Río de Oro. El trazo de la falla es poco sinuoso por lo que se interpreta como una falla de alto ángulo con buzamiento hacia el oeste, que pone en contacto rocas de la Formación Angostura del Río Lebrija con formaciones Cretácicas que incluyen hasta Paja sugiriendo una cinemática inversa (Ver figura 41).

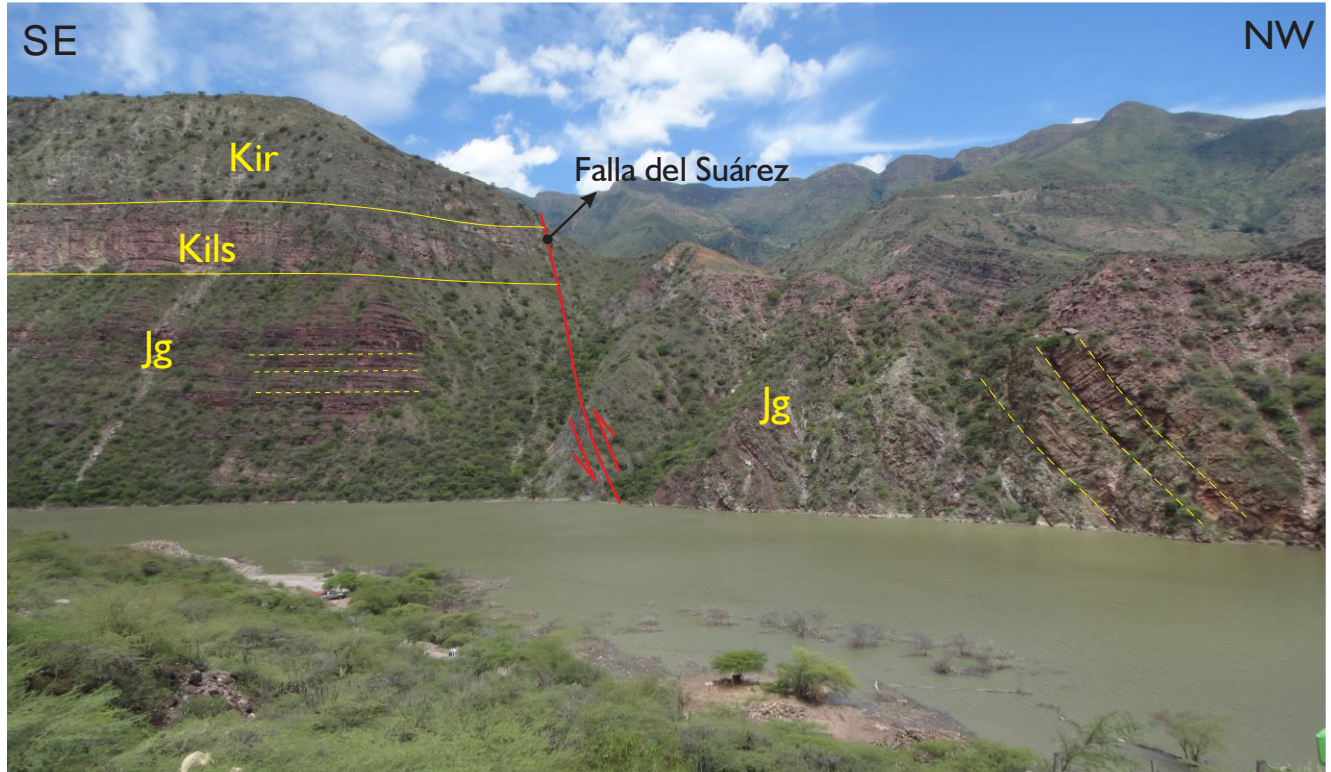


Figura 41. Falla del Suárez con buzamiento hacia el NW a la altura del Río Sogamoso. En este punto, la Falla del Suárez pone en contacto rocas de la Formación Angostura del Río Lebrija con las formaciones Los Santos y Rosablanca.

En los cortes realizados en este trabajo se puede apreciar que el desplazamiento de la Falla del Suárez varía entre los 2.500 m a los 2.700 m. Por otro lado, los cambios de espesores que presenta la Formación Angostura del Río Lebrija en el bloque colgante y yacente de la permiten inferir que esta estructuras es una falla normal antigua que sufrió inversión tectónica (Ver figura 46).

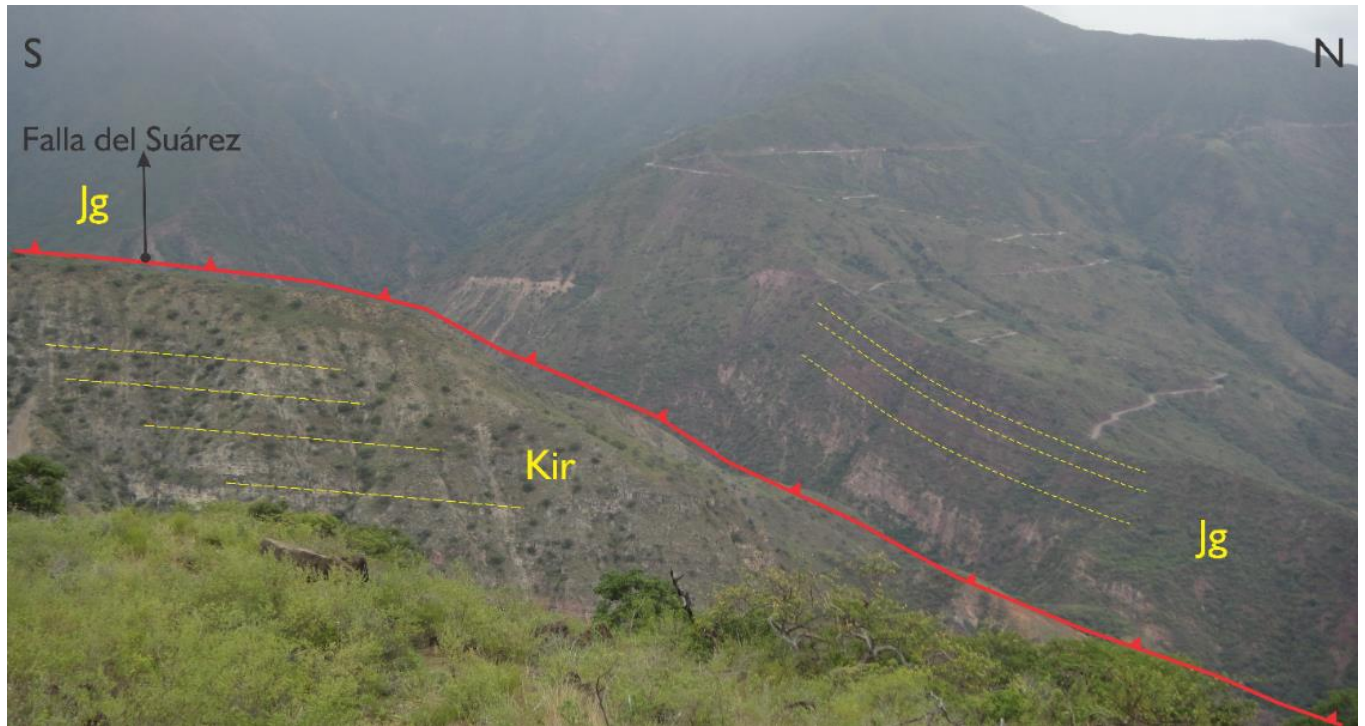


Figura 42. Cambio de rumbo de la Falla del Suárez.

7.3.2 Falla de Zapatoca. Esta estructura con rumbo aproximadamente NNE-SSW corresponde a una falla inversa de alto ángulo que buza al oeste y cuyo trazo ha sido afectado por una serie de fallas transversales que se encuentran a lo largo de la zona de estudio. En general pone en contacto rocas de la Formación Los Santos con la Formación Rosablanca, aunque en parte de su tramo pone en contacto rocas de la Formación Rosablanca con la misma Formación Rosablanca (Ver figura 43). El desplazamiento vertical medido en los cortes realizados varía entre los 135 y 145 m.

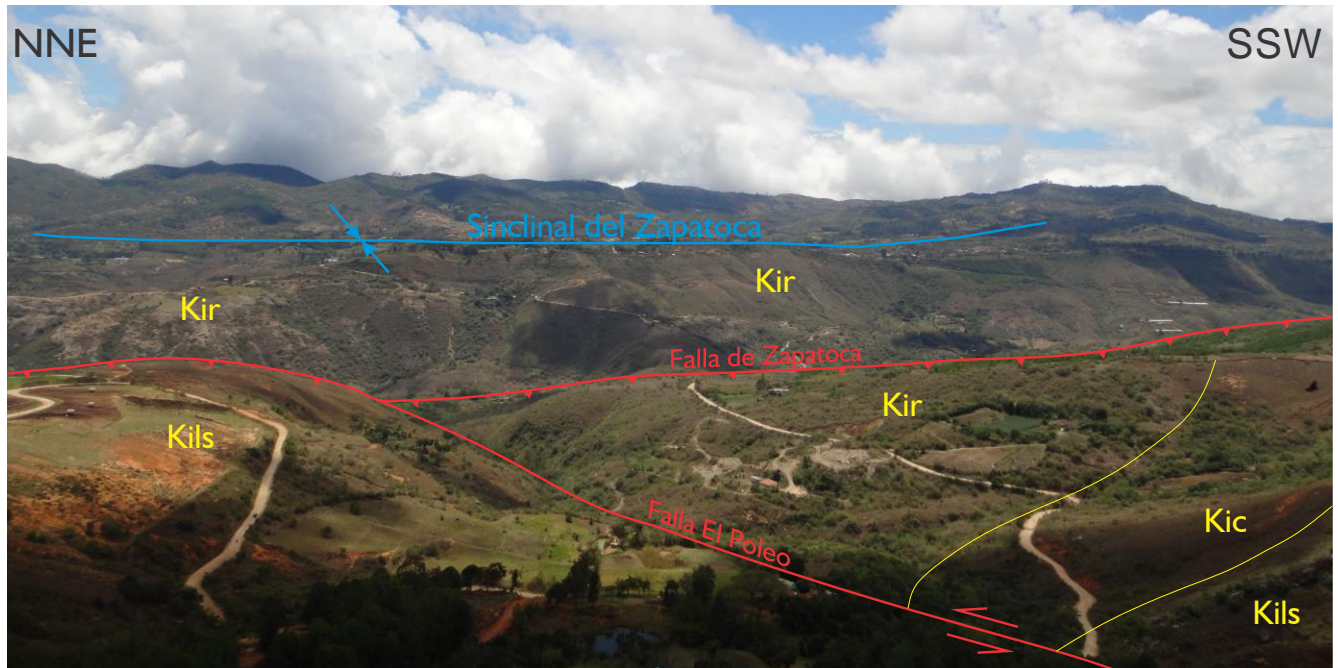


Figura 43. Vista panorámica en donde se pueden observar las principales estructuras de la zona de estudio (Sinclinal de Zapatoca, Falla de Zapatoca y Falla El Poleo) y la relación que existe entre ellas.

7.3.3 Falla El Ramo. Se encuentra al oeste de la zona de estudio siguiendo el trazo de la Quebrada El Ramo, con un rumbo aproximado N-S. Esta falla inversa presenta una vergencia hacia el este y se encuentra afectando únicamente a la Formación Angostura del Río Lebrija, motivo por el cual el desplazamiento calculado mediante los cortes realizados presenta un alto grado de incertidumbre; sin embargo de acuerdo con la interpretación realizada se proponen desplazamientos entre los 130 y 200 m. Adicionalmente se propone que esta falla corresponde a una estructura de tipo *back-thrust* (Ver figura 46).

7.3.4 Fallas Transversales. Estas fallas se identifican por cambios abruptos en las estructuras en dirección N-S y por ende en los datos estructurales; adicionalmente las litologías se encuentran interrumpidas y yuxtapuestas a lo largo de su rumbo. En general estas fallas son subverticales, con una dirección aproximada W-E y que controlan la deformación provocando diferencias



importantes en las estructuras al norte y sur de las mismas. De norte a sur se encuentran las fallas de las quebradas Quebraditas, El Guayabo, El Poleo, La Higuera, y La Durana; a las cuales se les atribuye una cinemática sinistral con una componente vertical normal, esto teniendo en cuenta únicamente la cartografía y cortes geológicos realizados en este trabajo (Ver apéndice E).

7.3.4.1 Falla El Poleo. Se reconoce en campo principalmente por el cambio en las estructuras y la litología al norte y sur de la falla, de acuerdo con los datos tomados en campo, al sur de la falla se presenta un pliegue tipo sinclinal en cuyo núcleo aflora la Formación Rosablanca; mientras que al norte de esta estructura se presenta un pliegue tipo anticlinal en donde se encuentra presente únicamente la Formación Los Santos (Ver figura 44). En el mapa y en los cortes realizados se evidencia el comportamiento sinistral (Ver Figura 49).

7.3.5 Sinclinal de Zapatoca. Es un pliegue suave con una orientación NNE- SSW que se encuentra en el bloque colgante de la Falla del Suárez, al este de la Falla de Zapatoca. Su longitud aproximada es de 15 kms y presenta cabeceo tanto al sur como al norte. El Sinclinal es ligeramente asimétrico, en donde el flanco oriental está más inclinado que el occidental. Adicionalmente, se pueden observar algunas estructuras al interior del pliegue como fallas inversas y replegamientos (Ver figura 45).

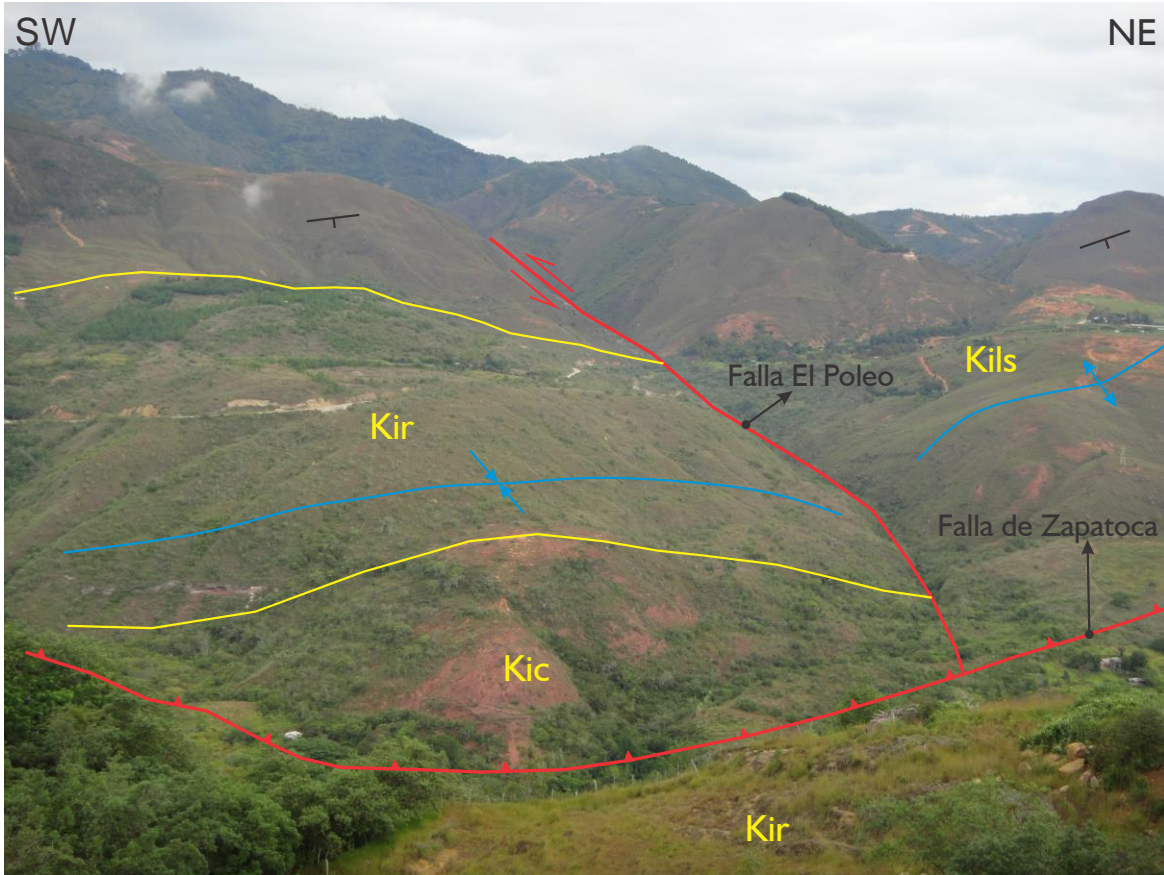


Figura 44. Fotografía en donde se evidencia el control estructural que ejerce la zona transversal, en este caso denominada Falla El Poleo. En la figura se observa el cambio de las unidades litológicas y de las estructuras formadas al norte y sur de la falla.



Figura 45. Panorámica en donde se observan los dos flancos del Sinclinal de Zapatoca. El flanco este presenta buzamientos mayores que el flanco oeste.



Adicionalmente se realiza una breve descripción de las principales estructuras incluidas en el mapa geológico regional con base en la información obtenida en la bibliografía:

Fallas: de este a oeste encontramos la Falla La Salina, la cual representa el límite entre la Cordillera Oriental con la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (Julivert, 1961). Esta estructura se define como una falla inversa de alto ángulo que buza al este, tiene desplazamiento de rumbo lateral derecho (Ward *et al.*, 1973; INGEOMINAS, 1988 en Royero y Clavijo, 2001) y pone en contacto rocas del Cretácico Inferior al este sobre rocas del Cretácico Superior y Cenozoico al oeste (Acosta, 2002). Se considera además que esta estructura corresponde a una antigua falla normal que fue reactivada e invertida durante la orogenia Andina (Colleta *et al.*, 1990; Dengo y Covey, 1993). A continuación se encuentra la Falla La Putana; una falla inversa con vergencia al este y rumbo NNE, derivada de la Falla La Salina como una estructura de tipo *back-thrust* que afecta el flanco oriental del Sinclinal del Nuevo Mundo. Pone en contacto unidades Cretácicas Superiores (Formación Umir) o Cenozoicas (Formación Lisama) con unidades Cenozoicas (Formación Lisama) (Jaimes y López, 2015). Seguida de la Falla de Flores que según Jaimes y López (2015), es una estructura de tipo inverso, con rumbo NNE, alto ángulo y vergencia al oeste; derivada de la Falla San Vicente y que afecta rocas de edad Jurásica y la secuencia Cretácica. Y por último la Falla de San Vicente que se reconoce como una estructura con cinemática inversa, de alto ángulo, rumbo NNE y vergencia al oeste; afecta rocas Jurásicas y la secuencia Cretácica suprayacente (Jaimes y López, 2015).

El pliegue principal que se identifica corresponde al Anticlinal La Colorada. Jaimes y López (2015) proponen este nombre al pliegue ubicado en la vereda La Colorada, ubicado al suroeste de la plancha 120 III C; el cual presenta una orientación NNE, con cabeceo hacia el norte y cuyo eje

axial se encuentra afectado por una falla inversa que pone con buzamiento al este que pone en contacto las formaciones Angostura del Río Lebrija y Simití (?).

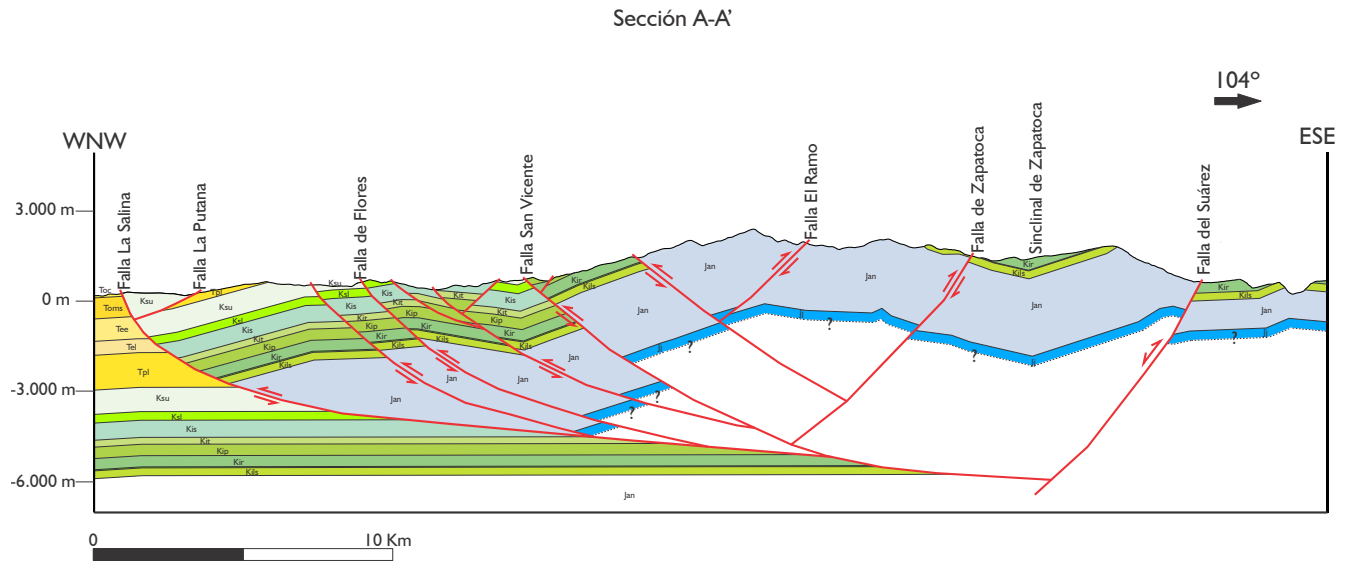


Figura 46. Corte geológico regional (Ver apéndice F)

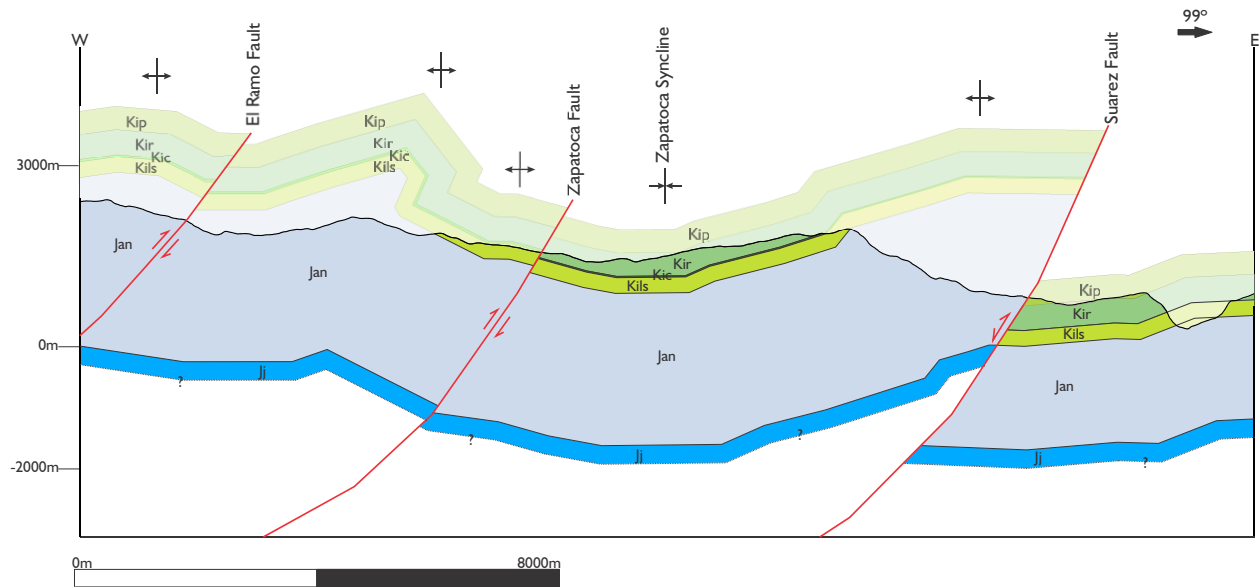


Figura 47. Corte C-C' ubicado al norte de la Falla El Poleo con orientación aproximada W-E

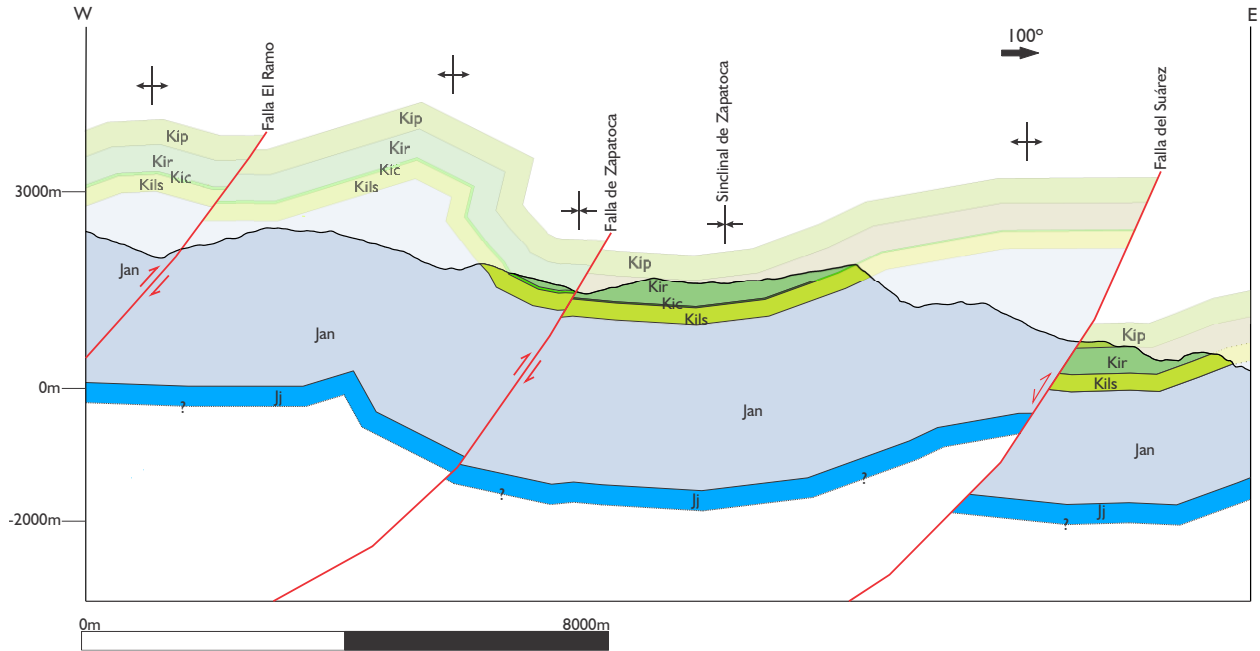


Figura 48. Corte D-D' ubicado al sur de la Falla El Poleo con una orientación aproximada W-E

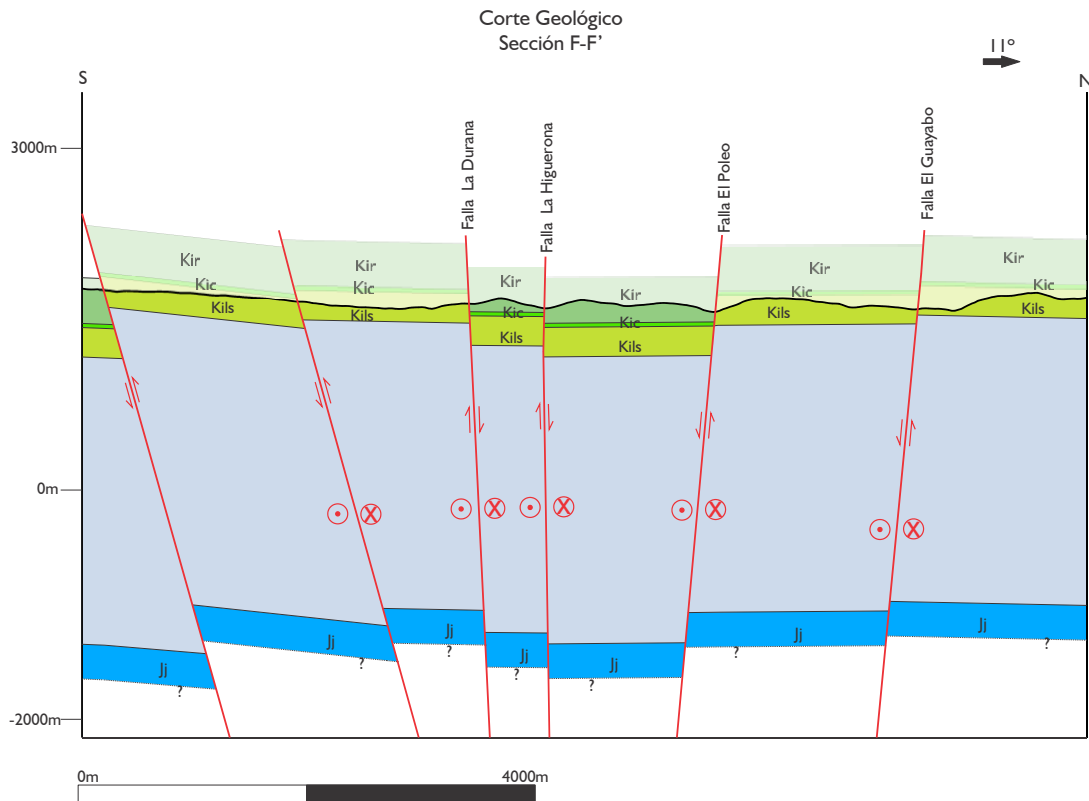


Figura 49. Corte F-F' con orientación aproximada N-S en la cual se representan las zonas transversales propuestas en el área de estudio.



8. Discusión

8.1 Estratigrafía

Los sedimentos Pre-Cretácicos y Cretácicos han sido motivo de controversia, Etayo (1989) señala que la creciente incertidumbre de la nomenclatura y la ausencia en la concordancia de los términos estratigráficos originales se convierten en la necesidad de emplear nuevos conceptos en la arquitectura facial de las unidades, además de la estandarización de la nomenclatura; lo cual traerá beneficios para los siguientes estudios de estratigrafía aplicada. Cediél (1968) formula conceptos claros sobre la estratigrafía y desarrollo sedimentológico del Grupo Girón; posteriormente Etayo *et al.* (1985) mediante una metodología de campo realizan un estudio de la estratigrafía y distribución de los diversos grupos de fósiles con el cual propone una estandarización de la nomenclatura litoestratigráfica para las unidades depositadas a finales del Jurásico y comienzos del Cretácico, entre las cuales se incluyen las formaciones Angostura del Río Lebrija y Los Santos que pertenecen al Grupo Girón; y la Formación Cumbre.

La Formación Angostura del Río Lebrija, denominada así en la nomenclatura empleada por Etayo (1989) a la anteriormente llamada Formación Girón por Cediél (1968); ha sido descrita por diversos autores, entre ellos Clavijo (1985) en la sección de La Quebrada Piedra Azul al NW de Bucaramanga, en donde presenta una secuencia de lodolitas, areniscas lodosas y conglomerados de guijos y gujarros, depositada en un ambiente abanico aluvial que varía a planicies de inundación de ríos meandriformes, y afirmado bajo el mismo escenario por Osorio (2016). Navas (1963) quien levanta la sección entre las estaciones de Bocas y Conchal sobre el ferrocarril de Bucaramanga a Puerto Wilches, divide la formación en 3 segmentos: el miembro inferior (750 m), compuestos en gran parte de areniscas; el miembro medio es lutítico y tiene un espesor de (1.250



m); y por último el miembro superior en el cual predominan areniscas arcosas y tiene un espesor de (1.500 *m*). Navas (1963) indica que esta formación tiene continuidad al sur hacia Zapatoca y Los Santos, sin embargo, las facies al este y oeste de la Falla del Suárez no tiene equivalencia lateralmente, sino que se superponen, de tal manera que el Grupo Girón de la zona oriental corresponde a los niveles inferiores y el de la zona occidental a los niveles superiores de la misma formación. Un estudio estratigráfico realizado por Julivert *et al.* (1958) reporta un espesor aproximado de 1.700 *m* en la mesa de los Santos, mientras que Navas (1963) reporta un espesor de 2.600 *m* en el área de Zapatoca. La Formación Angostura del Río Lebrija se encuentra en contacto discordante sobre la Formación Jordán (Ward *et al.*, 1973) y en contacto transicional con la Formación Los Santos tanto en el área de Zapatoca como en la Mesa de Los Santos según Laverde y Clavijo (1985).

La Formación Los Santos está constituida predominantemente por areniscas de grano medio, intercaladas por lodolitas, y por algunas capas de conglomerados en los niveles medios, en estratos con geometría tabular y canaliforme. En algunas capas se observa laminación planar e inclinada planar en esporádicas capas. En el tope algunos niveles de areniscas presentan intraclastos de lodolitas. Estos sedimentos fueron depositados durante el Berriasiano (Cediel, 1968; Etayo-Serna y Rodríguez, 1985) en ambientes fluviales, asociados a ríos trezados, evolucionando a meandriformes (Clavijo y Laverde, 1985; Clavijo, 2985; Laverde, 1985; Blanco y Rincón, 1985).

La Formación Los Santos ha sido erróneamente denominada como Formación Tambor por Tellez (1964), Julivert *et al.* (1964) y Ward *et al.* (1973). Laverde y Clavijo (1985) realizan la descripción de la Formación Los Santos en la sección “Tu y Yo” localizada al Noroeste de Zapatoca, compuesta por areniscas de grano medio a fino con laminación planar, horizontal o en artesa, intercaladas con lodolitas arenosas en el primer segmento; el segundo constituido por



lodolitas arenosas macizas rojizas intercaladas con cuerpos lenticulares de areniscas de grano fino y con laminación interna ondulosa. Y por último una secuencia granodecreciente de areniscas y lodolitas macizas. Clavijo (1985) describió la sección estratigráfica de la Quebrada Piedra Azul, Municipio de Lebrija, quien describe un primer segmento compuesto de areniscas conglomeráticas, areniscas ligeramente lodosas y lodolitas rojizas grisáceas con laminación cruzada cóncava y planar, un segmento medio caracterizado por lodolitas arenosas y areniscas lodosas, rojas con laminación cruzada cóncava poco visible y un último segmento de areniscas gris amarillentas y lodolitas con laminación cruzada cóncava y cruzada plana moderadamente visible. Los tres segmentos descritos en la sección “Tu y Yo” y en la sección de la Quebrada Piedra Azul son concordantes a lo descrito anteriormente en la sección de Betulia – Zapatoca a excepción de los niveles conglomeráticas en la base del tercer segmento del presente proyecto, y de la sección de la Quebrada Pujamanes en la Plataforma de Lebrija por Renzoni (1985), quien describe conglomerados basales de la formación. El espesor de la formación según Laverde y Clavijo (1985) es de aproximadamente 295 *m* y en la localidad tipo es de 218 *m* (Laverde, 1985); mientras que en este proyecto se calculó un espesor de 258 *m*; a pesar de que el espesor no varía significativamente, la diferencia entre los espesores se atribuye al detalle con el cual se levanta la columna, al método utilizado a la hora de realizar el cálculo de los espesores, y a errores humanos a la hora de la toma de datos. Estos sedimentos fueron depositados durante el Berriasiano (Cediel, 1968; Etayo-Serna y Rodríguez, 1985) en ambientes fluviales de ríos trenzados a meandriformes (Clavijo y Laverde, 1985; Clavijo, 2985; Laverde, 1985).

La Formación Cumbre fue reconocida en la sección “Tu y Yo” por Laverde y Clavijo (1985) en un tramo de la Quebrada El Poleo asignándole un espesor de 26.6 *m*, mientras que en este trabajo se pudieron reconocer y medir 36 *m*. Mendoza (1985) en la sección tipo localizada en el



Alto de la Cumbre en la carretera entre Arcabuco y Monoquirá (Boyacá) mide un espesor de 137 *m*, además señala que se encuentra presente en los flancos del Anticlinal de Los Cobardes al oeste de la Falla del Suárez con un espesor que decrece notablemente. El espesor de la formación no es constante en la zona de estudio, presenta su mayor espesor en el lado oeste y disminuye hasta desaparecer en el sector este, exactamente después de La Falla del Suárez, este adelgazamiento, es atribuido a la geometría de la cuenca o a los cambios laterales del ambiente de depositación. Royero y Clavijo (2001) reportan espesores entre los 25 y 53 *m* en Santander, Laverde (1985) reconoce los niveles más inferiores en la localidad de “Camino El Roto” de Cediél (1968), Pulido (1979) reporta un decrecimiento del espesor al norte de la plancha 135, y Osorio (2016) determina un espesor de aproximadamente 20 *m* en el área de Zapatoca. El ambiente de depositación es transicional: ríos de alta sinuosidad y en llanuras subacuosas de inundación, relacionado con la progradación de un delta (Renzoni, 1985; Clavijo, 1985; Laverde y Clavijo, 1985), y Mendoza (1985) afirma que la formación documenta el avance oscilante de la transgresión del Cretácico. El contacto superior es transicional respecto a la Formación Rosablanca de acuerdo con Mendoza (1985) y Royero y Clavijo (2001).

Caballero (2015) en la vía Girón - Zapatoca, describe a La Formación Rosablanca como calizas y lodolitas calcáreas con contenidos de amonitas, bivalvos, equinodermos, gastrópodos y ostreidos. Esta descripción es concordante con los niveles inferiores descritos en la sección Betulia – Zapatoca; mientras que Royero y Clavijo (2001) y Guzmán (1985), reportan capas de evaporitas en los niveles de caliza inferiores de la formación. El espesor de la unidad en el Cañón del Río Sogamoso a 1.5 *kms* aguas arriba de la localidad tipo de El Tablazo es de 425 *m*, Royero (1977) en Pulido (1979) reporta un espesor de 300 *m* en la Quebrada La Caisa y Jaramillo (1971) en Pulido (1979) un espesor de 160 *m* en la Quebrada Cedrillal; ambas ubicadas al sur de la zona de estudio



en la plancha 151. El ambiente de la formación es submareal, de poca profundidad y con oscilaciones marinas según Guzmán (1985), Alfonso (1985) y Renzoni (1985), los sedimentos terrígenos, depositados en el tope de la sección de este trabajo, apoyan el aumento de la actividad del ambiente y la variación de este, por cambios en el nivel del mar.

8.2 Geología Estructural

La Falla del Suárez ha sido objeto de estudio de diversos autores; algunos de los cuales la describen como una estructura de tipo inverso con componente de rumbo sinistral que buza al oeste (Paris y Sarria, 1988; Vargas y Niño, 1992), otros proponen un comportamiento que varía a lo largo de su trazo con buzamientos mayores al norte y más suaves al sur (Pulido, 1979), también se ha propuesto que corresponde a una falla normal con buzamiento al este (Julivert, 1958; Tellez, 1964) y como una falla de rumbo sinistral (Acosta *et al.*, 2004). Según Araque y Otero (2016) la Falla del Suárez es una estructura con vergencia al este, cuya cinemática es inversa con componente dextral; además con base en los datos tomados por Flórez y Nuñez (2016) proponen un cambio en la componente de rumbo de tipo dextral a sinistral hacia el sur al interactuar con la Falla de Los Santos; y a su vez, cambia su rumbo a partir de la acción de una zona transversal.

El desplazamiento vertical de la falla estimado para la zona de estudio según Ward *et al.* (1973) va desde los 1.700 *m* hasta los 2.300 *m*, los cuales disminuyen hacia el norte; mientras que en los cortes realizados en este trabajo, el salto varía desde los 2.500 *m* hasta los 2.700 *m*. Por otro lado, el cambio de espesor de la Formación Angostura del Río Lebrija en bloque colgante y yacente de la Falla del Suárez permite inferir que esta estructura corresponde a una falla normal que fue reactivada, lo cual concuerda con lo propuesto por otros autores (e.g. Jiménez *et al.*, 2016; Araque y Otero, 2016)



La Falla de Zapatoca en estudios recientes ha sido interpretada como una falla de cinemática inversa, la cual sufrió inversión tectónica evidenciada en los cambios de espesor de la Formación Angostura del Río Lebrija (Jiménez *et al.*, 2016; Osorio, 2016), y en algunos segmentos presenta cinemática normal (Osorio, 2016). Sin embargo, el espesor de esta formación en el bloque colgante de la Falla de Zapatoca continúa siendo una incógnita puesto que el grado de deformación presente en la zona no permite obtener un espesor certero aproximado.

8.2.1 Zonas Transversales. Con base en los criterios descritos por (Thomas, 1990; Pohn, 2000; Dixon y Spratt, 2004; Jiménez *et al.*, 2012; Jiménez *et al.*, 2016) para el reconcomiento de las zonas transversales mediante la geología de superficie, se proponen una serie zonas transversales con rumbos aproximadamente WNW-ESE en el bloque colgante de la Falla de Zapatoca, las cuales controlan los drenajes y las demás estructuras como pliegues y fallas presentes en la zona. Mediante los cortes geológicos realizados en este proyecto se propone la interacción del basamento en estas estructuras, como el principal factor que controla la deformación de la secuencia sedimentaria suprayacente. Según criterios geomorfológicos, litológicos y estructurales, se considera que su cinemática es sinistral, lo cual concuerda con el análisis realizado por Osorio (2016) en su tesis de pregrado para estas mismas estructuras.

8.2.2 Estilo Estructural. De acuerdo con el corte geológico regional realizado en este proyecto, se definen dos dominios estructurales: el dominio oriental en el cual se encuentra la zona de estudio y el dominio occidental ubicado al este del área de estudio. El dominio oriental se caracteriza por fallas con vergencia al este, de alto ángulo y que involucran rocas del Jurásico y Cretácico Inferior; representado por las fallas del Suárez y Zapatoca. Como es el caso de la Falla del Suárez, se considera que esta estructura se formó durante la extensión Jurásica – Cretácica Temprana (Cediel *et al.*, 2003; Samiento, 2006; Sarmiento, 2011) y que posteriormente fue



invertida durante el periodo de acortamiento Cretácico Tardío – Paleógeno Temprano (Cediel *et al.*, 2003; Samiento, 2006; Toro *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2013), evidenciado en los cambios de espesor de la Formación Angostura del Río Lebrija. Adicionalmente al oeste del dominio, en el flanco occidental del Anticlinal de Los Cobardes ahora denominado Anticlinorio de los Yariguies, la vergencia de las estructuras cambia hacia el oeste y se presentan estructuras de tipo *back thrust* como es el caso de la Falla El Ramo. Se propone un estilo estructural de tipo *Thick - Skinned* en donde las estructuras presentes involucran el basamento sobre el cual descansa esta secuencia sedimentaria, adicionalmente corresponde al subgrupo de bloques y cabalgamientos en un ambiente compresivo, en el cual la convergencia de las placas da lugar al cinturón orogénico (CO_r) (Ver figura 52).

El dominio occidental, se caracteriza por la presencia de fallas con vergencia al oeste y localmente fallas con vergencia al este que corresponden a estructuras de tipo *back thrust*. Estratigráficamente se encuentran rocas que van desde el Cretácico Inferior al Cretácico Superior. A diferencia del dominio oriental, se observa una mayor densidad de fallas en donde el espacio que hay entre ellas es menor. Se propone un estilo estructural de tipo *Thin – Skinned* en donde las fallas tienen sus despegues en unidades del Cretácico Inferior y son de bajo ángulo, adicionalmente los cabalgamientos allí presentes evidencian un ambiente compresivo.

Jiménez *et al.* (2016) divide la Cordillera Oriental y el VMM en tres dominios estructurales (este, central y oeste). El dominio este se caracteriza por fallas inversas de alto ángulo y vergencia al este e involucran rocas Jurásicas, estas estructuras se encuentran relacionadas con inversión tectónica evidenciadas en los cambios de espesor de la Formación Girón y cuyo estilo estructural es de tipo *thick-skinned*; los dominios central y oeste se caracterizan por fallas inversas con vergencia al oeste y que involucran de manera general rocas del Cretácico Inferior y Paleógeno

presentando una deformación de tipo *thin-Skinned*. En comparación con este proyecto, los dominios denominados por Jiménez *et al.* (2016) como central y parte del oeste, corresponden con el denominado aquí como dominio occidental, mientras que el dominio este corresponde con el dominio oriental y concuerda con los estilos definidos en este proyecto (Ver figura 50). Por otro lado, Araque y Otero (2016) con base en cortes geológicos regionales al norte de la zona de estudio en este proyecto, definen dos dominios estructurales: este y oeste, con un estilo estructural de tipo *thin-Skinned* y *thick-skinned* respectivamente, que corresponden con los dominios oriental y occidental encontrados en este trabajo (Ver figura 51 y 52).

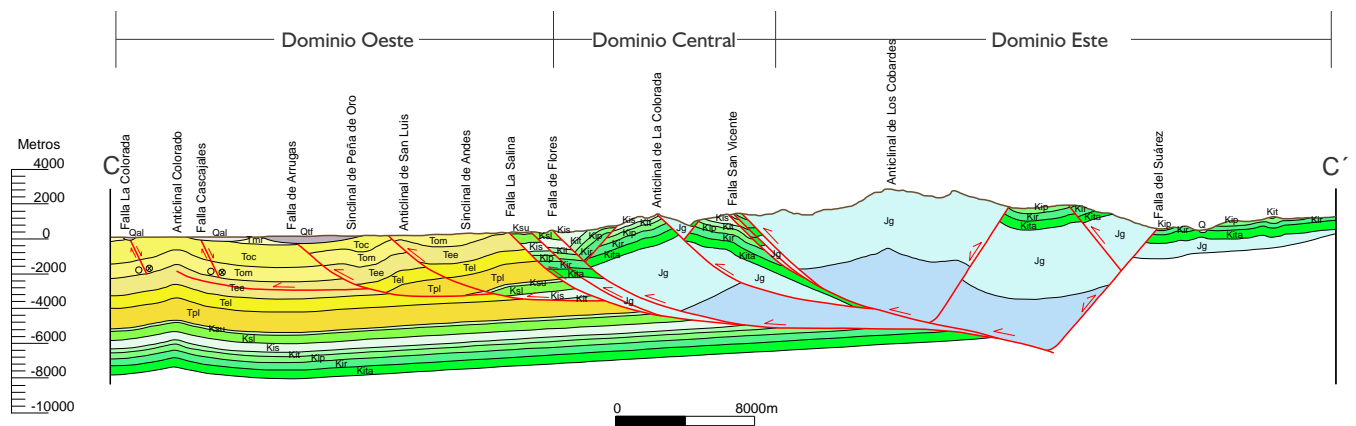


Figura 50. Corte geológico modificado de Jaimes y López (2015) por Jiménez *et al.* (2016), en el cual se señalan los dominios estructurales definidos en el trabajo realizado por Jiménez *et al.* (2016). La orientación es aproximadamente W-E, ubicado aproximadamente 4 kms al sur de la zona de estudio.

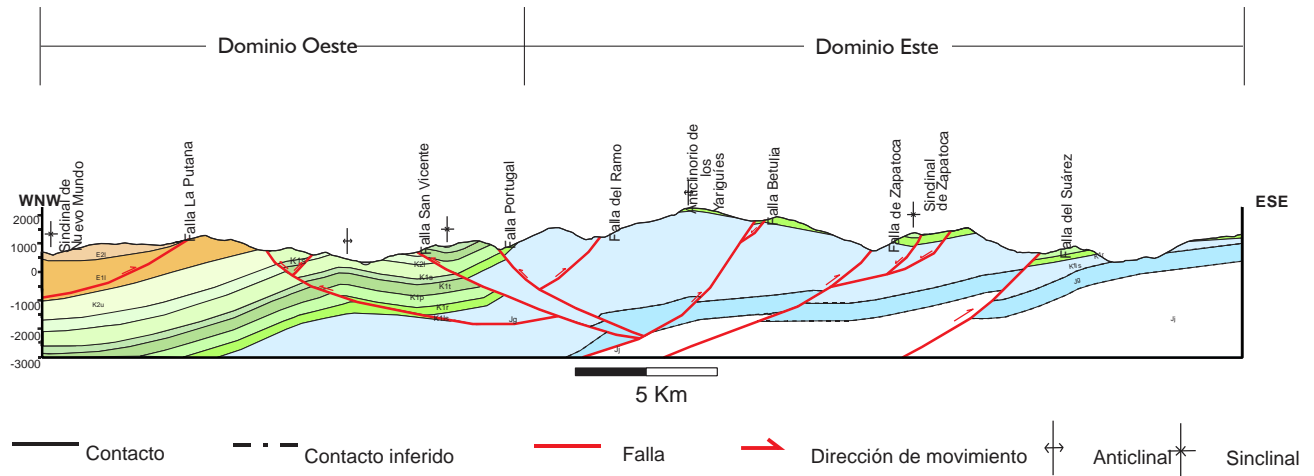


Figura 51. Corte geológico realizado por Araque y Otero (2016) en el cual se señalan los dominios estructurales definidos en su tesis de pregrado.

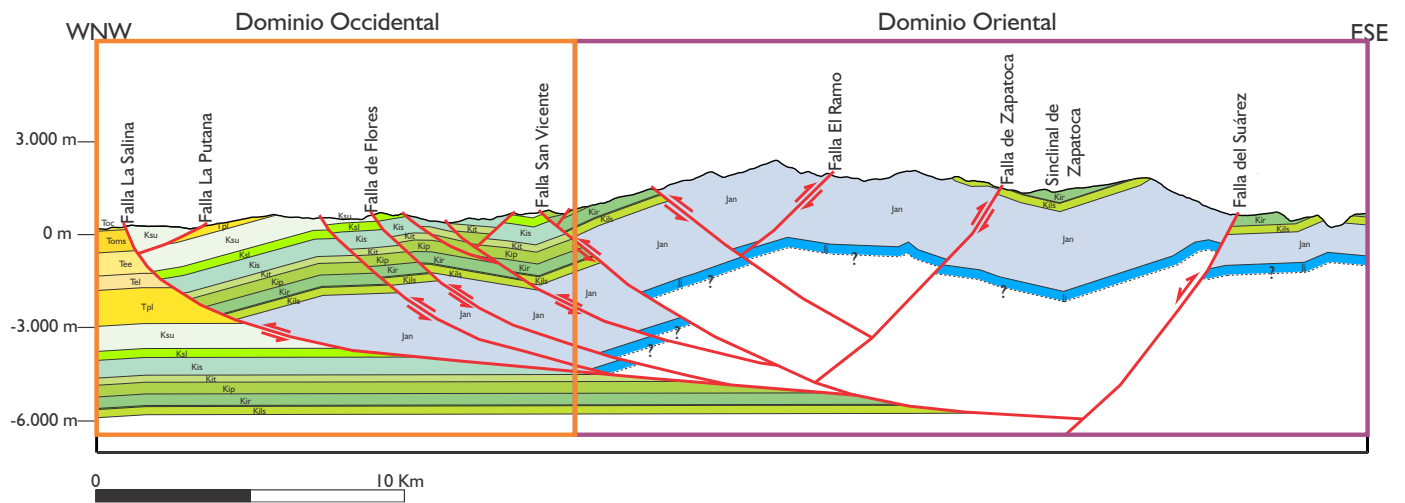


Figura 52. Dominios estructurales definidos por los autores para la zona de estudio. El dominio Occidental evidencia un estilo estructural de tipo *thin-skinned*, mientras que el dominio oriental presenta un estilo estructural de tipo *thick-skinned*.



9. Conclusiones

Las zonas transversales son estructuras que controlan la deformación en los niveles superiores, dando lugar a cambios importantes en el estilo y configuración estructural, las cuales se pueden identificar por cambios significativos en las estructuras y las litologías a lo largo del rumbo.

Se definen cinco zonas transversales con base en criterios geomorfológicos, estructurales y estratigráficos; ubicadas sobre las quebradas Quebraditas, El Guayabo, El Poleo, La Higuera y La Durana. La orientación aproximada es WNW – ESE y su cinemática es sinistral. Estas estructuras se consideran como irregularidades en el basamento, las cuales provocan cambios en las estructuras a lo largo de su rumbo.

Teniendo en cuenta la vergencia, al ángulo de buzamiento, la cinemática de las fallas y las unidades involucradas; se definen dos dominios estructurales: el dominio oriental en el cual se encuentra la zona de estudio y que se caracteriza por fallas con vergencia al este, buzamientos altos e inversión tectónica, presenta un estilo estructural de tipo *Thick-Skinned*. Mientras que el dominio occidental, ubicado al Oeste de la zona de estudio se caracteriza por fallas inversas con vergencia al oeste y con buzamientos menores, por lo tanto, se le atribuye un estilo estructural de tipo *Thin-Skinned*.

La Formación Angostura del Río Lebrija al tope presenta una sucesión siliciclástica granodecreciente, en la cual predominan lodolitas arcillosas rojizas y se encuentran en contacto transicional con la Formación Los Santos. Esta formación presenta un espesor variable a lo largo



de la zona de estudio, en donde presenta un espesor mayor en el bloque colgante de la Falla del Suárez con relación al espesor reportado en el bloque yacente de la misma. La diferencia presente en los espesores es debido a que la falla correspondía a una estructura de tipo normal que posteriormente fue reactivada por lo que actualmente presente una cinemática inversa.

La Formación Los Santos en la sección Betulia - Zapatoca, presenta un espesor de 258 m, constituidos predominantemente por areniscas de grano medio a grueso, en estratos con geometría tabular y canaliforme. En algunas capas se observa laminación planar, inclinada planar y en artesa. Estas areniscas se intercalan con capas de areniscas conglomeráticas y algunos conglomerados en los niveles medios; mientras que en los niveles superiores se encuentran intercaladas con lodolitas arcillosas rojizas a grises.

En la sección Betulia – Zapatoca se mide un espesor de 36 m para la Formación Cumbre, los cuales corresponden principalmente a lodolitas arcillosas fosilíferas de color grisáceo intercaladas con areniscas lodosas de color rojizo a gris claro que presentan capas con laminación plana paralela y planar inclinada. El espesor de esta formación no es constante a lo largo de toda la zona de campo, en donde presenta una disminución en su espesor hacia el este hasta desaparecer en el bloque yacente de la Falla del Suárez.



Referencias Bibliográficas

- Acosta, J. (2002). Estructura tectónica y modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. Publicaciones Especiales de Ingeominas.
- Acosta, J., Lonergan, L., y Coward, M. P. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17, p. 181-194.
- Alfonso, C. (1985). Los Episodios Evaporíticos de la Formación Rosablanca. Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) Capítulo XVI, p. 1-19.
- Allmendinger, R. (2015). Modern structural practice. Recuperado de <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/structure-lab-manual/>
- Araque, N., y Otero, J. (2016). Zonas transversales y su relación con estructuras regionales, flanco O- Cordillera Oriental. Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Facultad de Ingenierías Físico-Químicas, Bucaramanga.
- Aspden, J. A., and W. J. McCourt, (1986). Mesozoic Oceanic terrane in the Central Andes of Colombia: *Geology*, 14, p. 415–418.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., y Marínez, J. (2007). Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos.
- Bayona. G. Cortes. M., Jaramillo. C., Ojeda. G., Aristizabal. J. & Reyes. A., (2008). La deformación Pre-Neogena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepaís. *Boletín de Geología*, 29(1)



- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jiménez, G., Mesa, A., and Valencia, V. (2013) Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean-South American convergence in early Paleogene time. Geological Society of London, Special Publication, p. 377, 31.
- Blanco, M. N. y Rincón, A. V. (2004). Contacto entre las formaciones Girón y Los Santos (Tambor), en los alrededores de la Mesa de Los Santos y Mesa de Ruitoque, Santander (trabajo de grado) Bucaramanga: Universidad Industrial de Sentando, Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, Bucaramanga.
- Boggs, S. (2006). Principles of sedimentology and stratigraphy. United States of America, Pearson Education Inc, cuarta edición.
- Caballero, V. (2010). Evolución Tectono - Sedimentaria del Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena Colombia, durante el Oligoceno – Mioceno (tesis de Maestría). Tesis de Maestría. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Caballero, V., Parra, M., Mora, A., López C., Rojas L. E., y Quintero I. (2013). Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick-skin orogens: a case study in the Magdalena Valley, Colombia. Geological Society of London, Special Publications, 377, p. 343-367.
- Caballero, V. M. y Reyes, A. (2015). Primer recorrido geológico vida Zapatoa. Bucaramanga.
- Cediel, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. Bol. Geol. Servicio Geológico Nacional, 16 (1-3), p. 5-96.



- Clavijo, J. (1985). La secuencia facial de la Formación Los Santos, por la Quebrada Azul: registro de un ahoya fluvial evanescente. Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) Capítulo IV, p. 1-18.
- Colletta, B., F. Hebrard, J. Letouzey, P. Werner, and J. L. Rudkiewicz (1990), Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section, in *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, edited by J. Letouzey, p. 81 – 100.
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., And Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, p. 1421-1443.
- Cruz, L. y Caballero, V. (2007). *Guía de laboratorio de sedimentología para geólogos*. Escuela de geología, Universidad Industrial de Santander.
- Cruz, L., Mier, E., y Uribe, E. (1991). *Cartografía de rocas sedimentarias. Guías de campo I*. Escuela de geología, Universidad Industrial de Santander.
- Dahlstrom, C. D. A. (1970). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, p. 743-757
- Dengo, Carlos A., Covey, Michael C. (1993) Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin*, 77, no 8, p. 1315-1337.
- Dixon, J. M., and D. A. Spratt, 2004, Deformation at lateral ramps and tear faults—centrifuge models and examples from the Canadian Rocky Mountain Foothills, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82*, p. 239– 258.
- Dunham, R. J. (1962). *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG Memoir, (1), p. 108-121.



- Dutch, S. 2000. Construct a Fold Cross-Section Using the Kink Method. University of Wisconsin.
Recuperado de <https://www.uwgb.edu/dutchs/STRUCTGE/SL162KinkMethod.HTM>
- Etayo-Serna, F. (1989) Análisis facial del inicio del avance del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. V Congreso Colombiano de Geología. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Flórez, S., y Nuñez, A. (2016). Análisis cinemático y estilo estructural de la Falla del Suárez entre el Hato y La Fuente, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander, Escuela de geología, Facultad de Ingenierías Físico-Químicas, Bucaramanga.
- Folk, R. (1974). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas.
- Fossen, H. (2010). Structural Geology. New York: Cambridge University Press.
- Guzman, G. (1985). Los Grifeidos Infracretácicos *Aetostreon couloni* y *Ceratostreon boussigaulti*, de la Formación Rosablanca, como Indicadores de Oscilaciones Marinas. Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) Capítulo XII, p. 1-16.
- Harding T., Lowell J. (1979). Structural Styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63(7), p. 1016- 1058.
- Horton, B., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Harker, A., y Stockli, D. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. GSA Bulletin, 122(10), p 1423-1442.
- Jaillard, E., P. Solar, G. Carlier, y Mourier T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society of London, 147, p. 1009-1022.



- Jaimes E. L., y López, O. A. (2015). Contribución al conocimiento geológico del sector Sureste de la Plancha 120-III-C, Valle Medio del Magdalena. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander, Escuela de geología, Facultad de ingenierías físico-químicas, Bucaramanga.
- Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes, C., Rosero, A., y Sierra, D. (2012). Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, p 184-201.
- Jiménez, G., López, O., Jaimes, L., y Mier, R. (2016) Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena. *Ciencias de la tierra*, 40(155), p 312-319.
- Julivert, M. (1958 a). La Morfoestructura de la Zona de Mesas al SW de Bucaramanga, Colombia. *Bol. Geol., Univ. Industrial de Santander*, (1), p. 7-43.
- Julivert, M. (1963) Nuevos datos sobre la Dinámica del Ámbito del Macizo de Santander Durante el Secundario (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín De Geología, Universidad Industrial de Santander*, 12(2), p. 45-49, Bucaramanga, Colombia.
- Julivert, M., Barrero, D. y Navas, J. (1964). Geología de La Mesa de Los Santos. Bucaramanga. *Bol. Geol., Universidad Industrial de Santander*.
- Julivert, M. (1970). Cover and Basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a Comparison with some other folded chains. *Geological Society of America Bulletin*, 81, p. 3623-3646.
- Laverde, F. (1985). La Formación Los Santos: Un depósito continental anterior al ingreso marino del Cretácico. *Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas*, (16) Capítulo XX, p. 1-22.



- Laverde, F. y Clavijo, J. (1985). Análisis facial de la Formación Los Santos, según el corte de «TuyYo» (Zapatoca). Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) capitulo IV, p. 1-9.
- Lowell J. (1985). Structural Styles in Petroleum Exploration. OGCI Publications, Oil & Gas Consultants International Inc. Tulsa.
- Martínez, J. R. (2003) Geología estructural y dinámica global. Universidad de Salamanca, Departamento de geología.
- Maze, W. B., (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks, in W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagam, eds., The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162, p. 263–282.
- Miall, A.D. (2000). Principles of sedimentary basin analysis. Springer Berlin Heidelberg, 3rd printing, 364 p.
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms, in KR McClay, ed., Thrust tectonics: London, Chapman & Hall, p. 419–433
- Mc Court, W., Feininger J. y Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London, (141), p. 831-845.
- Mendoza. H. (1985). La Formación Cumbre-Modelo de transgresión marina rítmica, de comienzos del Cretácico. Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) Capítulo IX, p. 1-17.



- Montes, C., Hatcher, D. Jr. & Restrepo-Pace, P. 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras–Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399, p. 221–250.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dinamite, C. & Rodriguez, F., (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25, TC2010.
- Mora, Andrés, Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R. A., Parra, M., and Stockli, D. F. (2010) Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG bulletin*, vol. 94, no 10, p. 1543-1580.
- Morales, L. y Colombian Petroleum Industry (1958). Colombian petroleum Industry, General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia. Weeks, L. G., ed., *Habitat of Oil: A Symposium*: Tulsa, AAPG, p. 641-695.
- Moreno, G., Sarmiento, G. (2002). Estratigrafía Cuantitativa de las Formaciones Tablazo y Simití en las Localidades de Sáchica (Boyaca) y Barichara-San gil (Santander), Colombia. *Geología Colombiana*, (27), p. 51-76.
- Navas, J. (1963). Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Bucaramanga. *Bol. Geol., Univ. Industrial de Santander*, (12), p. 19-33.
- Osorio, D. B. (2016). Estratigrafía y deformación del Grupo Girón en El Anticlinorio de Los Yariguies (Anticlinal de Los Cobardes”) sectores Zapatoca y Rio Lebrija (tesis de pregrado). Tesis de gradp, Universidad Industrial de Santander, Escuela de geología, Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Bucaramanga.



- Paris, G., y Sarria, A. (1988). Proyecto Geofísico al Nordeste Colombiano. INGEOMINAS.
- Patarroyo, P. (1997). Barremiano Inferior en la Base de la Formación Paja, Barichara, Santander - Colombia. *Geología Colombiana*, (22), p. 135-138.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Sievers, R. (1973): Sand and sandstones. New York: Springer-Verlag,
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1987). Sand and sandstone. New York: Springer-Verlag.
- Poblet, J. (2004). Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos. Universidad de Oviedo, 24, p. 127-146.
- Pohn, H. A. 2000. Lateral ramps in the folded Appalachians and in overthrust belts worldwide: a fundamental element of thrust-belt architecture. USGS Bulletin 2163. United States Department of the Interior. United States Geological Survey.
- Pulido, O. (1979). Geología de las planchas 135 (San Gil) Y 151 (Charalá), cuadrángulo I-12. Escala 1:100000. Memoria explicativa. Bucaramanga, Colombia: Instituto Colombiano de Geología y minería Ingeominas.
- Renzoni, G. (1985). Paleoambientes de la Formación Tambor en la Quebrada Pujamanes. Proyecto Cretácico. *Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas*, (16) Capítulo III, 1-18.
- Rossello, E. A. (2001). Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica Argentina, Serie D: *Publicación Especial*, (5), p. 19-43.
- Royero, J. y Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:400.000. Memoria explicativa. Bogotá, Colombia: Ingeominas.



- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J. D., and Cloetinghg, S. (2006) Mesozoic Transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *J. S. Earth Science*, Vol 21, p. 383-411.
- Sarmiento, L. (2011). Middle Magdalena Basin: Geology and hydrocarbon potencial regional geology of Colombia. Agencia Nacional de Hidrocarburos. Recuperado de <http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Estudios-IntegradosyModelamientos/Paginas/PETROLEUM-GEOLOGY-OF-COLOMBIA.aspx>
- Sarmiento, G., Puentes, J., Sierra, C. (2015). Geología, Estratigrafía y Petrofacies de la Formación La Luna en el Sinclinal de Nuevo Mundo en el Valle Medio de Magdalena. *Geología Norandina*, (12), p. 21-40.
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, and C. Rivera. (2000) Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol 19, p 787-813.
- Tavani. S., Storti. F., Fernandez. O., Muñoz. J. A. & Salvini. F. (2006) 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28, p. 695-712.
- Tellez, N. (1964). Geología de La Mesa de Barichara. Bucaramanga. Bol. Geol., Universidad Industrial de Santander.
- Thomas, A. (1990). Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83 (3), p. 727-744.
- Toro J., Roure, F., Bordas, N., Le Cornec, S., y Sassi, W. (2004) Thermal and Kinematic Evolution of the Eastern Cordillera Fold and Thrust Belt, Colombia.



- Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continental y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Inventario Geológico Nacional. Boletín geológico*, 6 (1-3), p. 67-128.
- Vargas, G., y Niño, A., (1992). Patrones de fracturamiento asociados a la Falla de Bucaramanga. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Facultad de Ingenierías Físico-Químicas.
- Vasquez, M., Altenberger, U., Romer, R., Sudo, M. & Moreno-Trujillo, J. 2010. Magmatic evolution of the Andean Eastern Cordillera of Colombia during the Cretaceous: influence of previous tectonic processes. *Journal of South America Earth Sciences*, 29, p. 171–186.
- Villamil, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, p. 239–275.
- Villamizar, J. (2012). Caracterización geoquímica en la Formación Tablazo, sección Barichara – Villanueva departamento de Santander (Proyecto de grado). Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Facultad de Físico-Químicas, Bucaramanga.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H. & Gomez, E., (1973). Mapa geológico de Colombia, Cuadrángulo H-12, Bucaramanga planchas 109, Rionegro-120 Bucaramanga, Cuadrángulo H-13, Pamplona planchas 110 Pamplona–121 Cerrito, escala 1:100.000. Memoria explicativa. Instituto Colombiano de Geología y Minería Ingeominas, 21(1-3), p. 1-126.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, V. A., Cruz, B. J., Restrepo, H. y Gómez, R. E. (1977). Geología de la plancha 120 de Bucaramanga. Escala 1:100000. Bogotá, Colombia. Ingeominas.

