

ESTRATIGRAFÍA Y DEFORMACIÓN DEL GRUPO GIRÓN EN EL  
ANTICLINORIO DE LOS YARIGUÍES (“ANTICLINAL DE LOS COBARDES”)  
SECTORES ZAPATOCA Y RÍO LEBRIJA

DIEGO ALBERTO OSORIO AFANADOR

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

2016

ESTRATIGRAFÍA Y DEFORMACIÓN DEL GRUPO GIRÓN EN EL  
ANTICLINORIO DE LOS YARIGUIES (“ANTICLINAL DE LOS COBARDES”)  
SECTORES ZAPATOCA Y RÍO LEBRIJA

DIEGO ALBERTO OSORIO AFANADOR

TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
MODALIDAD: INVESTIGACIÓN

DIRECTOR

FRANCISCO ALBERTO VELANDIA PATIÑO  
GEÓLOGO MSc.

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

2016

## DEDICATORIA

A Pablo y María.

## **AGRADECIMIENTOS**

A todos los que contribuyeron con ideas, palabras y afectos durante la realización de este manuscrito y de mi ser.

A mis madres por su infinita bondad.

# CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	19
1.OBJETIVOS .....	21
1.1 OBJETIVO GENERAL .....	21
1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS .....	21
2. LOCALIZACIÓN.....	23
3. ANTECEDENTES.....	24
4. MARCO TEÓRICO .....	37
4.1 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN.....	37
4.1.1 Meteorización, erosión y depositación. ....	37
4.1.2 Textura y estructuras sedimentarias. ....	40
4.1.3 Facies. ....	44
4.1.4 Depositos aluviales y fluviales.....	46
4.1.5 Medición de secciones estratigráficas.....	50
4.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	51
4.2.1 Deformación y esfuerzo. ....	51
4.2.2 Regímenes tectónicos. ....	67
4.2.3 Transpresión y Transtensión. ....	78
5. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	81
6. METODOLOGÍA .....	89
7. RESULTADOS.....	94
7.1 CARTOGRAFÍA.....	94
7.1.1 Sector Río Lebrija. ....	98
7.1.2 Sector Zapatoca .....	103
7.2 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.....	116
7.2.1 Sector Río Lebrija. ....	116
7.2.2 Sector Zapatoca.....	118
7.3 ANÁLISIS DE FRACTURAS .....	127
7.3.1 Sector Río Lebrija. ....	128
7.3.2 Sector Zapatoca.....	140
8. DISCUSIÓN.....	149
8.1 FORMACIÓN GIRÓN EN EL ANTICLINAL DE LOS COBARDES .....	150

8.2 DEFORMACIÓN .....	154
8.3 PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA .....	155
10. CONCLUSIONES .....	159
BIBLIOGRAFÍA.....	161

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localización de la zona de estudio. AM (Andes de Mérida), BPB (Bloque Baudó-Panamá), CC(Cordillera Central), EC (Cordillera Oriental), GF (Falla de Garrapatas), LL (Llanos orientales), MS (Macizo de Santander), PL (Plataforma de Lebrija), SB (Sabana de Bogotá), SY (Serranía de los Yariguíes), VMM (Valle Medio del Magdalena), WC (Cordillera Occidental. ....	23
<b>Figura 2.</b> Distintas columnas levantadas en la sección del Río Lebrija.....	33
<b>Figura 3.</b> Esquema representativo de la distribución y forma de las líneas del flujo de un fluido en un medio que se asemeja al cauce de un río .....	39
<b>Figura 4.</b> Esquema ilustrativo de las trayectorias de las partículas en el cauce de un río.	40
<b>Figura 5.</b> Principales parámetros utilizados en la clasificación textural de rocas sedimentarias: a) Escala de Udden – Wentworth que clasifica los granos de acuerdo al diámetro de su cara más grande; b) diagrama propuesto por Folk (1980) para la clasificación de rocas sedimentarias según la distribución volumétrica de los distintos tamaños de grano dentro de la roca; c) Clasificación de los granos según su redondez, esfericidad y forma; d) distintos tipos de calibrado.....	41
<b>Figura 6.</b> Ejemplos y esquemas de las principales estructuras sedimentarias presentes en rocas terrígenas o siliciclásticas: a) Diagrama propuesto por Campbell (1987) que describe las principales configuraciones geométricas de los estratos. b) Clasificación que se le da a las estructuras onduladas que se presentan en secuencias compuestas por areniscas y lodolitas. c) Estructuras de gradación en un solo estrato y en secuencias estratificadas. d) Principales clases de laminación cruzada.....	42
<b>Figura 7.</b> Estructuras secundarias o de deformación generadas en un estrato de roca sedimentaria durante su historia de compactación. Nótese la presencia de un esfuerzo horizontal que acorta la roca en sentido paralelo a la estratificación debido a la presión ejercida por los cuerpos adyacentes.....	43
<b>Figura 8.</b> Esquema ilustrativo sobre las áreas de afectación de un sistema fluvial y sobre la distribución de los principales tipos de ríos. Nótese que la sinuosidad del río aumenta a medida que disminuye la pendiente regional. ....	47
<b>Figura 9.</b> Clasificación de ríos según la sinuosidad de su trazo, el número de canales presentes en un trazo del río y la presencia de barras en el canal.....	48
<b>Figura 10.</b> Esquemas que representan la morfología y variación espacial y temporal de los depósitos principales generados en un sistema fluvial. a) Morfología y depósitos de un río trenzado, nótese que la depositación de areniscas y gravas formando estructuras de laminación cruzada en artesa se da en la barras, los canales hacen incisión sobre los fondos. b) Arquitectura formada por un río trenzado que migra lateralmente dejando canales y barras inactivas con el tiempo. c) Secuencia estratigráfica comúnmente generada por un sistema de ríos trenzados, nótese la presencia de ciclos de llenado de canal. d) Morfología y depósitos de un río meandriforme, la depositación se da en las barras de orillal (point bar), donde se generan superficies de acreción lateral que reflejan la migración del canal; cuando el dique que limita el transcurso del ríos se rompe, se	

desarrolla un abanico de desborde que genera depósitos de areniscas. e) Arquitectura formada por un río meandriforme que desarrolla el proceso de avulsión, nótese que el canal principal del río es abandonado y/o cambia de dirección varias veces durante la evolución del sistema. f) Secuencia estratigráfica comúnmente generada por un sistema de ríos meandriformes, se observa la evolución temporal de depósitos de fondo de canal, barras de orillal y llanura de inundación y la presencia de distintos ciclos que reflejan la migración de los canales principales.....	49
<b>Figura 11.</b> Modelo deposicional de un abanico aluvial. ....	50
<b>Figura 12.</b> Esquema ejemplificando la medición mediante el bastón de Jacob de una secuencia de rocas estratificadas. ....	51
<b>Figura 13.</b> Componentes básicos de la deformación: a) la traslación y rotación deforman el cuerpo sin modificar las relaciones entre los puntos que lo componen, la distorsión y la dilatación si generan modificaciones internas en el cuerpo (strain), b) la deformación discontinua es característica de estructuras frágiles, la deformación continua homogénea y heterogénea de estructuras dúctiles. ....	52
<b>Figura 14.</b> Curvas esfuerzo – deformación representativas de distintos casos: A) comportamiento elástico seguido por fractura, B) pequeño componente plástico presente antes de la fractura, C) considerable componente de deformación plástica antes del fracturamiento (frágil – dúctil), D) no presenta comportamiento elástico y sufre ablandamiento por deformación, E) comportamiento elástico – plástico perfecto, después de alcanzar el esfuerzo de cesión el material se deforma con un esfuerzo constante, F) comportamiento elástico hasta el punto de cesión, el material sufre endurecimiento por deformación.....	54
<b>Figura 15.</b> Tres distintos criterios empleados en el análisis de rocas y estructuras resultantes: a) diaclasas, b) fracturas híbridas, c) fracturas de cizalla, a) bandas de deformación, e) deformación plástica. ....	55
<b>Figura 16.</b> Criterios para reactivación de fracturas: a) Ley de Byerlee para presiones confinantes menores a 200 Mpa (Azul) y mayores a 200 Mpa (Roja); b) Distintos dominios dentro del círculo de Mohr para la generación y reactivación de estructuras frágiles, El criterio de falla es el de Mohr - Coulomb.....	56
<b>Figura 17.</b> Propagación de microfracturas y generación de diaclasas o fracturas de cizalla de acuerdo a la orientación de los esfuerzos. ....	58
<b>Figura 18.</b> Relación entre los esfuerzos principales y los planos de falla según Anderson (1951). Para un régimen compresivo con un $\sigma_1$ horizontal se desarrolla una falla inversa (ángulo óptimo $\alpha=30^\circ$ ), Para un régimen extensivo con un $\sigma_1$ vertical se desarrolla una falla normal (ángulo óptimo $\beta=60^\circ$ ), para un $\sigma_2$ vertical se desarrolla un régimen transcurrente con presencia de fallas de rumbo.....	59
<b>Figura 19.</b> Indicadores cinemáticos y criterios empleados para determinar el movimiento relativo de bloques situados a lado y lado de un plano de falla. El criterio T emplea las fallas de extensión (T), Los criterios R y P emplean las principales familias de fracturas que se desarrollan en un sistema transcurrente de cizalla (R, R' y P) y su relación angular con la falla principal (M).....	60
<b>Figura 20.</b> Plegamiento de una capa por mecanismos de flexura ortogonal (deformación tangencial longitudinal) y flujo flexural, se observan las elipses de deformación distribuidas	

en cada capa. La superficie neutra es una superficie de no deformación bajo la cual ocurre compresión y sobre la cual ocurre extensión en el caso de un pliegue antiforme.	62
<b>Figura 21.</b> Pliegues desarrollados por flujo flexural (A), deslizamiento flexural (B) y por combinación de ambos mecanismos (C), P y Q representan capas competentes e incompetentes respectivamente.	63
<b>Figura 22.</b> Estructuras internas que se pueden desarrollar en una secuencia estratigráfica sujeta a flexión. Las estructuras generadas por flexura ortogonal están más presentes hacia la charnela, mientras que las estructuras generadas por deslizamiento y flujo flexural se presentan más hacia los flancos.	64
<b>Figura 23.</b> Relaciones entre el clivaje y la estratificación en el perfil de un pliegue asimétrico (el achurado de puntos representa capas competentes), mediante estas relaciones se puede determinar la disposición del plano axial.	64
<b>Figura 24.</b> Geometría y desarrollo de venas en un pliegue desarrollado por flujo flexural. A, B y C representan las etapas de desarrollo del pliegue y la distribución de las venas. D ilustra las distintas modificaciones geométricas que sufren las venas al incrementar la cizalla durante el plegamiento.	65
<b>Figura 25.</b> Tipos de fallas por acomodación de pliegues: a) Cabalgamiento fuera del sinclinal propagando en el flanco menos inclinado, b) Cabalgamiento hacia el anticlinal propagándose en el flanco menos inclinado, c) Cabalgamiento de cuña en la charnela, d) Cabalgamiento de cuña en el flanco, e) Cabalgamiento por acomodación del espacio en el flanco delantero, f) Cabalgamiento del flanco trasero sobre el delantero, g) Cabalgamientos de cizalla en el flanco delantero, h) retrocabalgamientos.	66
<b>Figura 26.</b> Modelos geométricos de sistemas de Rifting. El modelo simétrico cumple con los mecanismos de la cizalla pura con una fuente de calor ubicada debajo de la mitad del sistema, el modelo asimétrico está dominado por cizalla simple y posee una asimetría causada por una zona de cizalla de bajo ángulo y una fuente de calor situada hacia el bloque yacente.	68
<b>Figura 27.</b> Principales estructuras frágiles y dúctiles originadas en sistemas de rifting. Las flechas rojas y azules representan las direcciones de compresión y extensión respectivamente.	68
<b>Figura 28.</b> Clasificación de las zonas de transferencia.	69
<b>Figura 29.</b> Modelos conceptuales simplificados de zonas de transferencia en sistemas de rift. Izquierda, zona de acomodación donde los hemigraben individuales son separados por una zona compleja de deformación. Derecha, modelo de falla de transferencia donde la transferencia se realiza por una falla de rumbo.	70
<b>Figura 30.</b> Rampas de relevo. Izquierda: Panorámica de una rampa de relevo entre dos segmentos de falla que se superponen en el Arches National Park, Utah; Derecha, Mapa estructural de un campo de petróleo en el mar del norte, las flechas señalan cambios de rumbo en las fallas que puede representar rampas de relevo rotas y atravesadas.	70
<b>Figura 31.</b> Tres etapas en el desarrollo de un sistema de rift. a) Extensión temprana que genera o reactiva fracturas profundas. b) Fase de adelgazamiento, en esta fase se generan los principales sistemas de fallas y los depósitos syn-rift. c) Subsistencia post-rift y sedimentación.	72
<b>Figura 32.</b> Diagrama esquemático a través de un orógeno, se localizan la zona del cinturón plegado y fallado; nótese el comportamiento de las fallas inversas, las que	

involucran el basamento (Piel gruesa) pueden originarse por la reactivación de fallas normales de anteriores etapas tectónicas.....	73
<b>Figura 33.</b> Distintas geometrías y tipos de rampas que se pueden generar en fallas de cabalgamiento, las rampas laterales también son llamadas fallas de desgarre (Tear fault). a) El bloque colgante se pliega en la zona de rampa; b) bloque colgante removido. ....	74
<b>Figura 34.</b> Modelos de pliegues relacionados a fallas en sistemas de cabalgamiento: a) Pliegue por propagación de falla; b) Pliegue por flexión de falla; c) Pliegue de despegue. ....	74
<b>Figura 35.</b> Transferencia de desplazamiento en una zona de relevo de falla de cabalgamiento. a) La mayoría de desplazamiento ocurre en la fallas 1. b) El desplazamiento está bien distribuido entre las fallas 1 y 2. c) La mayoría de desplazamiento ocurre en la falla 2.....	75
<b>Figura 36.</b> Elipse de deformación con las estructuras desarrolladas en cada zona y la distribución de los esfuerzos para un sistema de deformación transcurrente.....	77
<b>Figura 37.</b> Estructuras generadas en: a) pandeos, b) resaltos, c) terminaciones y d) combinaciones de todas las anteriores sistemas de fallas de rumbo; e) perfil transversal de un sistema de fallas de rumbo, se observa que las estructuras resultante poseen doble vergencia. ....	78
<b>Figura 38.</b> Forma y orientación de las elipsoides de deformación resultantes de procesos de transpresión y transtensión. Se observa que los procesos de transpresión (a y b) dan como resultado elipses obladas; los procesos de transtensión (c y d) dan como resultado elipses proladas. El eje de mayor elongación (X) sufre mayor rotación en los casos que domina la cizalla simple. ....	79
<b>Figura 39.</b> Ilustración del proceso de partición de la deformación en una zona de transpresión. Nótese que algunos bloques reciben principalmente componentes de cizalla simple mientras otros de cizalla pura. En niveles corticales someros a) la zona de cizalla esta reducida a una o más fallas mientras a niveles más profundos b) se desarrollan zonas más amplias con deformación dúctil.....	80
<b>Figura 40.</b> Configuración tectónica actual y estructuras mayores en los Andes del Norte y movimientos relativos de las placas con respecto a la placa Sudamericana.....	82
<b>Figura 41.</b> Modelos estructurales de la Cordillera Oriental. ....	84
<b>Figura 42.</b> Mapa con la distribución e interpretación del origen de las principales fallas que configuran la Cordillera Oriental y sus piedemontes. ....	85
<b>Figura 43.</b> Diagrama esquemático sobre la arquitectura estructural de un orógeno originado por colisión, se observan los procesos de transpresión y partición de la deformación que se presentan en la Cordillera Oriental.....	86
<b>Figura 44.</b> Ubicación tectónica y regional de la Cordillera Oriental, el “anticlinal de Los Cobardes” y las zonas de estudio.....	87
<b>Figura 45.</b> Mapas geológicos de las zonas de estudio. ....	88
<b>Figura 46.</b> Formato utilizado para el levantamiento de la columna en campo. ....	92
<b>Figura 47.</b> Mapa de lineamientos estructurales identificados en el área de estudio. ....	95
<b>Figura 48.</b> Principales drenajes que afectan el área de estudio, los cuadros rojos representan las áreas con control de campo. ....	96
<b>Figura 49.</b> Mapas de estaciones de los sectores de trabajo: a) Sector Río Lebrija (Doboc); b) Sector Zapatoca (Dozap).....	97

<b>Figura 50.</b> Afloramientos de la Formación Bocas: a) Sobre la carretera principal que conduce hacia la localidad de Bocas (Doboc 17); b) En el margen derecho del Río Lebrija (Doboc 09). Afloramientos de la Formación Jordán: c) En el margen derecho del Río de Oro (Doboc 26), d) Margen izquierdo del Río de Oro (Doboc 26). .....	99
<b>Figura 51.</b> Vista panorámica desde la Cuchilla El Espino hacia el norte de la localidad de Bocas, tomada desde la estación Doboc 06. En rojo macizo e interlineado se resaltan los datos de fallas y lineamientos respectivamente, en negro macizo los contactos litológicos y en negro interlineado se resaltan la disposición de los estratos. ....	100
<b>Figura 52.</b> Vista panorámica desde: a) y b) Llano de Palmas (Doboc 10); c) Cuchilla El Espino (Doboc 07); d) Plataforma de Lebrija (Doboc 13). ....	100
<b>Figura 53.</b> Capas de la base de la Formación Girón cercanas al contacto con la Formación Jordán en el camino Bocas – Café Madrid (Izquierda, Doboc 27) y con la Formación Bocas en el camino Bocas - Llano de Palmas (Derecha, Doboc 09). ....	101
<b>Figura 54.</b> Afloramientos de la Formación Girón y Los Santos en el área de estudio: a) Tope de la Formación Girón (Dozap 8); b) Base de la Formación Los Santos (Dozap 6). Detalle del contacto entre la Formación Girón y Los Santos en: c) El sector del Boquerón (Dozap 36); d) La Cuchilla de San Javier (Dozap 65); e) El Cerro La Cruz cerca a la quebrada el Guayabo (Dozap 13 y 11); f) Cerca de la quebrada La Zarza (Dozap 64)..	104
<b>Figura 55.</b> Afloramientos de la secuencia sedimentaria cretácica identificados en el área de estudio: a) Formación Rosablanca (Dozap 61); b) Formación Paja (Dozap 110); g) y h) Formación Tablazo (Dozap 48 y 106); c) Formación Simití (Dozap 114); d) y f) Formación La Luna (Dozap 105); e) Formación Umír (cabecera municipal de San Vicente de Chucuri, quebrada las Cruces). ....	106
<b>Figura 56.</b> Vista panorámica de las principales estructuras longitudinales que afectan el área de estudio: Deformación frágil y dúctil a la que está sometida la Formación Los Santos en: a),b) y c) El Cerro La Cruz; i) En la quebrada Quebraditas (Dozap 13 y 14); d) y f.) Fallas con vergencia al oeste (Dozap 15 y 29); d) y e) Fallas con vergencia al este (Dozap 15 y 24) que afectan a la Formación Girón; Falla de Zapatoca en: g) El costado oeste del Sinclinal de Zapatoca (Dozap 72); h) La Loma de Corrales (Dozap 22). ....	108
<b>Figura 57.</b> Vista panorámica de las principales estructuras transversales que afectan el área de estudio: a) y b) Falla de la quebrada El Guayabo (Dozap 11 y 17); c) y e) Falla de la quebrada El Poleo (Dozap 5 y Dozap 61); d) Falla de la quebrada La Zarza (Dozap 52); f) Falla de la quebrada Las Lajitas (Dozap 22). Se observa la relación de estas estructuras con las Fallas Longitudinales y con la disposición de los estratos. ....	109
<b>Figura 58.</b> Afloramientos donde se aprecia el estado deformado de distintas rocas en el área de estudio: Plegamiento de arrastre en capas de: a) Formación Los Santos (Dozap 6); b) y e) Formación Girón (Dozap 11 y 29); c) y d) Fallamiento normal local la Formación Girón (Dozap 76 y 77); f) Cizallamiento en capas de la Formación Girón (Abajo derecha, Dozap 78). ....	110
<b>Figura 59.</b> Mapa geológico del área de estudio. La cinemática de rumbo en color negro representa fallas no reactivadas con el último tensor. ....	112
<b>Figura 60.</b> Mapa estructural del área de estudio. La cinemática de rumbo en color negro representa fallas no reactivadas con el último tensor. ....	113

<b>Figura 61.</b> Cortes geológicos ilustrativos del el área de estudio (escala vertical igual a la horizontal). Ver ubicación en la figura 8.13. La cinemática de rumbo en color negro representa fallas no reactivadas con el último tensor.....	114
<b>Figura 62.</b> Mapa del sector del río Lebrija con la distribución cartográfica de los miembros de la Formación Girón. ....	116
<b>Figura 63.</b> Columna esquemática de la Formación Girón en la sección del Río Lebrija con los espesores medidos para cada miembro; el espesor del segmento H es según Clavijo (1985).....	117
<b>Figura 64.</b> Mapa con la ubicación de las columnas levantadas en el sector de Zapatoca. ....	118
<b>Figura 65.</b> Características litológicas y faciales reconocidas en la columna A. ver explicación en el texto .....	121
<b>Figura 66.</b> Características litológicas y faciales reconocidas en la parte inferior de la columna B. ver explicación en el texto.....	125
<b>Figura 67.</b> Características litológicas y faciales reconocidas en la parte superior de la columna B. ver explicación en el texto .....	126
<b>Figura 68.</b> Distribución de las fracturas sin desplazamiento (diaclasas) medidas en el sector de Río Lebrija. Las líneas rojas discontinuas corresponden a los lineamientos identificados que corresponden con fracturas con desplazamiento (fracturas de cizalla, fallas). Nótese la separación en zonas, ver descripción en el texto. ....	129
<b>Figura 69.</b> Distintos afloramientos estudiados a lo largo del corte a – a' en el sector de Río Lebrija, se resaltan las principales familias de fracturas medidas en cada afloramiento y la cinemática de las que presentan desplazamiento. Nótese la separación en zonas, ver descripción en el texto. ....	129
<b>Figura 70.</b> Distribución de los tensores de esfuerzos hallados mediante el método de diedros rectos aplicado a datos de diaclasas en el sector de Río Lebrija.....	130
<b>Figura 71.</b> Afloramientos afectados por el desarrollo de venas y diaclasas en distintas etapas de deformación: 1 - 5 (izquierda, Formación Bocas, Doboc 23) y por el desarrollo progresivo de venas en-echelon y clivaje (derecha, Formación Girón, Doboc 46) .....	131
<b>Figura 72.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 1 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	132
<b>Figura 73.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 2 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	133
<b>Figura 74.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 3 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	134
<b>Figura 75.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 4 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	135
<b>Figura 76.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías compatibles reunidos en la zona 4 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	135

<b>Figura 77.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías incompatibles reunidos en la zona 4 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	136
<b>Figura 78.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías reunidos en el sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	137
<b>Figura 79.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías compatibles reunidos en el sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo:diedros rectos .....	137
<b>Figura 80.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías incompatibles reunidos en el sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. ....	138
<b>Figura 81.</b> Distribución los tensores hallados mediante el método diedros rectos en el sector de Río Lebrija.....	139
<b>Figura 82.</b> Distribución los tensores hallados mediante el método PBT en el sector de Río Lebrija.....	139
<b>Figura 83.</b> Distribución de las fracturas sin desplazamiento (diaclasas) medidas en el sector de Zapatoca. ....	141
<b>Figura 84.</b> Distribución de los tensores de esfuerzos hallados mediante el método de diedros rectos aplicado a datos de diaclasas en el sector de Zapatoca. ....	142
<b>Figura 85.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona norte del sector de Zapatoca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.....	143
<b>Figura 86.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona centro del sector de Zapatoca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.....	144
<b>Figura 87.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona sur del sector de Zapatoca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.....	145
<b>Figura 88.</b> Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías reunidos en el sector de Zapatoca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos. .	146
<b>Figura 89.</b> Distribución los tensores hallados mediante el método diedros rectos en el sector de Zapatoca. ....	147
<b>Figura 90.</b> Distribución los tensores hallados mediante el método PBT en el sector de	148
<b>Figura 91.</b> Bloque diagrama del Anticlinorio de los Yariquies .....	153
<b>Figura 92.</b> Esquema de la distribución de caracteres tectónicos y sedimentológicos de la zona de estudio durante el Jurásico. Modificado de Gawthorpe & Leeder, 2000. ....	157

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Estratigrafía de la Formación Girón según Julivert (1958) .....	25
<b>Tabla 2.</b> Estratigrafía de la Formación Girón según Langenheim, R.L. (1959).....	27
<b>Tabla 3.</b> Estratigrafía de la Formación Girón según Navas (1963). .....	28
<b>Tabla 4.</b> Estratigrafía del Grupo Girón según Cediel (1968). .....	31
<b>Tabla 5.</b> Principales productos resultados de los procesos de meteorización. Modificado de Boggs (2006). .....	37
<b>Tabla 6.</b> Clasificación de litofacies en sistemas fluviales. Modificado de Miall (2006). .....	44
<b>Tabla 7.</b> Asociaciones de facies y elementos deposicionales en sistemas fluviales. Modificado de Miall (2006). .....	46
<b>Tabla 8.</b> Estructuras de deformación frágil según su estilo y cinemática. Tomado de Aydin (2014). .....	56
<b>Tabla 9.</b> Facies identificadas e incluidas en la clasificación de Miall (2006).....	93

## RESUMEN

**TITULO:**

ESTRATIGRAFÍA Y DEFORMACIÓN DEL GRUPO GIRÓN EN EL ANTICLINORIO DE LOS YARIGUÍES (ANTICLINAL DE LOS COBARDES) SECTORES ZAPATOCA Y RÍO LEBRIJA\*

**AUTOR:**

DIEGO ALBERTO OSORIO AFANADOR\*\*

**PALABRAS CLAVES:**

Formación Girón, Formación Los Santos, Falla del Suarez, Zonas transversales, Jurásico

Con el fin de entender las características geológicas, geográficas y tectónicas del área correspondiente al actual anticlinorio de Los Yariguíes (“anticlinal de Los Cobardes”) durante el Jurásico tardío – Cretácico temprano, tiempo en el que se depositó la secuencia sedimentaria continental denominada Grupo Girón (Formación Girón y Formación Los Santos), y su evolución hasta la actualidad, se realizó un estudio estratigráfico y estructural de dos sectores (Zapatoca y Río Lebrija) enmarcados dentro de este dominio geológico y con predominio de litologías pertenecientes a este grupo. Se llevaron a cabo mapeos cartográficos y estructurales regionales y detallados en zonas de interés, se realizó la medición del espesor estratigráfico de la sección tipo de la Formación Girón (Río Lebrija) y el levantamiento estratigráfico semidetallado (escala 1:300) de una sección ubicada en las afueras Zapatoca, en la parte central del anticlinorio; se realizaron además análisis geométricos y cinemáticos en cuerpos litológicos deformados en distintos afloramientos a lo largo y ancho de la estructura. Los datos colectados fueron organizados y tratados mediante diversos software especializados (Stereonet 9.2.3, Wintensor 4.0.4, Qgis, SDAR) que al utilizar métodos estadísticos, gráficos y matemáticos permitieron realizar un análisis dinámico de los datos y mejoró la visualización y discriminación los datos. El análisis de los datos colectados y tratados dio como resultado una base confiable para generar modelos evolutivos los cuales se pudieron discutir y comparar con modelos previos presentados por otros autores.

---

\* Trabajo de Grado Modalidad Investigación

\*\* Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Francisco Velandia Patiño, Msc.

## ABSTRACT

**TITTLE:**

STRATIGRAPHY AND DEFORMATION OF THE GIRON GROUP IN THE YARIGUIES ANTICLINORIUM (“COBARDES ANTICLINE”) ZAPATOCA AND RIO LEBRIJA SECTORS\*

**AUTHOR:**

DIEGO ALBERTO OSORIO AFANADOR\*\*

**KEYWORDS:**

Giron Formation, Los Santos Formation, Suarez Fault, Transverse zones, Jurassic

In order to understand the geologic, geographic and tectonic characteristics of the area corresponding to the actual Yariguies anticlinorium (“Cobardes anticline”) during the late Jurassic – early Cretacic, time in wich the continental sedimentary sequence named Giron Group (Giron Formation and Los Santos Formation) was deposited, and its evolution to present time, we conducted a stratigraphic and structural study in two localities (Zapatoca and Rio Lebrija) framing this geologic domain and with predominance of these litologies. We developed regional cartographic and structural mapping and detailed mapping in zones of interest previously identified, we measured the stratigraphic thickness of the Giron Formation type section (Rio Lebrija) and realized a semi detailed stratigraphic description (1:300 scale) of a section located in the outside of Zapatoca town in the central part of the anticlinorium; we also made geometrical and kinematical analysis in deformed geological bodies outcropping in several parts along and across the structure. The data collected was organized and treated using specialized software (Stereonet 9.2.3, Wintensor 4.0.4, Qgis, SDAR) which using statistic, graphic and mathematic methods allowed the realization of a dynamic analysis and improved the visualization and discrimination of the data. The analysis of the data collected and treated gave as a result a trustworthy database to generate models which could be discussed and compared with previous models presented by other authors.

---

\* Undergraduate Thesis

\*\* Geology School. Physical Chemical Engineering Faculty. Universidad Industrial de Santander. Director: Francisco Velandia Patiño, Msc.

## INTRODUCCIÓN

El empleo de estudios estratigráficos y estructurales permite conocer aspectos esenciales para la reconstrucción de la historia geológica de una provincia sedimentaria. El reconocimiento de la geometría, la textura, la composición; así como el conocimiento de las propiedades reológicas del cuerpo litológico y su comparación con los cuerpos adyacentes, permite conocer cómo era la configuración geométrica, geográfica y tectónica de un espacio determinado en un tiempo determinado.

Son pocos los estudios que se han realizado en la Cordillera Oriental de Colombia sobre la Formación Girón y las formaciones que esta suprayace (Frm. Bocas, Frm. Jordán) en el sector del anticlinorio de Los Yariguíes (“anticlinal de Los Cobardes”) y han sido estudios estratigráficos enfocados principalmente en la determinación de facies y su interpretación ambiental (Langenheim, R.L., 1959; Navas, 1963 ; Cediél, 1968; Chacón, 1981; Rocha-Urbina; 2005); en la medición de las emisiones radiométricas de las formaciones Jordán y Girón (Cediél & Geyer, 1971); en la descripción de fósiles de plantas y palinomorfos (Langenheim, J.H., 1961; Pons, 1983); en la prospección de Uranio (Mier., R. 1980; Mendoza P., J.E. 1990) y estudios de paleomagnetismo (Ayala-Calvo et al., 2005; Bayona et al., 2006). Además se han realizado estudios regionales sobre el Jurásico (Mojica & Kammer., 1995; Mojica et al., 1996; Sarmiento, 2001; Tesón et al., 2013) y algunos estudios regionales en la Zona (Julivert, 1958; Cediél, 1968; Cetina & Patiño, 2013; Jaimes & Lopez, 2015). A pesar de este avance en el conocimiento, aun no se han realizado estudios estructurales detallados enfatizados en la determinación y descripción de las estructuras que dieron origen y controlaron la evolución de la antiguas cuencas Jurásicas teniendo en cuenta conceptos contemporáneos sobre el desarrollo de sistemas de rift (zonas de transferencia, zonas de acomodación, cambio de polaridad en las fallas internas y de borde del graben) ni se ha determinado el control de estas estructuras sobre la distribución de paleoambientes sedimentarios, así como tampoco se han relacionado con el proceso de inversión tectónica que dio origen a la Cordillera Oriental, más que en una escala regional (Tesón et al., 2013; Cetina & Patiño, 2013; Jaimes & Lopez, 2015). Estos estudios además de ser un aporte al conocimiento geológico de Colombia tienen amplias implicaciones en el entendimiento de la historia del desarrollo de depósitos de hidrocarburos y de minerales metálicos y no metálicos.

El presente estudio se plantea como un medio para recopilar y brindar nueva información sobre la geología colombiana durante el Jurásico tardío y el límite

Jurásico - Cretácico, específicamente sobre el Grupo Girón en el sector conocido en la literatura como anticlinal de los Cobardes, aquí llamado anticlinorio de Los Yariquies, que a pesar de su amplia extensión han sido objeto de pocos estudios detallados.

Este estudio se enfocara en la determinación de las estructuras longitudinales y transversales que dieron origen y controlaron las cuencas de deposición de las unidades sedimentarias durante el Jurásico tardío – Cretácico temprano en el área de estudio y su comportamiento durante el levantamiento de la Cordillera Oriental.

Con este objetivo se hace necesario realizar un análisis estructural detallado en dos distintos sectores del anticlinorio de los Yariquies (Zapatoca y río Lebrija). Este análisis en conjunto con estudios estratigráficos y sedimentológicos permitirá hacer una descripción aproximada del comportamiento tectónico y de la paleogeografía de la zona de estudio durante el Jurásico tardío – Cretácico temprano y un bosquejo de su evolución hasta la actualidad.

# **1. OBJETIVOS**

## **1.1 OBJETIVO GENERAL**

Realizar un análisis estructural y estratigráfico de la Formación Girón en el anticlinorio de Los Yarigués (“anticlinal de Los Cobardes”) en los sectores de Zapatoca y el Río Lebrija

## **1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS**

Realizar una revisión cartográfica a escala 1:25.000 del cuadrángulo H-12 en las áreas pertenecientes a los municipios de Zapatoca, Betulia y San Vicente de Chucurí que estén enmarcadas dentro del anticlinorio de Los Yarigués (“anticlinal de Los Cobardes”) y del área adyacente al río Lebrija entre las localidades de Bocas y el Conchal.

Identificar las principales estructuras de deformación regionales (fallas, pliegues, diaclasas) presentes en las zonas de estudio.

Describir las principales mesoestructuras de deformación en distintas secciones del área de estudio para un posterior análisis cinemático.

Realizar una síntesis estratigráfica y sedimentológica de la Formación Girón, mediante el análisis de la sección tipo y la realización de una columna estratigráfica en la vía Zapatoca - San Vicente de Chucurí.

Mediante los datos estructurales, estratigráficos y sedimentológicos obtenidos y

disponibles, realizar un análisis evolutivo del anticlinorio de Los Yariquíes desde el Jurásico hasta la actualidad.

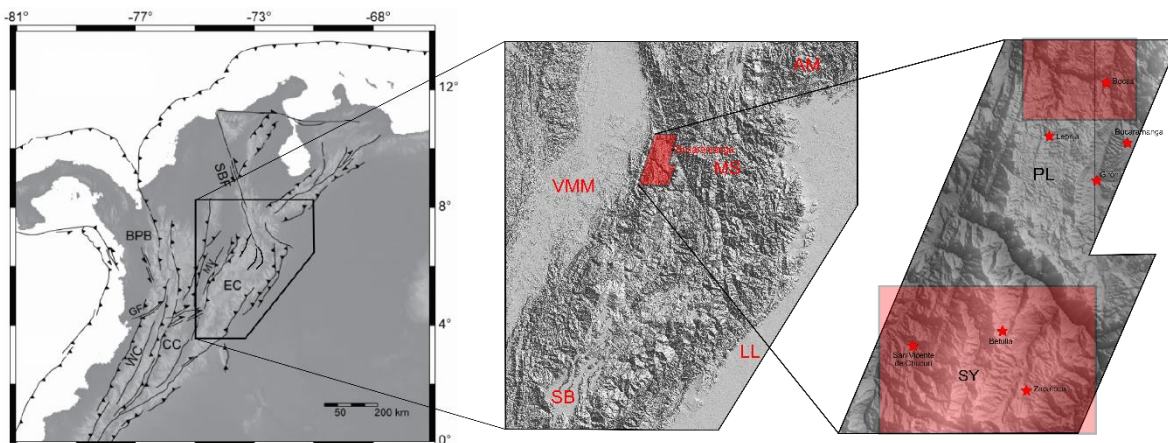
## 2. LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se localiza en las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental de Colombia. En áreas pertenecientes a los municipios de Zapatoca, Betulia, San Vicente de Chucurí, Lebrija, Girón y Rionegro (Figura 3.1). La fisiografía se encuentra configurada por la disposición contrastante de distintas unidades orográficas. En la parte más oriental de la zona, destaca el Macizo de Santander con alturas de más de 3000 m.s.n.m., mientras que al occidente en el Valle Medio del Magdalena las alturas se aproximan a los 100 m.s.n.m. En la zona central destaca la presencia de una serie de mesas estructurales (Mesa de Los Santos, Mesa de Ruitoque) separadas de la Serranía de los Yariguíes y de la Plataforma de Lebrija por los valles de los ríos Suarez y Sogamoso (Figura 1). La zona se encuentra comprendida entre las coordenadas planas de Gauss (datum Bogotá Central):

X= 1'067.500 X=1'105.000

X= 1'240.000 Y=1'295.000

**Figura 1.** Localización de la zona de estudio. AM (Andes de Mérida), BPB (Bloque Baudó-Panamá), CC(Cordillera Central), EC (Cordillera Oriental), GF (Falla de Garrapatas), LL (Llanos orientales), MS (Macizo de Santander), PL (Plataforma de Lebrija), SB (Sabana de Bogotá), SY (Serranía de los Yariguíes), VMM (Valle Medio del Magdalena), WC (Cordillera Occidental).



### 3. ANTECEDENTES

Hettner (1892) define una secuencia litológica particular constituida por areniscas arcillosas rojas, con manchas blancas y verdes, junto con lodolitas pardo-moradas y calizas rojas a las cuales denomina “Jironschichten” o “Jironsandstein” (Julivert, 1968) que traduce Estratos de Girón, este nombre fue otorgado por la cercanía al municipio de Girón, Santander. La edad asignada a este conjunto litológico fue Cretáceo inferior, sin definir claramente sus límites superior ni inferior, tal imprecisión dio lugar a confusiones (Julivert, 1968). Hubach (1931) extiende el término a toda la Cordillera Oriental considerándolo como una conjunto litológico continuo y sigue situándolo como Cretáceo inferior (Julivert, 1968). Scheibe (1938) sigue considerando el Girón como piso inferior del Cretáceo y lo subdivide en una parte inferior donde predominan los conglomerados llamada Conglomerados de Lebrija, y una parte superior predominando las areniscas llamada Areniscas de Arcabuco (Julivert, 1968). Es Notestein (en Schuchert, 1935) quien considera al Girón como pre- Cretáceo al observar una discordancia angular de este con los sedimentos basales del Cretáceo en la zona de la Mesa de los Santos (Julivert, 1968).

Oppenheim (1940) sugiere el contacto entre el Girón y las areniscas basales del Cretáceo (Cocuy Series) como transicional, comparándolo con el contacto entre las Formación La Quinta y la “Tomon Series” en Venezuela que el correlaciona con el Girón y la “Cocuy Series” respectivamente; mediante esta correlación le asigna al Girón una edad Jurásica y la separa de las areniscas blancas del Cretácico.

Dickey (1941) confirma la mayoría de postulados de Oppenheim, sin embargo, apunta que el autor erró al establecer los límites superior e inferior del Girón; el límite inferior lo establece como concordante con la “Bocas Series” (sensu Merrit, 1937) en el sector del Río Lebrija y discordante con unas capas rojas con lentes de tobas aun indiferenciadas en el sector de La Mesa de Los Santos; el límite superior lo establece discordante, aunque paralelo, con la Formación Rosablanca.

Trumpy (1943) restringe el término para describir una serie de areniscas alternando con conglomerados y limolitas verdes y rojas de más de 2000 m. que afloran en la

garganta del Río Lebrija sobre los shale Carboníferos de la Frm. Bocas y bajo areniscas y calizas Cretácicas sin desarrollar discordancia; reconoce además que en la garganta del Río Chicamocha el Girón suprayace discordante esquistos intruidos por granitos y se adelgaza hacia el este, citando a A.A. Olsson asigna al cuerpo litológico al Triásico superior.

Alvarado & del Rio (1947) realizan un estudio de la sección del Río Lebrija donde describen de una manera simple a la Formación Girón como una sucesión de capas de areniscas en ocasiones conglomeráticas con intercalaciones de arcillolitas rojas suprayaciendo en contacto concordante, aunque fallado, a la Formación Bocas y subyaciendo a la Formación Conchal (llamada así por los autores) compuesta por una intercalación de areniscas, arcillolitas y calizas.

Julivert (1958) publica un estudio completo sobre la morfoestructura de la zona de mesas al oeste del Macizo de Santander y al este del VMM, este estudio recopila numerosas observaciones sobre la estratigrafía y la estructura de estas zonas y establece las primeras consideraciones sobre las variaciones de espesor del Girón en las distintas “mesas”, considerando que el mayor espesor se encuentra en la Cordillera de Lloriqués (Yarigués) y se va adelgazando progresivamente hacia el este, donde la Formación Tambor (sensu Hedberg, 1931 en Etayo-Serna, 1989) lo corta en forma de bisel. La estratigrafía descrita en este trabajo se presenta en la (Tabla 1). Julivert (1958) también considera las primeras nociones sobre fallas antiguas que pudieron controlar el desarrollo del relieve desde tiempo geológico remoto (Falla del Suarez, Falla de Bucaramanga).

**Tabla 1.** Estratigrafía de la Formación Girón según Julivert (1958)

Nivel	Espesor (metros)	Descripción
Margas rojas alternando con areniscas	431	Intercalación de areniscas y pizarras gris verdosas con margas rojo – vinosas y lechos de conglomerado

Continuación		de grano fino.
Areniscas de tintes claros	400	Areniscas de tintes claros cuarcíticas y conglomerado cuarzoso.
Margas rojas alternando con areniscas	300	Margas rojas alternando con areniscas
Margas y areniscas rojas abigarradas	300	Margas rojas y azules con intercalaciones de arenisca cuarzosa roja, ocre o abigarrada.
Medio de areniscas de tonos claros	900	Areniscas de tonos claros con algún banco delgado de conglomerado cuarzoso, con bancos de margas rojas hacia la mitad y el tope del nivel.
Superior de margas rojas	200	Margas rojo vinosas y areniscas rojas y blancas, predominio de margas.

Espesor total Formación Girón: 2531 m.

Langenheim, R.L. (1959) fija la sección tipo de Formación Girón en la garganta del Río Lebrija y realiza una medición y descripción de la columna (Tabla 2); compara esta sección con otras levantadas en: La quebrada Pujamanes, La Mesa de Ruitoque, Jordán y La Sierra de Arcabuco y concluye que la Formación Girón varía facialmente de un sitio a otro, por esta razón, subdividió los depósitos del Girón en

unas facies occidentales y unas facies orientales, separadas por la Falla de Girón (Falla del Suarez) aunque realiza intentos de correlación, no son muy certeros. Se hace bastante énfasis en el contacto inferior discordante de la Formación Girón y en el contacto Girón-Tambor que reconoce discordante, al menos en la Mesa de Los Santos; también enfatiza el hecho de que este contacto presenta bases conglomeráticas en muchos sectores (Lebrija, Pujamanes y Jordán). Se resalta el hecho de que reconoce litologías volcanoclásticas en el Girón de la sección de Jordán.

**Tabla 2.** Estratigrafía de la Formación Girón según Langenheim, R.L. (1959)

<b>Conjunto</b>	<b>Espesor (metros)</b>	<b>Descripción</b>
Arenoso inferior	750	Alternancia de areniscas de grano medio a grueso, grises, cuarcíticas a feldespáticas con lodolitas masivas verdes, grises y rojas.
Lodoso medio	1250	Lodolitas y limolitas (grises, negras en su mayoría, verdes y rojas) con poco contenido de areniscas.
Arenoso superior	1500	Arenisca feldespática o arcósica, gris con pocas intercalaciones de shale y arenisca fina en la base.

Espesor total Formación Girón: 3500 m.

Langenheim, J.H. (1959,1961) recolecto y describió fósiles de plantas en las

localidades del Río Lebrija y en la quebrada Mensulí cerca a Floridablanca. En el Río Lebrija, en el conjunto lodoso medio (Langenheim, R.L. 1959) describió los géneros *Pecopteris*, *Callipteridium*, *Asterotheca*, *Rhodea*, *Calamites* y *Carpolithus*, asignándole una edad del Pensilvaniano tardío a estas rocas. En Floridablanca, aproximadamente 50 m. estratigráficamente abajo de la sección de la Mesa de Ruitoque descrita por Langenheim, R.L. (1959) encontró los géneros *Ptilophyllum* sp. Y *Elatocladus* que le asignan una edad Jurásica a estas rocas; según estos datos el autor correlaciona al conjunto Arenoso superior de Lebrija con el Girón de Ruitoque, a pesar de sus grandes diferencias faciales.

Navas (1963) publica un estudio estratigráfico y cartográfico de la Formación Girón en la sección del Río Lebrija y en las mesas; en este estudio divide la sección tipo de la Formación Girón en 6 niveles (Tabla 3) y correlaciona los afloramientos de las mesas de Ruitoque y Los Santos con el nivel inferior lutítico, al contrario de lo hecho por Langenheim, R.L. (1959) y Langenheim, J.H. (1959,1961) sugiriendo que no se trata de facies continuas lateralmente, sino superpuestas debido a periodos de erosión en la zona este, donde reconoce además el contacto discordante Girón-Tambor, que establece como el limite Jurásico-Cretácico.

Bürgl (1964) teniendo en cuenta las evidencias recolectadas por Langenheim, J.H. (1959,1961) propone una división del Girón en: Paleogirón, para las rocas de edad Pensilvaniano y Neogirón para las de edad Jurásico; en este sentido, los conjuntos Arenoso inferior y Lodoso medio de Langenheim, R.L. (1959) serían Paleogirón y el conjunto Arenoso superior, así como las rocas de las secciones de la Mesa de Ruitoque y Los Santos serían Neogirón.

**Tabla 3.** Estratigrafía de la Formación Girón según Navas (1963).

Nivel	Espesor (metros)	Descripción
Inferior lutítico	550	Sucesión de pizarras Gris verdosas con intercalación de arenisca. La

Continuación		mitad superior contiene lutitas rojizas alternando con una sucesión de areniscas y conglomerados cuarzosos con laminación cruzada.
Arcósico inferior	170	Sucesión de arcosas poco alteradas compactas de color gris a gris verdoso, algunos bancos de areniscas cuarzosas. Dos bancos de shale rojizo al tope.
Superior de lutitas rojas alternando con areniscas	850	Sucesión de lutitas y areniscas, siendo las primeras más frecuentes hacia el techo, donde son de color gris a gris oscuro algo carbonaceas.
Arcósico superior	700	Arcosas típicas de grano variable y de colores claros y amarillentos, gris a gris verdoso. Algunos conglomerados de cuarzo. Intercalaciones arcillosas muy escasas en los 70 m. superiores donde aparecen

Continuación		shale rojos.
Lutitas rojas	230	Serie de shale de color rojizo y en algunas partes algo arenoso, compacto y algo micáceo, algunas intercalaciones de arenisca.
Conglomerado Superior	120 – 150	Cantos de 5-30 cm englobados en una matriz arcillosa.

Espesor total Formación Girón: 2600 m.

Cediel (1968) realiza un trabajo completo sobre el Grupo Girón (sensu Hedberg, 1931 en Etayo-Serna, 1989). Describe de nuevo la sección del río Lebrija (Tabla 4) y la subdivide en 8 conjuntos (A-H) asignándole una edad Triásico-Jurásico a los conjuntos A-G, correspondientes a la Formación Girón. El conjunto H lo denominó Formación Los Santos, antigua Formación Tambor, pues consideró inconsistente su definición debido a que solo representaba lo que Navas (1963) denominó Conglomerado Superior. Le asignó una edad Berriasiana e indicó que marcaba el inicio de la transgresión del mar Cretácico. También asignó el nombre de Formación Jordán a los sedimentos denominados anteriormente como Facies Orientales por Langenheim, R.L. (1959) y como Nivel Inferior Lutítico por Navas (1963); quizá corresponden también al Neogirón de Burgl (1964). Le asigna una edad Triásica y una sección tipo en el camino que conduce del municipio de Los Santos a Jordán en el costado sur de la Mesa de Los Santos. Este estudio propone por primera vez un marco tectosedimentológico para el desarrollo de los depósitos del Grupo Girón, considerándolos una molasa típica postorogénica desarrollada sobre una superficie arrasada Paleozoica por depósitos aluviales, fluviales y limno-fluviales, donde las variaciones faciales y de espesor fueron controlados por límites de grandes cuencas (geosinclinales) a través de los cuales las rocas eran sometidas a subsidencia y exhumación diferencial. Es a partir de este estudio, que la concepción del Girón cambia en la geología colombiana. La figura 2 compara las columnas y los espesores de las secciones levantadas en el Río Lebrija.

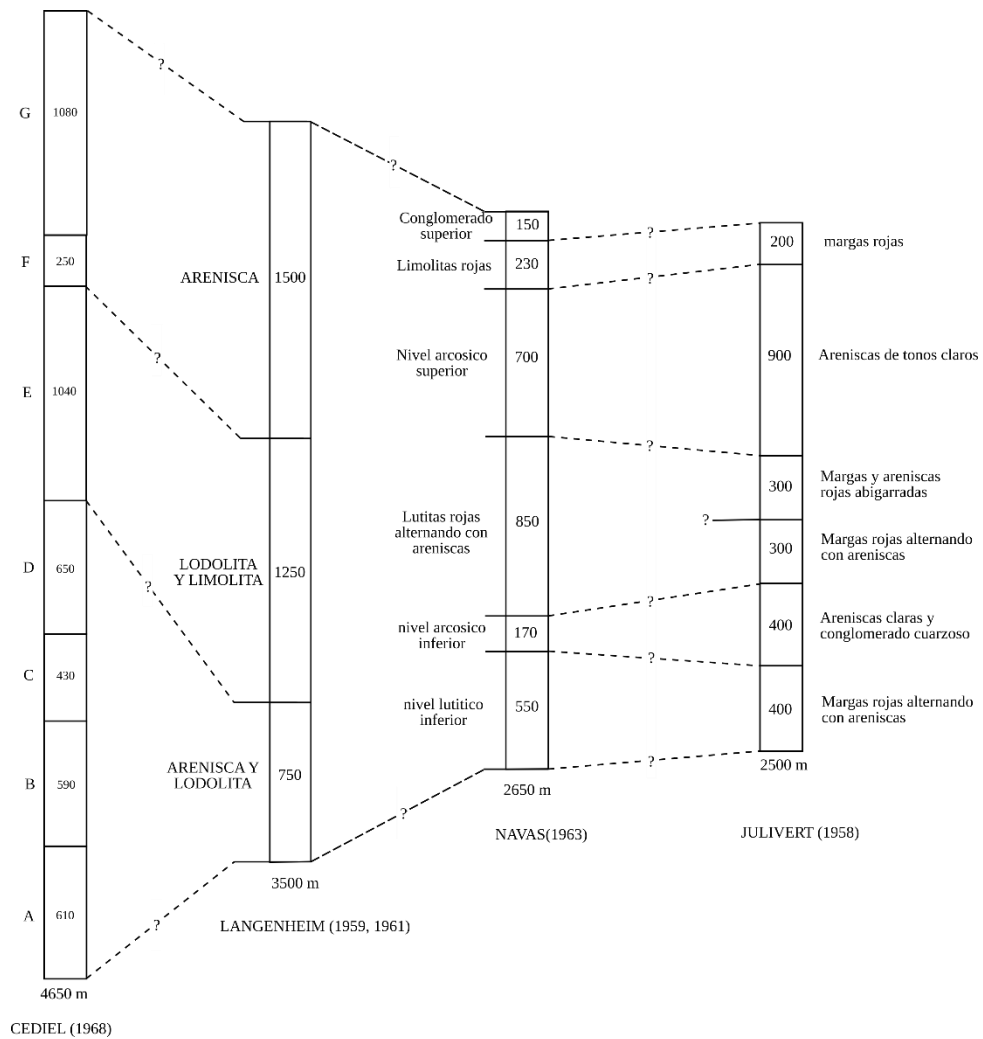
**Tabla 4.** Estratigrafía del Grupo Girón según Cediell (1968).

<b>Conjunto</b>	<b>Espesor (metros)</b>	<b>Descripción</b>
A	610	Arenisca de grano grueso, conglomerática y lechos delgados de conglomerados de cuarzo con algunas intercalaciones de lentes lutíficos de color gris azulado.
B	590	Interestratificación de areniscas gris azulas de grano medio a grueso con red beds, presencia de lutitas de color gris verdoso.
C	430	Areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada, con frecuencia se encuentran capas de conglomerados de cuarzo.
D	650	Interestratificación de areniscas con red beds, en la parte superior se presentan conglomerados de cuarzo.

Continuación		
E	1040	Areniscas de color gris azulado grano medio, compactas que pasan lateral y verticalmente a lutitas y ocasionalmente arcillolitas, algunos restos de carbón.
F	250	Interestratificación de areniscas con red beds
G	1080	Areniscas de grano grueso con estratificación cruzada, hacia el tope se presenta lechos de conglomerado
H (Formación Los Santos)	190	Areniscas de grano fino bien calibradas de color naranja claro con intercalaciones de bancos de color rojizo y red beds (Formación Los Santos)

Espesor total Grupo Girón: 4840 m.

**Figura 2.** Distintas columnas levantadas en la sección del Río Lebrija.



Fuente: Modificado de Cediél (1968).

Cediél & Geyer (1971) realizan un estudio en las principales capas rojas de Colombia, en este miden la emisión radiométrica de las rocas, calculan una importante diferencia en los resultados obtenidos de las Formaciones Girón y Jordán, lo cual apoya la subdivisión realizada por Cediél (1968).

Ward et al. (1973) considera y afirma lo establecido por Cediél (1968) con respecto a las Formaciones Jordán y Girón, excepto la presencia de un conglomerado de

poco espesor en el camino del roto que Cediell (1968) considera como la parte basal de la Formación Los Santos mientras Ward et al. (1973) lo consideran como una franja delgada de la Formación Girón, y la edad de la Formación Jordán que es considerada Jurásico inferior. Se considera a la Formación Girón de edad Jurásico medio a superior. Se sigue denominando al conjunto areno-lodoso que suprayace a la Formación Girón como Formación Tambor. Se realiza además una descripción regional de las principales fallas presentes en esta zona, basada principalmente en evidencias fotogeológicas, no presenta conclusiones importantes sobre la influencia de estas estructuras en el desarrollo tectonosedimentario de la región.

Pulido (1979) emplea el término Anticlinal de Los Cobardes para designar la estructura plegada, de orientación casi N-S, limitada por las fallas del Suarez al este y del Carmen al oeste, en cuyo núcleo expone rocas de la Formación Girón y que se extiende desde el municipio de El Guacamayo en el sur hasta Rionegro en el norte.

Chacón (1981) realiza un estudio de la Formación Girón en la sección Chima – Contratación al sur del “Anticlinal de los Cobardes”; divide la secuencia en tres segmentos: Conglomerados de la Llanita de 820 m de espesor, Limolita La Colorada de 296 m de espesor y Limoarenitas de Aguafría de 734 m y determina que el ambiente de depósito corresponde a una zona de piedemonte donde cauces aluviales daban origen a depósitos de canal y llanuras de inundación. Posteriormente Mendoza, P. (1990) lleva a cabo un estudio geoquímico para la determinación de concentraciones explotables de uranio en esta misma localidad, con un resultado desfavorable para la explotación.

Pons (1982) mediante un estudio palinológico, establece la edad de la Formación Girón entre el Jurásico superior – Cretácico inferior (Royero & Clavijo, 2001) edad más aceptada hasta la actualidad.

Etayo – Serna & Laverde, eds (1985) reafirman el nombre Formación Los Santos para la parte superior del Grupo Girón, redescubren la sección tipo en el Camino del Roto (Laverde, 1985) donde se reconoce el contacto discordante de esta con la Formación Jordán, no existiendo franja de la Formación Girón. Se describen

además tres nuevas secciones de la Formación Los Santos en Zapatoca, San Vicente de Chucurí y en el Río Lebrija (Laverde & Clavijo, 1985; Vargas et al., 1985; Clavijo, 1985) se presentan también consideraciones sobre la edad de la Formación Los Santos que ubican en el Berriasiano como lo había propuesto Cediél (1968).

Etayo-Serna (1989) propone una nueva nomenclatura estratigráfica para el Cretácico inferior debido a que aún existía ambigüedad en su uso. Considera el término Grupo Girón en el sentido de Cediél (1968) como el más apto, el cual divide en la inferior Formación Angostura del Río Lebrija y en la superior Formación Los Santos, retirando el término Formación Girón de la nomenclatura; la antigua Formación Tambor de Hedberg pasaría a ser el Miembro Tambor, restringido arealmente, localizado en la vía del ferrocarril Bucaramanga - Puerto Wilches entre los km. 95 – 92, que sería el mismo Conglomerado Rojo de Cediél (1968) y el Conglomerado Superior de Navas (1963). También propone el término Miembro Camino del Roto para designar la parte inferior, conglomerática, de la Formación Los Santos en el sector del Roto, descrita por Laverde (1985).

Cediél (2001) realiza una serie de consideraciones sobre su trabajo de 1968 a la luz de nuevas evidencias y teorías: considera que el espesor calculado (4690 m.) puede ser en realidad la mitad. Que la edad de la Formación Girón, se ubica mejor en el Jurásico. Reconoce al Grupo Girón como un depósito synrift, siendo el conjunto H o Formación Los Santos el postrift e inscribe la sección tipo dentro de un modelo de aulacógeno.

Ayala-Calvo et al. (2005) llevan a cabo un estudio de paleomagnetismo en los sectores de Rionegro, la Mesa de Los Santos y el Macizo de Floresta. En estos estudios demuestran que existen diferencias en la paleolatitud calculada para las rocas de la Formación Jordán (-14) y la Formación Girón (+11) en el sector de Rionegro, lo cual sugiere movimientos de traslación de terrenos geológicos desde latitudes sur; también determinan rotaciones de bloques tectónicos en el área de Bucaramanga entre los sectores de Rionegro y la Mesa de Los Santos; la rotación de bloques podría estar asociada a los cambios de espesor a través de fallas normales en la Formación Girón debida quizá a una tectónica transtensiva.

Rocha-Urbina (2005) realiza un análisis facial de la Formación Girón en la mesa de Ruitoque, en la que llega a conclusiones similares a las de Cediél (1968) y Chacón (1981).

Cetina & Patiño (2013) realizan un análisis estructural enfocado en la determinación de paleotensores en el flanco oeste del “anticlinal de Los Cobardes”, en el cual determinan la variación de los campos de esfuerzos durante la historia deformativa. Determinan tres tensores: El primero se relaciona con un esfuerzo mínimo horizontal en dirección  $126^\circ$  de la época de distensión que afectó la zona durante el Mesozoico; el segundo presenta un esfuerzo máximo horizontal en dirección  $30^\circ$  con componente en rumbo, relacionado al inicio de la deformación del flanco oeste del “anticlinal de Los Cobardes”, posiblemente desde el Maastrichtiano, con mayor influencia durante el Paleoceno; el tercero muestra un esfuerzo máximo horizontal en dirección  $118^\circ$  en un régimen transpresivo, relacionado a la última etapa deformativa teniendo efecto desde el Oligoceno tardío hasta el presente, con una posible influencia desde el Eoceno y mayor predominio en el Mioceno.

Blanco & Rincón (2014) realizan un análisis del contacto entre la Formación Girón y la Formación Los Santos en las mesetas de Ruitoque y Los Santos, definiendo este como un contacto transicional ubicado en el Cretácico inferior.

Jaimes & Lopez (2015) realizan una cartografía de la zona occidental del “anticlinal de Los Cobardes” donde determinan que el estilo estructural de la zona está dominado por la acción de fallas inversas posiblemente reactivadas en el piedemonte que traen a superficie rocas jurásicas en estructuras anticlinales en una tectónica de piel gruesa de la cual desprenden fallas de piel delgada hacia la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Proponen además la existencia de zonas transversales de deformación.

## 4. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se presentarán de manera sucinta y resumida las principales herramientas teóricas y conceptuales que se utilizarán en el desarrollo de este trabajo. Primero se expondrán las principales características y condiciones que se dan para la formación de rocas sedimentarias, particularmente rocas siliciclásticas formadas en ambientes fluviales y aluviales. Posteriormente se describirán los procesos involucrados en la deformación de las rocas y en el análisis geométrico, cinemático y dinámico de esta. No se pretende ahondar de manera detallada en ningún concepto, para lo cual se remite al lector a las referencias enunciadas para cada tema y a los capítulos posteriores donde se discutirán muchos de los conceptos aquí enunciados.

### 4.1 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN

**4.1.1 Meteorización, erosión y depositación.** Una roca expuesta a condiciones subaereas es susceptible a sufrir modificaciones causadas por distintos agentes (químicos, físicos, biológicos) los cuales descomponen y desintegran la roca, generando el material principal que constituye las rocas sedimentarias y los suelos (Boggs, 2006) este proceso es conocido como meteorización.

La meteorización puede generar distintos productos de acuerdo con los procesos principales que operen en la descomposición de la roca (Tabla 6). En este sentido se puede anotar que la composición de las rocas sedimentarias clásticas que se forman a partir de materiales meteorizados estará controlada por la composición de la roca parental y por los procesos de meteorización (Boggs, 2006).

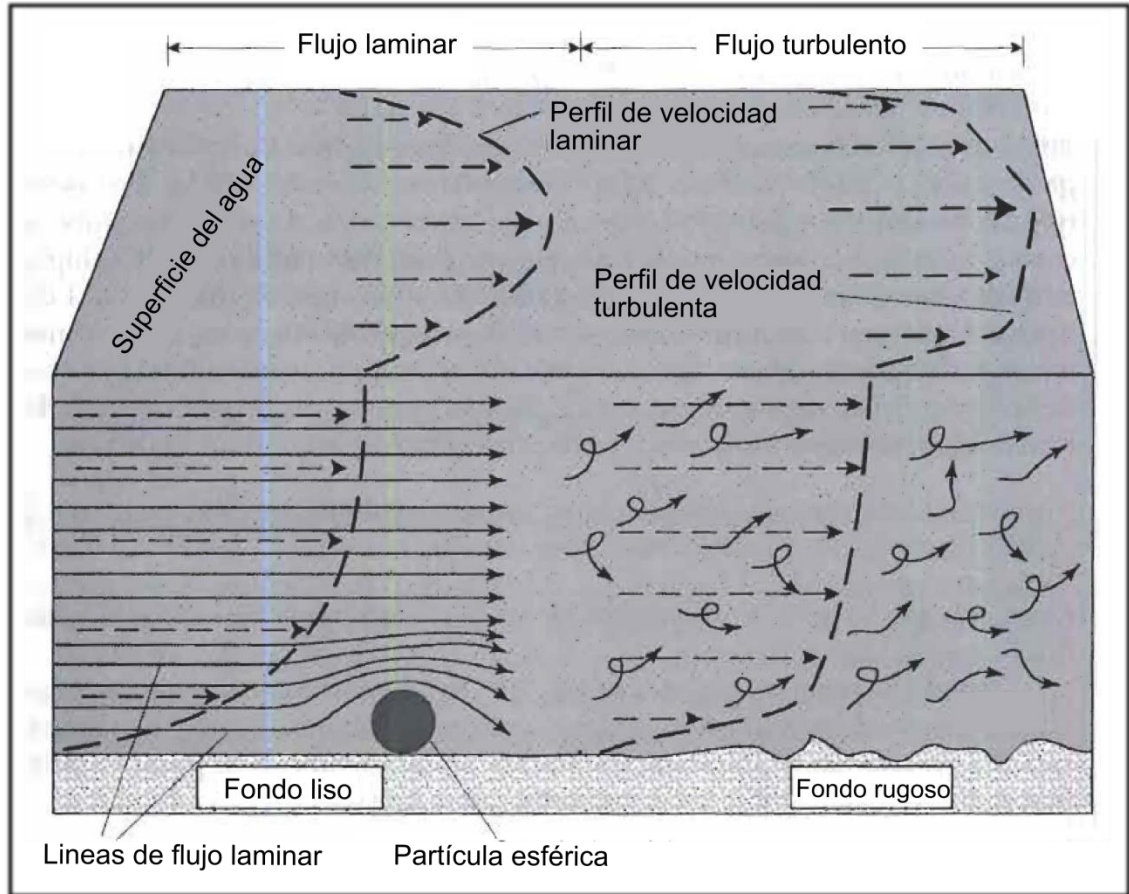
**Tabla 5.** Principales productos resultados de los procesos de meteorización. Modificado de Boggs (2006).

Proceso	Tipo de producto	Ejemplo	Producto depocisional
Meteorización física	Residuos en partículas	Silicatos (Cuarzo, feldespato) fragmentos de roca	Areniscas, conglomerados, lodolitas

Continuación			
<b>Meteorización química</b>			
Hidrólisis	Constituyentes solubles	Acido silícico ( $H_4SiO_4$ ), $K^+$ , $Na^+$ , $Mg^{2+}$ , $Ca^{2+}$	Chert, calizas, etc.
	Minerales secundarios	Minerales de arcilla	Lodolitas
Solución simple	Constituyentes solubles	Acido silícico: $K^+$ , $Na^+$ , $Mg^{2+}$ , $Ca^{2+}$ , $HCO_3^-$	Calizas, evaporitas, chert
Oxidación	Minerales secundarios	Oxidos férricos y de manganeso	Constituyentes menores

Los productos de la meteorización, son removidos de sus posiciones iniciales por diversos agentes (agua, aire, hielo) y direccionados hacia sus nuevos sitios de depositación; durante esta trayectoria los materiales son sometidos a procesos físicos y químicos (abrasión, corrosión) que alteran sus propiedades texturales (Folk, 1980; Boggs, 2006). Los fluidos son los agentes erosivos más importantes y sus características están determinadas principalmente por su densidad y viscosidad (Nichols, 2009) que junto con otras características propias del medio (profundidad del canal, rugosidad, anchura, pendiente) definen las propiedades del flujo. En la figura 3 se observa que la forma del fondo modifica el patrón de las líneas de flujo: un fondo más rugoso genera un patrón caótico mientras un fondo liso no modifica el desplazamiento cizallante entre las superficies.

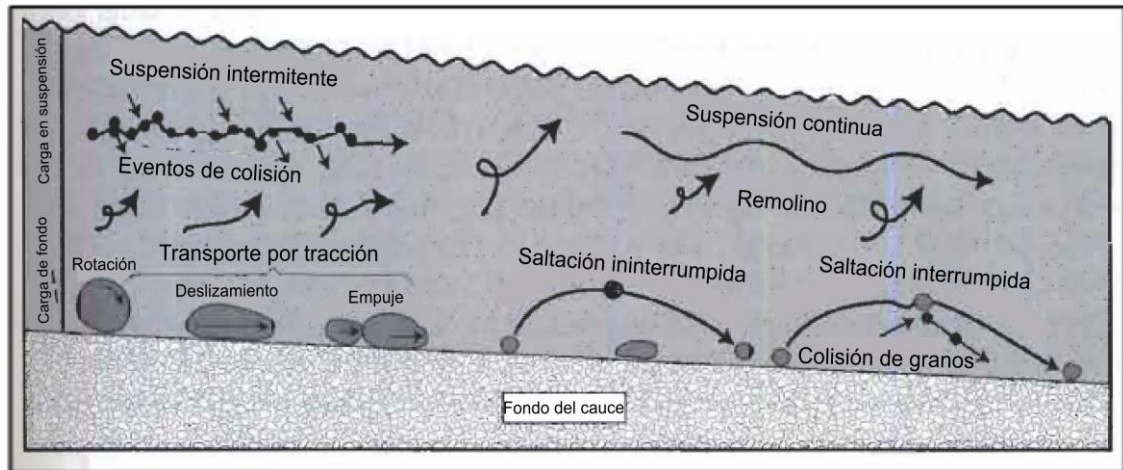
**Figura 3.** Esquema representativo de la distribución y forma de las líneas del flujo de un fluido en un medio que se asemeja al cauce de un río



Fuente: Modificado de Boggs (2006).

Las partículas presentes como carga modifican el patrón del flujo localmente. En vista de planta, la velocidad máxima del fluido se ubica en el centro del cauce y disminuye hacia los costados; en vista de perfil la velocidad disminuye desde el contacto agua-aire hacia el fondo. La pérdida de energía cinética debido a la interacción entre el agua y la superficie rocosa que la contiene es la causante de la distribución de los perfiles de velocidad, nótese que el cambio es más abrupto cuando el fondo es rugoso. Factores como la gravedad, la textura, la composición de los granos y las propiedades del fluido definen la posición de las partículas y los mecanismos involucrados en su transporte (Figura 4).

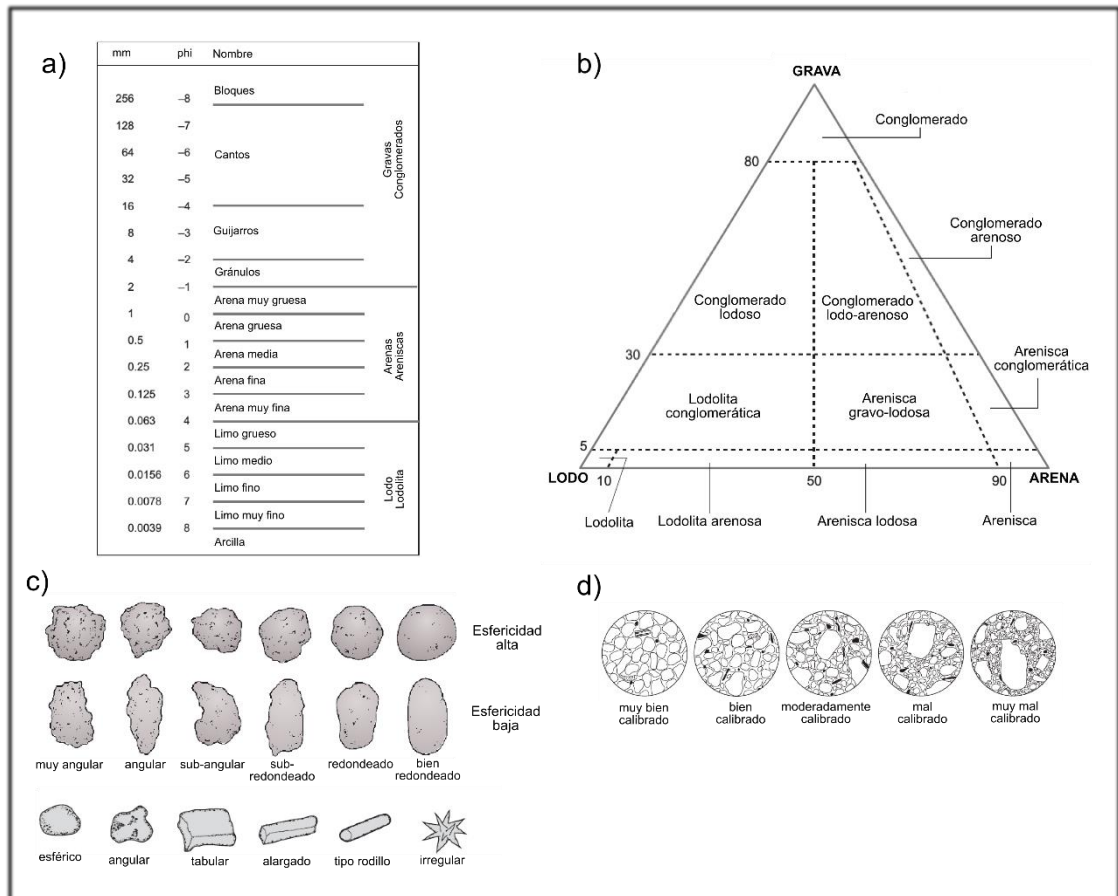
**Figura 4.** Esquema ilustrativo de las trayectorias de las partículas en el cauce de un río.



Fuente: Modificado de Boggs (2006).

**4.1.2 Textura y estructuras sedimentarias.** La textura de una roca sedimentaria se refiere a las características relacionadas al tamaño, forma y orientación de los granos individuales dentro de la roca mientras que la estructura se refiere a los arreglos espaciales generados por agregados de granos (Boggs, 2006). La textura y las estructuras sedimentarias pueden ser utilizadas para evaluar aspectos ambientales como: mecanismos de transporte, direcciones de paleocorrientes, profundidades relativas del agua y velocidades relativas de las corrientes (Folk, 1980; Boggs, 2006; Miall, 2006). Para realizar la descripción textural se usan distintos parámetros que permiten clasificar las rocas de acuerdo al tamaño, forma, esfericidad, rugosidad y orientación de los granos y a la relación espacial que se presenta entre ellos (calibrado, porosidad, permeabilidad) (Figura 5). Las estructuras sedimentarias son rasgos geométricos de las rocas que se presentan a distintas escalas y representan condiciones específicas en el medio de depositación que las generó; estructuras comunes desarrolladas en medios fluviales (laminación cruzada planar, laminación cruzada en artesa, ondulitas, laminación plano-paralela, grietas de desecación, entre otras) son reconocidas y estudiadas de mejor manera en campo (Boggs, 2006; Miall, 2006) (Figura 6).

**Figura 5.** Principales parámetros utilizados en la clasificación textural de rocas sedimentarias: a) Escala de Udden – Wentworth que clasifica los granos de acuerdo al diámetro de su cara más grande; b) diagrama propuesto por Folk (1980) para la clasificación de rocas sedimentarias según la distribución volumétrica de los distintos tamaños de grano dentro de la roca; c) Clasificación de los granos según su redondez, esfericidad y forma; d) distintos tipos de calibrado.

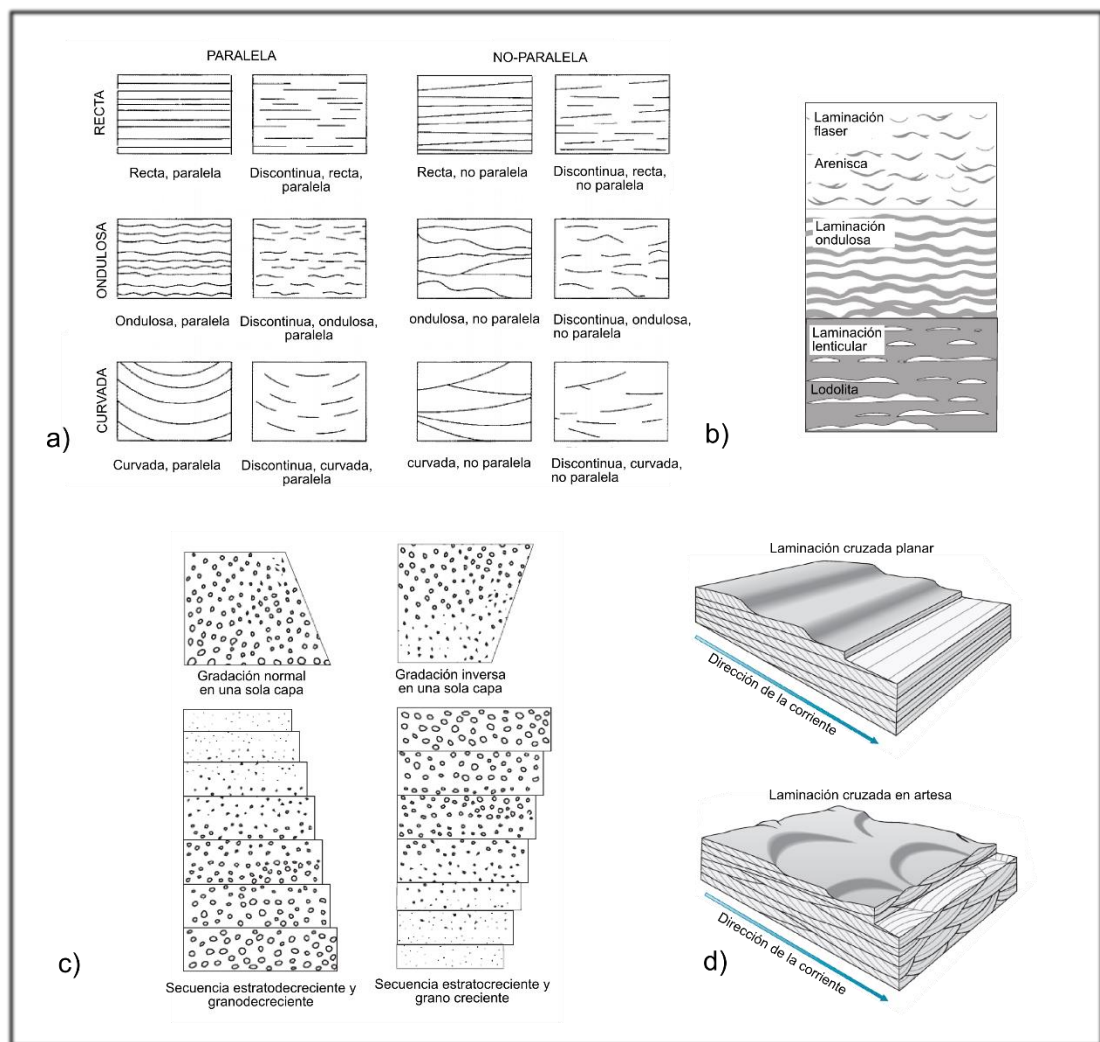


Fuente: Modificado de: a) Wentworth, 1922 en Nichols (2009). b) Folk (1967) en Nichols (2009). c) y d) Coe (2010).

Las estructuras sedimentarias pueden generarse en el mismo momento de la depositación (deposicionales o de corriente), por deformación suave del sedimento poco tiempo después de la depositación (deformacionales), por acción biológica (biogénicas) y por acción química (Pettijohn & Potter, 1973). Hay otro tipo de estructuras que se generan en secuencias sedimentarias ya litificadas, son

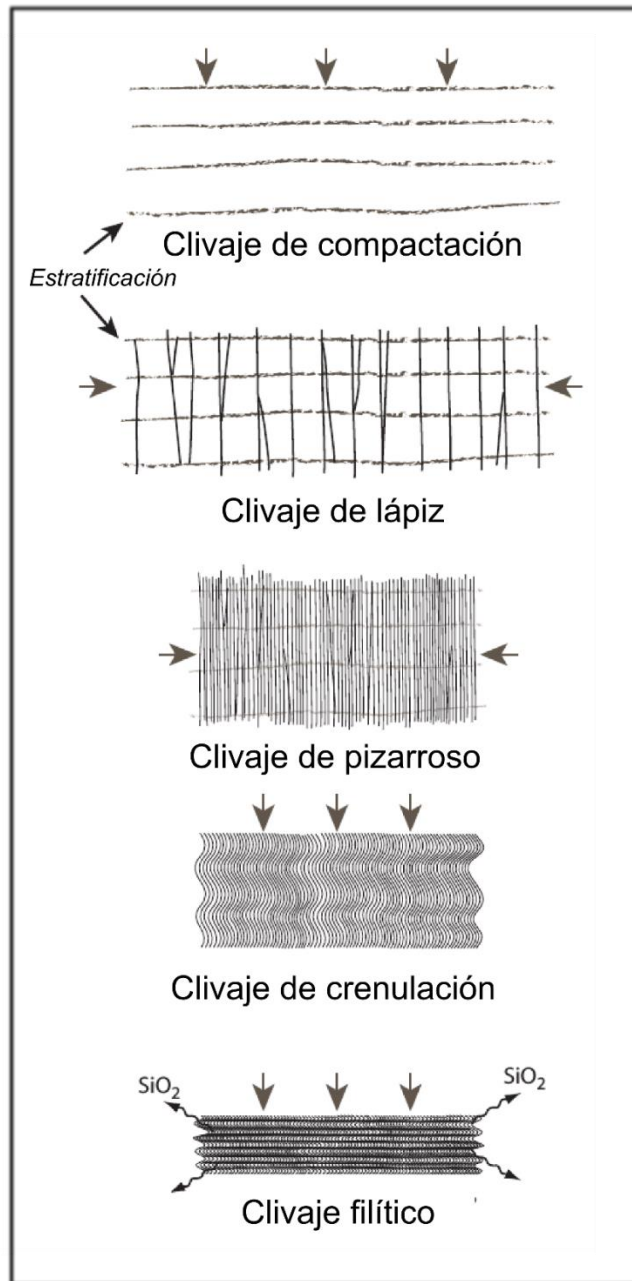
estructuras secundarias que se generan por la historia de compactación de las rocas y son de gran importancia en la evaluación de la historia deformacional de una roca (Figura 7).

**Figura 6.** Ejemplos y esquemas de las principales estructuras sedimentarias presentes en rocas terrígenas o siliciclásticas: a) Diagrama propuesto por Campbell (1987) que describe las principales configuraciones geométricas de los estratos. b) Clasificación que se le da a las estructuras ondulosas que se presentan en secuencias compuestas por areniscas y lodolitas. c) Estructuras de gradación en un solo estrato y en secuencias estratificadas. d) Principales clases de laminación cruzada.



Fuente: Modificado de: a) Campbell (1987). b) y c) Nichols (2009). d) Coe (2010).

**Figura 7.** Estructuras secundarias o de deformación generadas en un estrato de roca sedimentaria durante su historia de compactación. Nótese la presencia de un esfuerzo horizontal que acorta la roca en sentido paralelo a la estratificación debido a la presión ejercida por los cuerpos adyacentes.



Fuente: Modificado de Fossen (2010)

**4.1.3 Facies.** El estudio e interpretación de las texturas, estructuras sedimentarias, fósiles y asociaciones litológicas de rocas sedimentarias en la escala de afloramiento, sección de un pozo o un pequeño segmento de una cuenca comprende el objeto del análisis de facies (Miall, 2006). Las facies sedimentarias son consideradas como la combinación particular de litologías, estructuras físicas y biológicas que le otorgan a un cuerpo de roca un aspecto diferente de los cuerpos vertical y lateralmente adyacentes (Vera, 1994). Existen distintos tipos de facies de acuerdo a las características particulares que se estén analizando (litofacies, biofacies, electrofacies, facies sísmicas, entre otras). Si existe una relación espacial y genética entre dos o más facies, y esta relación se repite cíclicamente, las facies pueden ser agrupadas en asociaciones de facies (Vera, 1994), estas asociaciones forman la base para describir modelos de facies (Miall, 2006) cuyo objetivo es el de interpretar los ambientes de depositación (Boggs, 2006) y la arquitectura de los sistemas deposicionales (Miall, 2006). Para depósitos fluviales las clasificaciones propuestas por Miall (2006), son las que mejor reúnen y agrupan distintas clasificaciones propuestas en muchos estudios y aclaran mucha confusión que se ha presentado en este tema. En esta clasificación se nombran las litofacies teniendo en cuenta principalmente el tamaño de grano dominante: G: gravas, S: arenas, F: lodos; la siguiente letra en minúscula hace referencia a la textura o estructura sedimentaria característica (Tabla 6).

**Tabla 6.** Clasificación de litofacies en sistemas fluviales. Modificado de Miall (2006).

<b>Código de facies</b>	<b>Facies</b>	<b>Estructura sedimentaria</b>	<b>Interpretación</b>
Gmm	Conglomerado masivo matriz-soportado	Gradación débil	Flujo plástico de detritos
Gmg	Conglomerado matriz-soportado	Gradación inversa a normal	Flujo pseudoplástico de detritos
Gci	Conglomerado clasto-soportado	Gradación inversa	Flujo de detritos rico en clastos
Gcm	Conglomerado masivo clasto-soportado	-	Flujo pseudoplástico de detritos
Gh	Conglomerado clasto-soportado pobremente estratificado	Estratificación horizontal	Formas de fondo longitudinales, depósitos rezagados
Gt	Conglomerado	Laminación	Rellenos de

Continuación	estratificado	cruzada en artesa	canales menores
Gp	Conglomerado estratificado	Laminación cruzada planar	Formas de fondo transversales
St	Arenisca, fina a muy gruesa, incluso conglomerática	Laminación cruzada en artesa	Dunas 3D
Sp	Arenisca, fina a muy gruesa, incluso conglomerática	Laminación cruzada planar	Dunas 2D
Sr	Arenisca, fina a muy gruesa	Laminación ondulosa	Ondulitas
Sh	Arenisca, fina a muy gruesa, incluso conglomerática	Laminación plana-paralela	Flujo paralelo a la capa
Sl	Arenisca, fina a muy gruesa, incluso conglomerática	Laminación cruzada de bajo ángulo	Rellenos de cicatrices de erosión, antidunas
Sc	Arenisca, fina a muy gruesa, incluso conglomerática	Surcos	Rellenos de cicatrices de erosión
Sm	Arenisca, fina a gruesa	Masiva	Depósitos de flujos gravitatorios
Fl	Arenisca, limolita, arcillolita	Laminación ondulosa	Depósitos de llanura, canales abandonados
Fsm	Limolita, arcillolita	Masiva	Pantanos o canales abandonados
Fm	Arcillolita, limolita	Masiva, grietas de desecación	Depósitos de llanura, canales abandonados
Fr	Arcillolita, limolita	Masiva, raíces, bioturbación	Suelos incipientes
C	Carbón, lodo carbonaceo	Plantas	Pantanos con vegetación
P	Paleosuelo	Nódulos calcareos	Suelos con precipitación

			química
--	--	--	---------

Estas litofacies se agrupan en elementos deposicionales de acuerdo a las asociaciones que entre ellas se presenten (Tabla 7); la agrupación de estos elementos sirve para determinar macroformas desarrolladas dentro de un ambiente sedimentario (Miall, 2006).

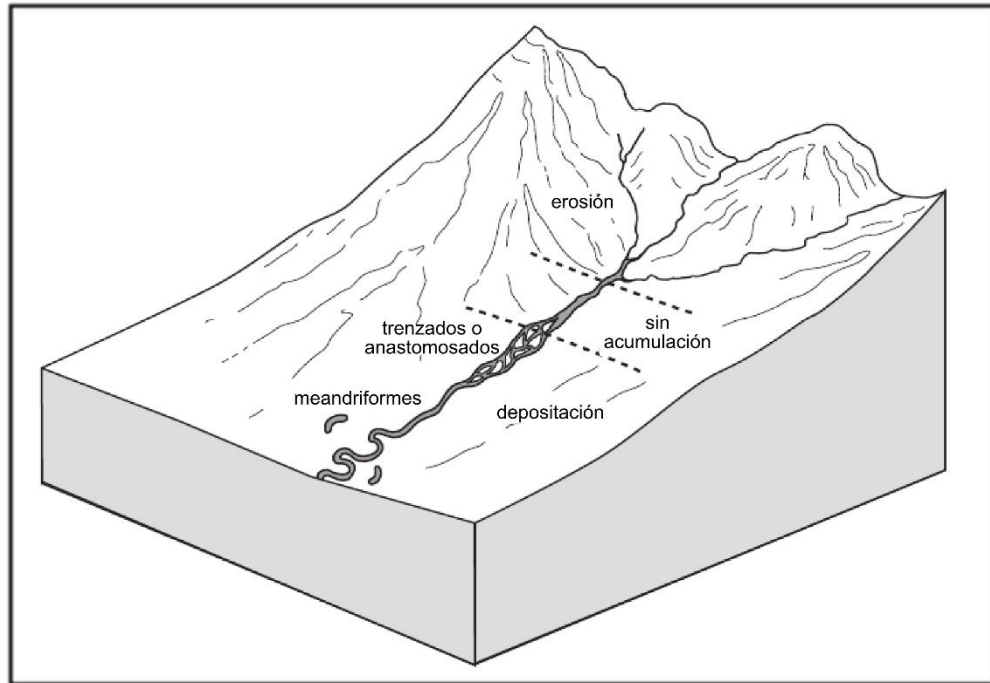
**Tabla 7.** Asociaciones de facies y elementos deposicionales en sistemas fluviales. Modificado de Miall (2006).

<b>Elementos</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Asociación de facies</b>	<b>Geometría y relaciones</b>
Canales	CH	Cualquier combinación	Lente o capa, base cóncava hacia arriba
Barras gravosas	GB	Gm, Gp, Gt	Lente o capa, cuerpos tabulares
Formas de fondo arenosas	SB	St,Sp,Sh,Sl,Ss	Lente, capa, lamina, rellenos de canal, abanicos de desborde, barras menores
Macroformas de acreción río abajo	DA	St,Sp,Sh,Sl,Ss	Lentes sobre base plana o acanalada
Macroformas de acreción lateral	LA	St,Sp,Sh,Sl,Ss, Gm,Gt, Gp	Capas, lóbulos
Hondonada de erosión	HO	Gh, Gt,St, Sl	Hondonada de erosión con forma de cuchara
Flujos gravitatorios	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulo, capa
Láminas de arena	LS	Sh,Sl,Sp,Sr	Capa, lámina
Llanura de inundación	FF	Fm,Fl	Capas delgadas a gruesas

**4.1.4 Depósitos aluviales y fluviales.** Los depósitos fluviales y aluviales comprenden un gran espectro de sedimentos generados por la actividad de ríos, arroyos y flujos influenciados por la gravedad; en general se pueden dividir en dos tipos de depósito principal: ríos y abanicos aluviales (Boggs, 2006). El área de afectación de un depósito fluvial está confinada al área de drenaje de donde el río erosiona el sedimento y al área de depositación, donde se libera de su carga (Figura

8).

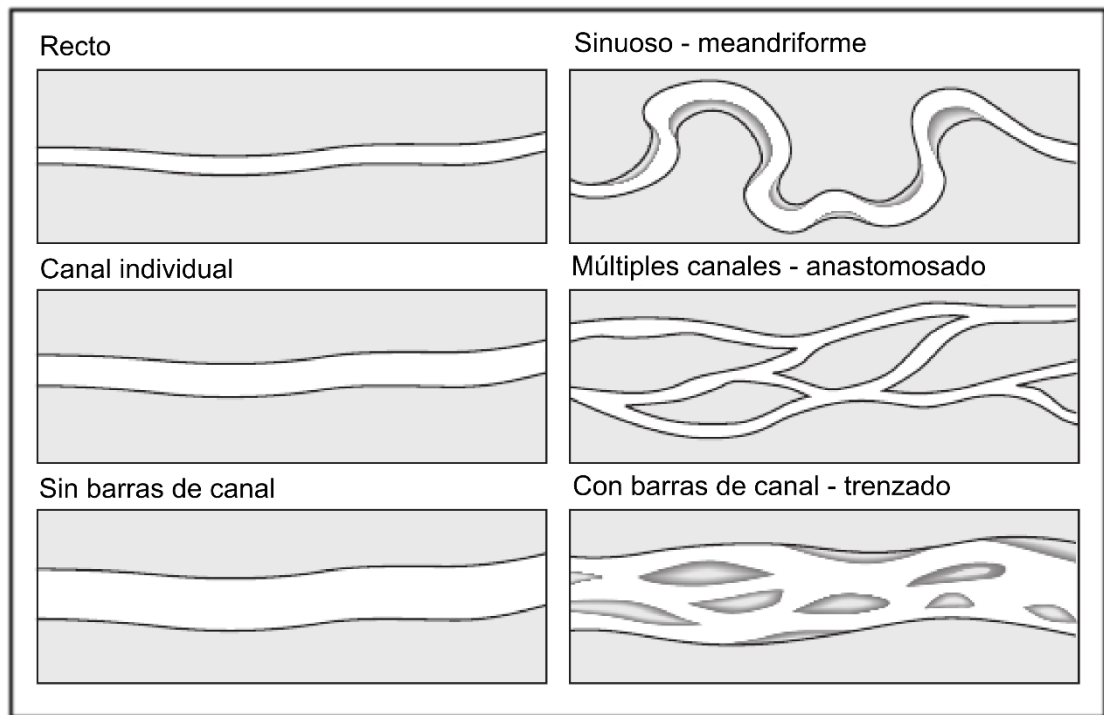
**Figura 8.** Esquema ilustrativo sobre las áreas de afectación de un sistema fluvial y sobre la distribución de los principales tipos de ríos. Nótese que la sinuosidad del río aumenta a medida que disminuye la pendiente regional.



Fuente: Modificado de Nichols (2009).

El área de depositación de los ríos está confinada al canal principal por donde transcurre su curso y el área adyacente donde deposita sedimento en periodos de inundación, entre la zona de erosión y depositación existe una zona sin acumulación, esta cambia debido a modificaciones del nivel base. Los sistemas de ríos pueden ser clasificados de acuerdo a: la sinuosidad del canal, la presencia o ausencia de barras de arena o grava dentro del canal y al número de canales separados presente en un tramo del río (Nichols, 2009); según estas condiciones surgen cuatro miembros finales: ríos rectos, trenzados, anastomosados y meandriformes (Figura 9) cada uno con sus características propias y sus depósitos asociados (Figura 10).

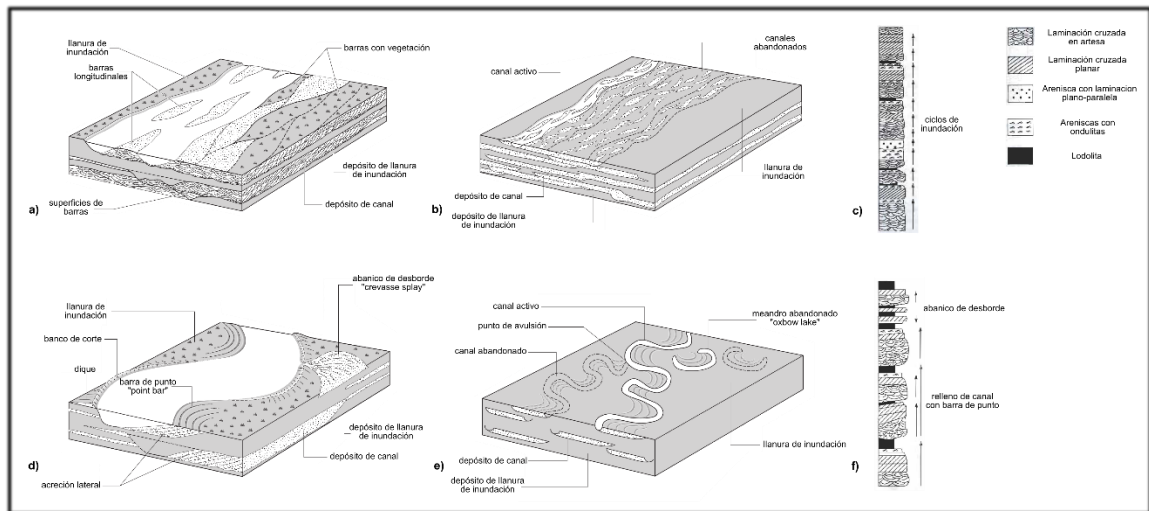
**Figura 9.** Clasificación de ríos según la sinuosidad de su trazo, el número de canales presentes en un trazo del río y la presencia de barras en el canal.



Fuente: Modificado de Nichols (2009).

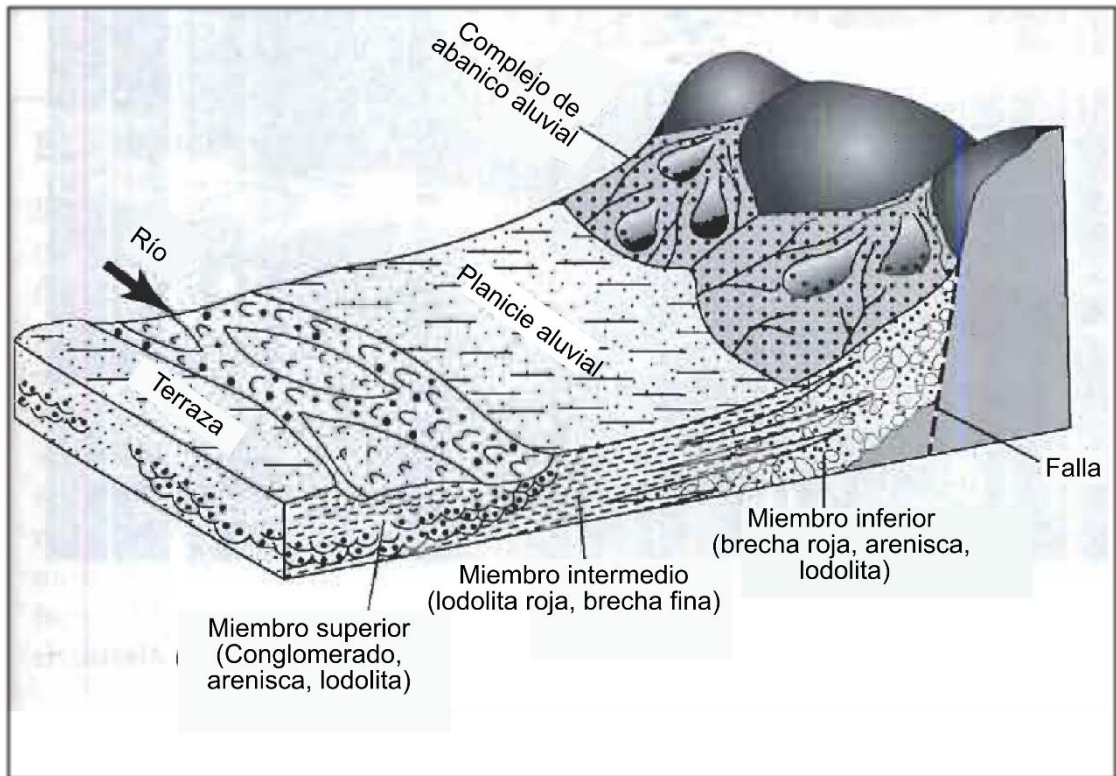
Debido a que un río puede variar su naturaleza tanto espacial como temporalmente tanto el registro estratigráfico como los ríos actuales van a estar compuestos por una mezcla de todos estos tipos (Miall, 2006). Los abanicos aluviales se encuentran en áreas a la base de una cadena montañosa donde se presenta un cambio abrupto de relieve generalmente debido a actividad tectónica, en el escarpe de grandes fallas (Boggs, 2006); debido a este cambio los ríos que provienen de la zona montañosa perderán energía y depositarán sedimento en forma de abanico (Figura 11). Los depósitos sedimentarios en los abanicos aluviales son comúnmente poco calibrados, presentan una disminución del tamaño de grano desde las partes altas (upstream) hacia las partes más bajas (downstream) dentro del abanico (Boggs, 2006) (Figura 11) y pueden estar asociados con depósitos fluviales, eólicos, lacustres y marinos marginales.

**Figura 10.** Esquemas que representan la morfología y variación espacial y temporal de los depósitos principales generados en un sistema fluvial. a) Morfología y depósitos de un río trenzado, nótese que la depositación de areniscas y gravas formando estructuras de laminación cruzada en artesa se da en las barras, los canales hacen incisión sobre los fondos. b) Arquitectura formada por un río trenzado que migra lateralmente dejando canales y barras inactivas con el tiempo. c) Secuencia estratigráfica comúnmente generada por un sistema de ríos trenzados, nótese la presencia de ciclos de llenado de canal. d) Morfología y depósitos de un río meandriforme, la depositación se da en las barras de orillal (point bar), donde se generan superficies de acreción lateral que reflejan la migración del canal; cuando el dique que limita el transcurso del ríos se rompe, se desarrolla un abanico de desborde que genera depósitos de areniscas. e) Arquitectura formada por un río meandriforme que desarrolla el proceso de avulsión, nótese que el canal principal del río es abandonado y/o cambia de dirección varias veces durante la evolución del sistema. f) Secuencia estratigráfica comúnmente generada por un sistema de ríos meandriformes, se observa la evolución temporal de depósitos de fondo de canal, barras de orillal y llanura de inundación y la presencia de distintos ciclos que reflejan la migración de los canales principales.



Fuente: Modificado de a), b), d) y e) Nichols (2009). c) y f) Miall (2006).

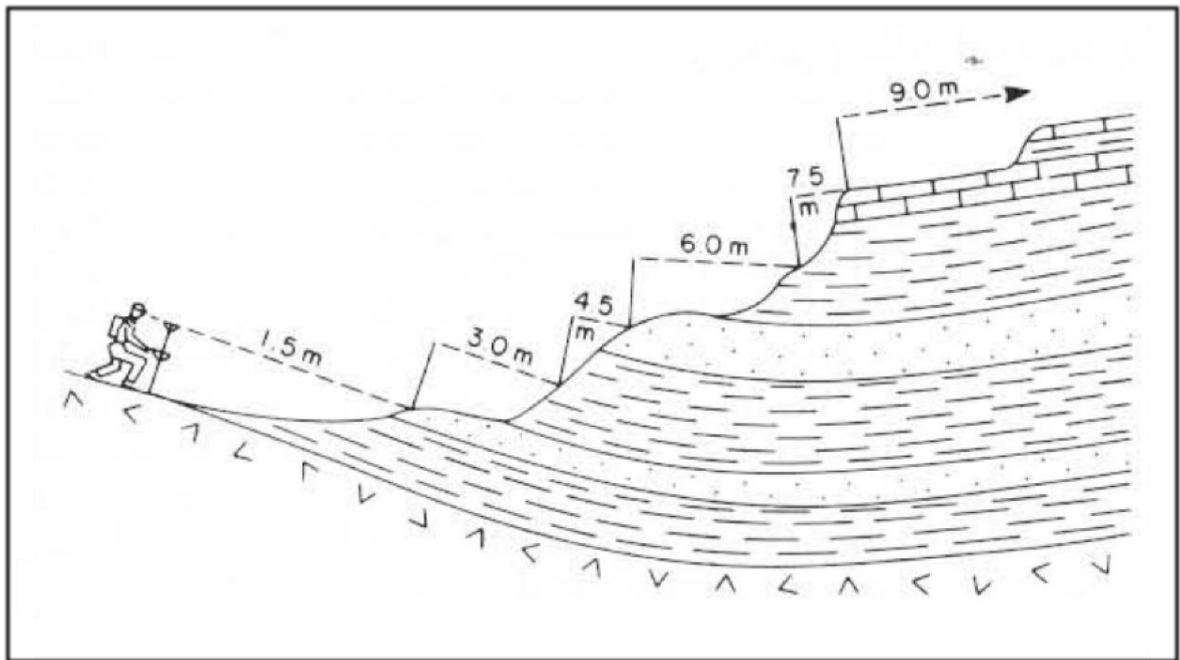
**Figura 11.** Modelo deposicional de un abanico aluvial.



Fuente: Modificado de Boggs (2006).

**4.1.5 Medición de secciones estratigráficas.** La información necesaria para interpretar un ambiente sedimentario se puede obtener de muchas fuentes, entre estas la medición y descripción de una sección estratigráfica suele ser la más utilizada y precisa (Miall, 2000). Esta sección puede estar ubicada en el corte de una carretera, el valle de un río, una excavación o en un escarpe. Para realizar la medición del espesor estratigráfico de la sección existen diversos métodos (corte, poligonal) sin embargo, el método más sencillo y certero es el bastoneo (Miall, 2000) que se realiza mediante el uso de un bastón de Jacob de 1,5 metros de longitud, el cual va midiendo intervalos de espesor en la secuencia que pueden ir siendo descritos a medida que su espesor acumulado se obtiene (Figura 12).

**Figura 12.** Esquema ejemplificando la medición mediante el bastón de Jacob de una secuencia de rocas estratificadas.



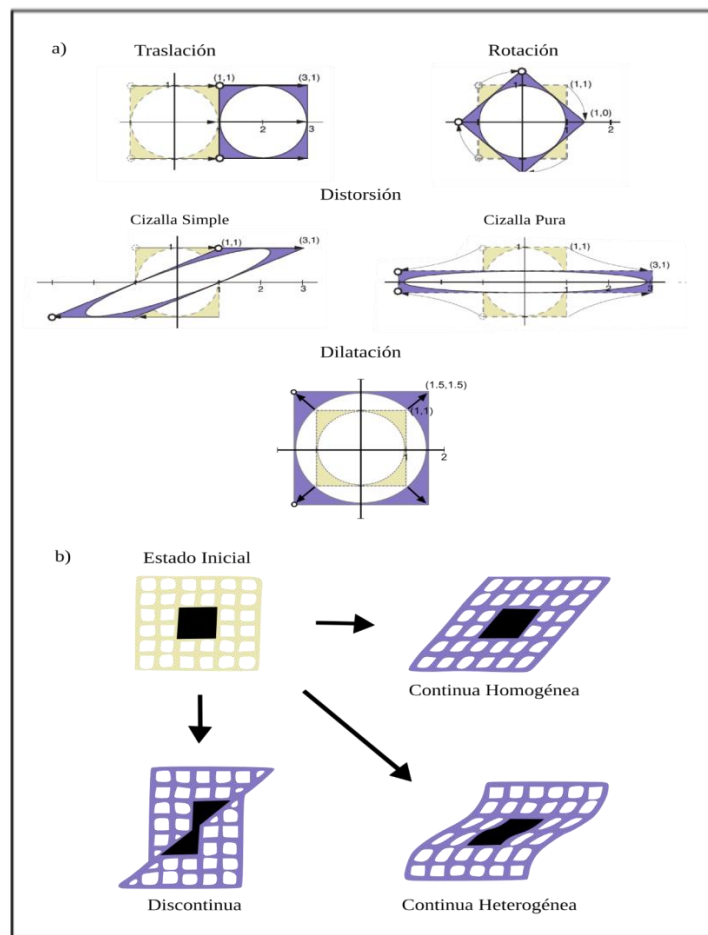
Fuente: Tomado de Miall (2000).

## 4.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

**4.2.1 Deformación y esfuerzo.** En un sentido amplio la deformación es la diferencia entre la posición (traslación), orientación (rotación) forma (distorsión) y volumen (dilatación) de un objeto antes y después de que un evento deformativo haya ocurrido (Fossen, 2010) (Figura 13). Esta diferencia o cambio ocurre cuando el cuerpo ha sido sometido a un campo de esfuerzos. La deformación puede ser continua o discontinua si se manifiesta o no continuidad entre porciones finitas adyacentes del cuerpo y heterogénea u homogénea si ocurren o no modificaciones en la forma y paralelismo de las líneas que lo describen (Rossello, 2001) (Figura 13). La continuidad de un cuerpo deformado puede variar de acuerdo a la escala de observación, pues, un objeto rocoso deformado de manera continua a escala mesoscópica (afloramiento) puede manifestar discontinuidades estructurales a escala microscópica y/o atómica (Paterson, 1961; Rossello, 2001). La deformación interna (strain) manifiesta cambios en la forma y/o volumen del cuerpo (distorsión y

dilatación) y su estudio se realiza analizando la elipse y/o elipsoide resultado de la deformación homogénea de una circunferencia perfecta inscrita en el cuerpo antes de que este sea deformado (oolito, pelet, mancha de reducción, fósil, entre otros) (Julivert, 1986).

**Figura 13.** Componentes básicos de la deformación: a) la traslación y rotación deforman el cuerpo sin modificar las relaciones entre los puntos que lo componen, la distorsión y la dilatación si generan modificaciones internas en el cuerpo (strain), b) la deformación discontinua es característica de estructuras frágiles, la deformación continua homogénea y heterogénea de estructuras dúctiles.



Fuente: Modificado de a) Fossen (2010) y b) Rossello (2001).

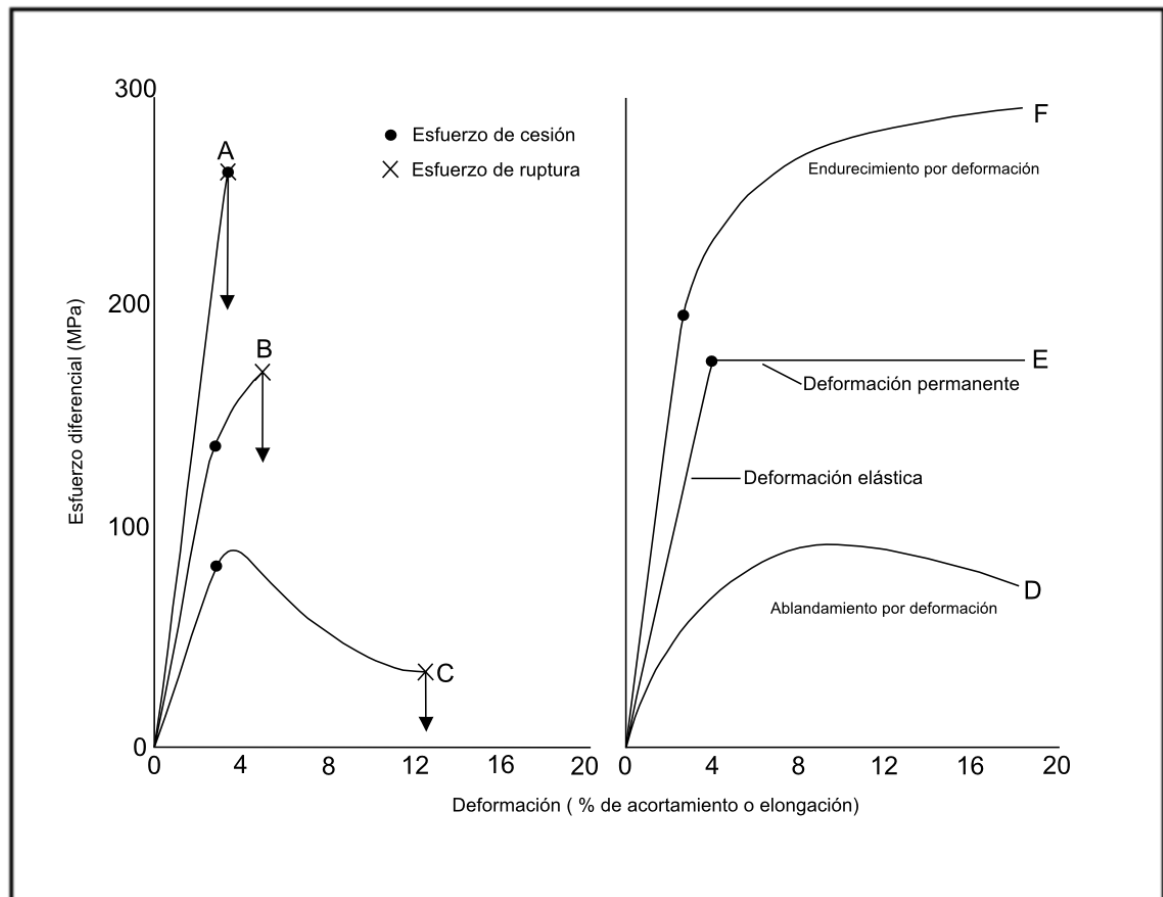
A pesar de que la deformación de los cuerpos geológicos es heterogénea, el estudio de las elipses y/o elipsoides de deformación constituyen una buena aproximación

debido a que consideran una porción finita del cuerpo deformada homogéneamente, que, unida al resto de porciones configuran a un cuerpo deformado de manera heterogénea (Julivert, 1986). Si los ejes principales de la elipse/elipsoide de deformación coinciden con los ejes de la circunferencia/esfera inicial, se dice que la deformación es irrotacional (cizalla pura) el caso contrario representa deformación interna rotacional (cizalla simple) (Figura 13).

La manera en que un cuerpo rocoso sometido a esfuerzos va a adquirir un nuevo estado deformado depende de sus propiedades reológicas, que están condicionadas por cinco factores principales: tiempo, temperatura, presión confinante, presencia de fluidos y anisotropías preexistentes (Rossello, 2001), además de otros factores como las propiedades del medio químico y la composición mineralógica y química de la roca (Julivert, 1986). La modificación de alguno de estos factores influye directamente sobre el tipo de deformación resultante, variando para un mismo cuerpo desde estructuras totalmente dúctiles o continuas a estructuras frágiles o discontinuas (Rossello, 2001). Ensayos de laboratorio han permitido conocer cómo actúan los distintos factores enunciados en un cuerpo sometido a esfuerzos, y que ocurre cuando varían las magnitudes de estos factores, sin embargo, debido a la gran cantidad de variables que fluctúan no solo espacial sino temporalmente en el sistema tierra, los estudios de laboratorio solo constituyen una aproximación a la realidad (Pollard y Fletcher, 2005). Los estudios demuestran que cuando un cuerpo homogéneo e isotrópico a escala de muestra de mano es sometido a un esfuerzo diferencial, presenta un comportamiento elástico inicialmente (regresa al estado original si se retira el esfuerzo); cuando se alcanza el esfuerzo de cesión el cuerpo empieza a presentar un comportamiento plástico (permanente) hasta que se alcanza el esfuerzo de ruptura; la ruptura del cuerpo puede presentarse antes de que el cuerpo se deforme plásticamente. Dadas las condiciones necesarias un cuerpo puede comportarse plásticamente desde el primer momento en que se somete a un esfuerzo diferencial (Figura 14).

Utilizando el resultado de estos ensayos de laboratorio se obtienen ecuaciones constitutivas que relacionan las distintas variables involucradas, además de las propiedades mecánicas de los cuerpos, lo cual permite modelar el comportamiento de una roca sometida a esfuerzos (Pollard y Fletcher, 2005; Fossen, 2010); de esta manera se obtienen distintos criterios (Mohr - Coulomb, Griffith, Von Mises, entre otros) que intentan predecir la generación de estructuras, ya sea frágiles o dúctiles, relacionadas con los esfuerzos principales (ejes de la elipse de esfuerzos) y con la descomposición de estos esfuerzos sobre el plano (neto o difuso) de la estructura que se va a generar (Figura 15).

**Figura 14.** Curvas esfuerzo – deformación representativas de distintos casos: A) comportamiento elástico seguido por fractura, B) pequeño componente plástico presente antes de la fractura, C) considerable componente de deformación plástica antes del fracturamiento (frágil – dúctil), D) no presenta comportamiento elástico y sufre ablandamiento por deformación, E) comportamiento elástico – plástico perfecto, después de alcanzar el esfuerzo de cesión el material se deforma con un esfuerzo constante, F) comportamiento elástico hasta el punto de cesión, el material sufre endurecimiento por deformación.

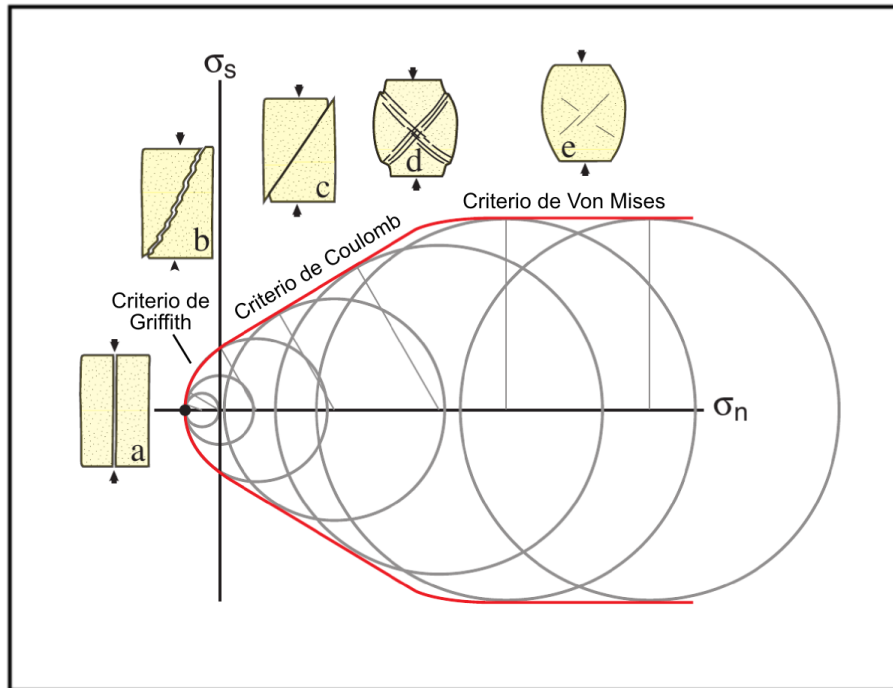


Fuente: Modificado de Van der Pluijm & Marshak (2004).

Mediante estos criterios se puede predecir que un cuerpo rocoso se deformará frágilmente por estructuras de extensión (diaclasas) a condiciones de presión confinante y temperatura bajas, mediante esfuerzos de tensión (más fácilmente) o de compresión de baja magnitud. A medida que aumenta la presión confinante y la temperatura (hacia la derecha en el círculo de Mohr) las estructuras generadas tendrán mayor componente de cizalla (fracturas de cizalla, fallas, bandas de cizalla)

hasta el punto en que se alcance el mayor esfuerzo de cizalla y el cuerpo se deforme mediante estructuras dúctiles (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010) (Figura 15).

**Figura 15.** Tres distintos criterios empleados en el análisis de rocas y estructuras resultantes: a) diaclasas, b) fracturas híbridas, c) fracturas de cizalla, a) bandas de deformación, e) deformación plástica.



Fuente: Modificado de Fossen (2010).

**4.2.1.1 Deformación frágil.** La respuesta frágil de un cuerpo a la deformación se caracteriza por la generación de planos de discontinuidad que pueden ser netos o difusos (Tabla 9)

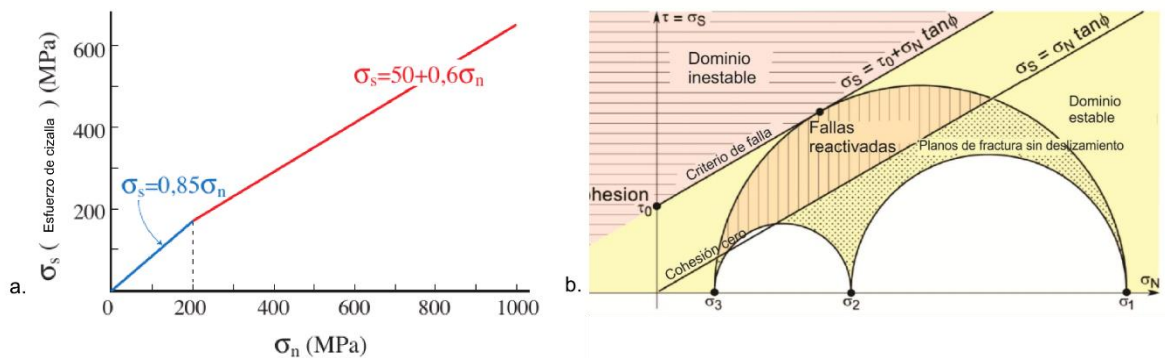
**Tabla 8.** Estructuras de deformación frágil según su estilo y cinemática. Tomado de Aydin (2014).

	<b>Discontinuidades netas</b>	<b>Bandas de deformación</b>
<b>Deformación por cizalla</b>	Fracturas de cizalla	Bandas de cizalla
<b>Deformación volumetrica</b>	Diaclasas	Bandas de dilatación
	Estilolitos	Bandas de compactación

Cada una de estas estructuras se generará de acuerdo a distintos mecanismos (propagación de microdefectos – microfracturas, colapso de poros, flujo granular, flujo cataclástico, entre otros) y estarán condicionadas por distintos factores que de manera aproximada pueden ser evaluados mediante distintos criterios (ver arriba); sin embargo, los distintos criterios que se pueden utilizar en el análisis de la respuesta frágil de una roca a la deformación solo son aplicables a cuerpos isotrópicos y homogéneos (Fossen, 2010). Esto es debido a que las antiguas superficies de discontinuidad o anisotropías van a afectar de gran manera la respuesta de un cuerpo a los esfuerzos, modificando los campos localmente, disminuyendo la cantidad de deformación que puede acumular el cuerpo y de esta manera desarrollando los planos de fractura sobre las superficies heredadas (reactivación), donde no existe cohesión; la Ley de Byerlee describe este proceso por medio de una recta que relaciona los esfuerzos normal y de cizalla necesarios para desplazar los planos de debilidad, en esta, y para condiciones de presión confinante bajas, que se dan en ambientes corticales someros, la ley asume un coeficiente de deslizamiento friccional ( $\mu_f$ ) de 0.85. Por medio de esta recta y el círculo de Mohr se pueden discriminar datos de fracturas reactivadas (encima de la recta), neoformadas (sobre la envolvente) y datos que no cumplen coherencia mecánica con un tensor determinado (debajo de la recta) (Julivert, 1986; Fossen, 2010; Burg, 2013) (Figura 16). Estas superficies de discontinuidad heredadas pueden ser: planos de estratificación – laminación, discontinuidades estratigráficas, planos de foliación tectónica y/o metamórfica, antiguas fracturas, entre otros.

**Figura 16.** Criterios para reactivación de fracturas: a) Ley de Byerlee para presiones

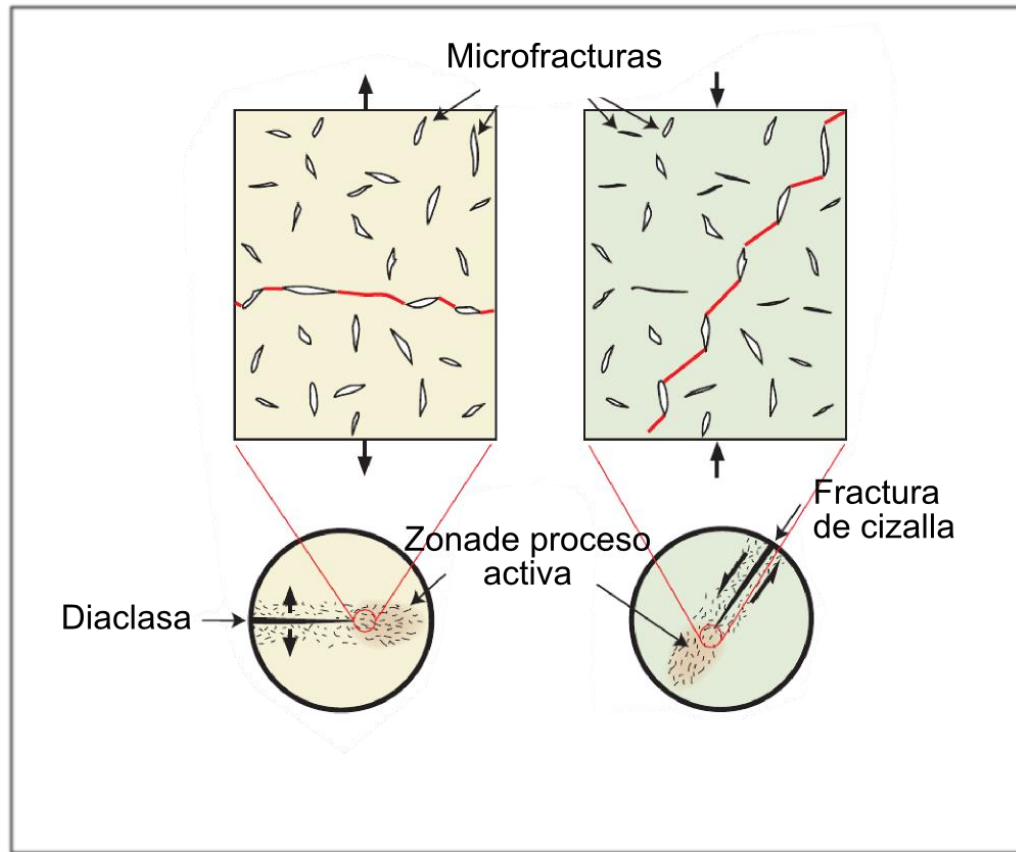
confinantes menores a 200 Mpa (Azul) y mayores a 200 Mpa (Roja); b) Distintos dominios dentro del círculo de Mohr para la generación y reactivación de estructuras frágiles, El criterio de falla es el de Mohr - Coulomb.



Fuente: Modificado de: a) Fossen (2010) y b) Burg (2011).

**Diaclasas y fracturas de cizalla.** El espacio microscópico intergranular que existe en las rocas sedimentarias de baja porosidad (lodolita, shale, caliza, chert) genera defectos en la textura de la roca, estos espacios vacíos (discontinuidades de Griffith) son los que, al someterse a un esfuerzo diferencial, se prolongan generando una zona de proceso, donde luego se unen para formar, de acuerdo al régimen de esfuerzos, fracturas de extensión (diaclasas) o fracturas de cizalla (Fossen, 2010) (Figura 17). Las diaclasas son las estructuras más comunes y se desarrollan en niveles corticales someros, las fracturas de cizalla se originan en condiciones de mayor presión confinante y en muchos casos debido a reactivación de diaclasas.

**Figura 17.** Propagación de microfrazuras y generación de diaclasas o fracturas de cizalla de acuerdo a la orientación de los esfuerzos.

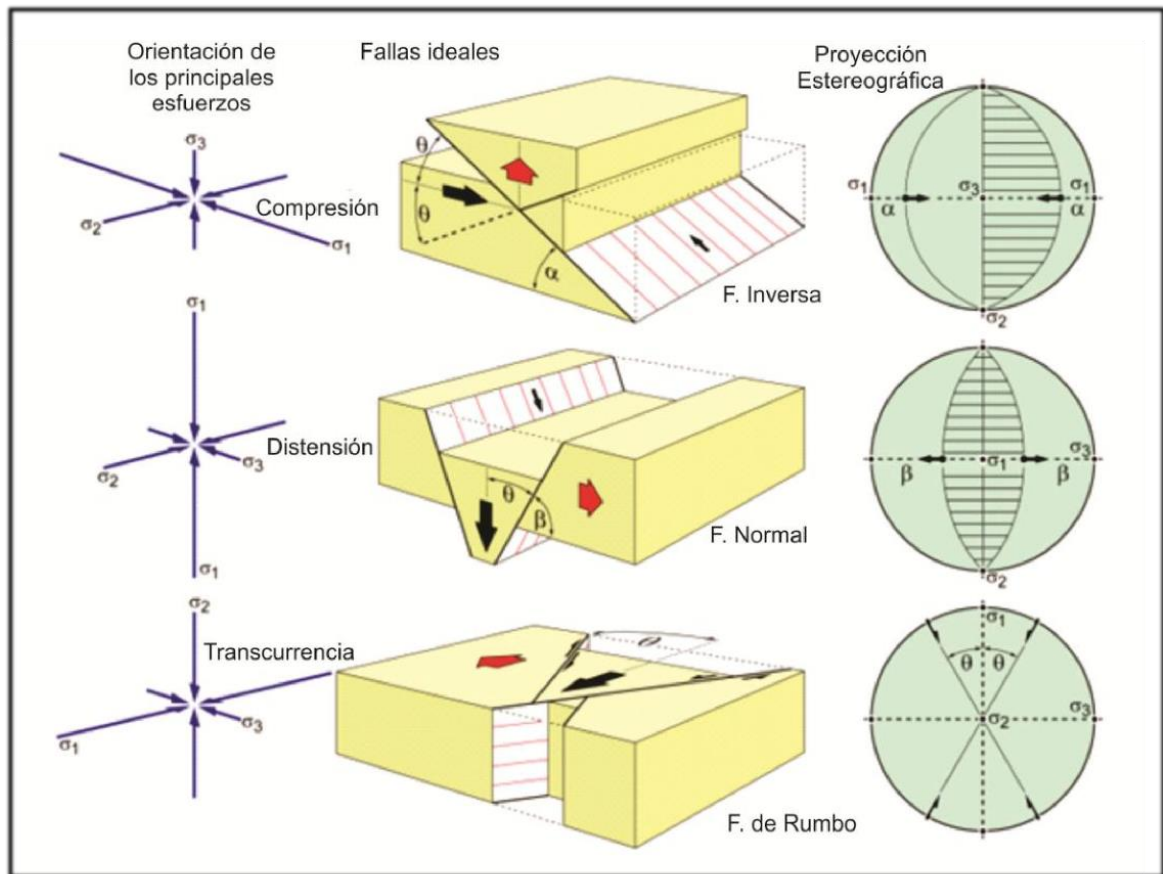


Fuente: Modificado de Fossen (2010).

**Fallas.** Las fallas son estructuras discontinuas caracterizadas por un desplazamiento que va desde el orden de un metro o mas (Fossen, 2010) y a diferencia de las fracturas de cizalla estas son estructuras que se pueden mapear en grandes áreas y afectan un volumen de roca en el cual se desarrollan zonas con distintas estructuras (núcleo, zona de daño, zona de arrastre). La formación de fallas está controlada por la existencia de antiguas fracturas, que, al seguir su camino deformativo, se prolongan, rompen y/o unen generando una estructura de mayor magnitud (núcleo de la falla) donde la roca sufre trituración, brechamiento, cataclasis y hasta cambios químicos debido a la circulación de fluidos (Julivert, 1986). Las fracturas y bandas que no forman parte de este núcleo pero si se vieron modificadas por la generación de la falla forman parte de la zona de daño de esta. Teorías de generación de fallas como la de Anderson (1951) predicen la generación de fallas de acuerdo a los esfuerzos principales, al ángulo del plano de falla y al coeficiente de fricción interna entre los planos (Figura 18); sin embargo, como se ha

expuesto antes, estos postulados funcionan para rocas sin superficies de discontinuidad. En la naturaleza, la generación de fallas está influenciada por la existencia de discontinuidades heredadas, de esta manera, la reactivación de fracturas es un prerequisite para el desarrollo de fallas mayores (Fossen, 2010).

**Figura 18.** Relación entre los esfuerzos principales y los planos de falla según Anderson (1951). Para un régimen compresivo con un  $\sigma_1$  horizontal se desarrolla una falla inversa (ángulo óptimo  $\alpha=30^\circ$ ), Para un régimen extensivo con un  $\sigma_1$  vertical se desarrolla una falla normal (ángulo óptimo  $\beta=60^\circ$ ), para un  $\sigma_2$  vertical se desarrolla un régimen transcurrente con presencia de fallas de rumbo.

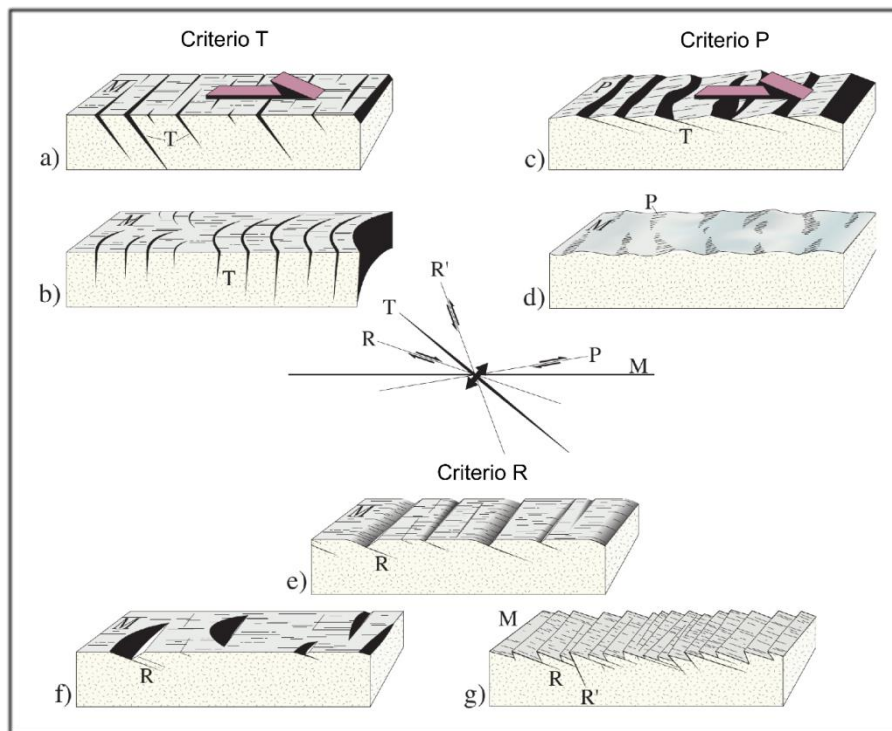


Fuente: Modificado de Burg (2011).

**Análisis cinemático y dinámico de fallas.** Las fallas son superficies que registran el movimiento de bloques rígidos de la corteza que han estado sometidos a distintos esfuerzos a lo largo del tiempo. Para acceder a este registro se deben tener en cuenta ciertos indicadores que están presentes en el plano de deslizamiento y dentro de la zona de influencia de la falla (Figura 19). Empleando ciertos criterios

que permiten relacionar la geometría de estos indicadores con la falla involucrada se puede realizar un análisis cinemático (análisis del desplazamiento) de esta, del cual se obtienen datos acerca de la dirección y el sentido del movimiento relativo de los bloques divididos por la falla, para obtener datos sobre el desplazamiento absoluto se necesitan marcadores estratigráficos o de otro tipo (diques, venas, entre otros) que puedan ser conectados en un estado no deformado (Fossen, 2010).

**Figura 19.** Indicadores cinemáticos y criterios empleados para determinar el movimiento relativo de bloques situados a lado y lado de un plano de falla. El criterio T emplea las fallas de extensión (T), Los criterios R y P emplean las principales familias de fracturas que se desarrollan en un sistema transcurrente de cizalla (R, R' y P) y su relación angular con la falla principal (M).



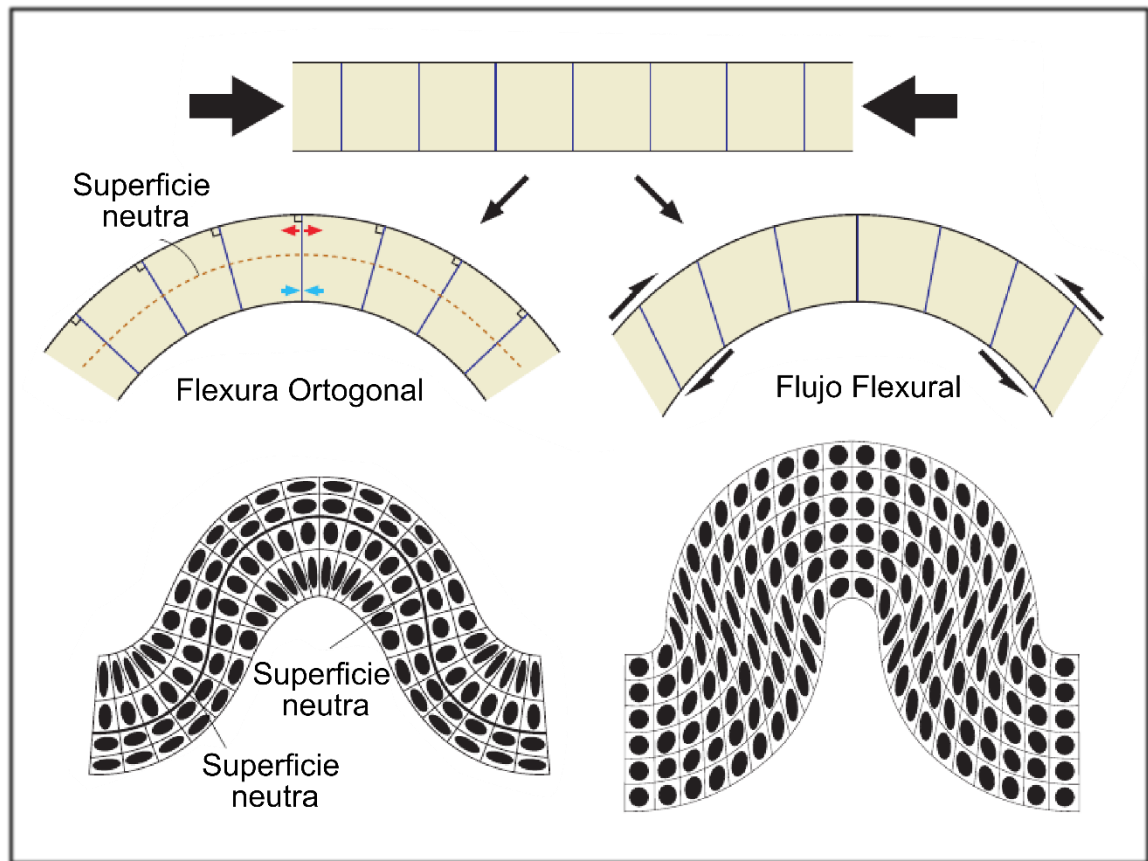
Fuente: Tomado de Petit, 1987 en Fossen, 2010.

Es importante anotar que el acceso al registro completo de la historia cinemática de una falla es muy difícil, debido a que los pulsos de deformación a los que la roca se ve sometida se superponen a lo largo del tiempo llegando a borrarse parcial o completamente, existen sin embargo técnicas de estudio que revelan de manera aproximada la historia deformativa de una roca (deformación progresiva). El análisis dinámico implica la obtención de un tensor de esfuerzos a partir de la información obtenida de diversos planos de falla. Para realizar este análisis existen diversos

métodos (Inversión, ejes P/T, diedros rectos, NDA, entre otros) que utilizan familias de fallas conjugadas o datos poblacionales de fallas y obtienen mediante relaciones geométricas y mecánicas los tensores que mejor se ajustan a estos planos y a los movimientos que revelan.

**4.2.1.2 Plegamiento en zonas corticales someras y estructuras asociadas.** Las rocas que presentan una anisotropía planar pronunciada (secuencias sedimentarias, rocas metamórficas foliadas, rocas ígneas bandeadas, entre otras) y que han sido sometidas a un esfuerzo constante durante largos intervalos de tiempo geológico tienden a desarrollar estructuras continuas con un estilo de deformación dúctil denominadas pliegues (Davis & Reynolds, 2012). Teniendo en cuenta distintos rasgos (forma, ángulo entre flancos, relación entre el plano axial y el eje axial, isógonas, relaciones estratigráficas, entre otros) surgen distintas clasificaciones y nombres para los pliegues (Ver Ramsay, 1987; Julivert, 1986; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010; Davis & Reynolds, 2012). En los niveles más superficiales de la corteza, y principalmente sobre rocas sedimentarias estratificadas los pliegues son esencialmente flexurales, es decir generados por flexión de un estrato (Julivert, 1986) o de una sucesión de estratos. El plegamiento de una capa implica siempre una cierta deformación interna de la roca: el flujo flexural, el deslizamiento flexural y la deformación longitudinal tangencial o flexura ortogonal son los mecanismos cinemáticos que sirven para explicar la distribución de la deformación interna dentro de una secuencia plegada (Ramsay, 1987; Julivert, 1986; Fossen, 2010) (Figura 20).

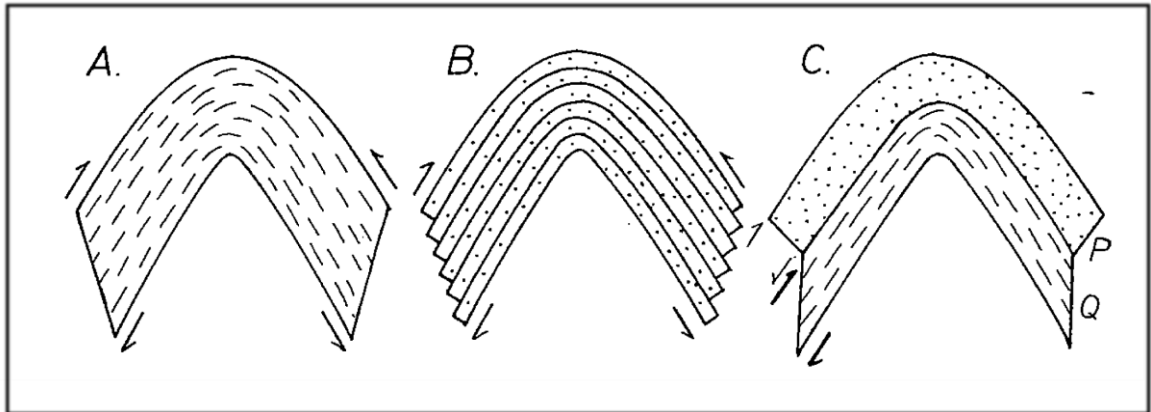
**Figura 20.** Plegamiento de una capa por mecanismos de flexura ortogonal (deformación tangencial longitudinal) y flujo flexural, se observan las elipses de deformación distribuidas en cada capa. La superficie neutra es una superficie de no deformación bajo la cual ocurre compresión y sobre la cual ocurre extensión en el caso de un pliegue antiforme.



Fuente: Modificado de Van der Pluijm & Marshak (2004) y Fossen (2010).

La flexura ortogonal opera en estratos competentes cuyos planos de anisotropía no son lo suficientemente abruptos o continuos para sufrir reactivación (Julivert, 1986) en este caso la capa se dobla sin que las líneas perpendiculares a la estratificación cambien de ángulo, esto genera extensión en el arco externo y acortamiento en el arco interno del pliegue (Fossen, 2010) (Figura 20). El flujo flexural y el deslizamiento flexural son mecanismos que operan en secuencias incompetentes (flujo flexural) y en secuencias estratificadas con planos de estratificación muy marcados (deslizamiento flexural) y conjuntamente en secuencias intercaladas de paquetes competentes e incompetentes (Figura 21).

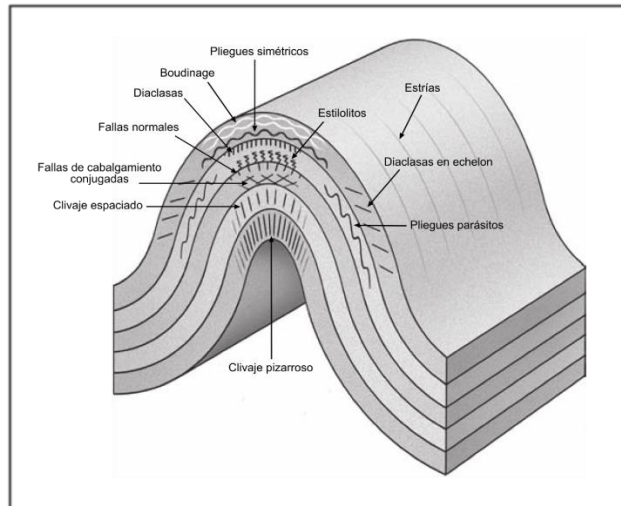
**Figura 21.** Pliegues desarrollados por flujo flexural (A), deslizamiento flexural (B) y por combinación de ambos mecanismos (C), P y Q representan capas competentes e incompetentes respectivamente.



Fuente: Tomado de Ramsay & Huber (1987).

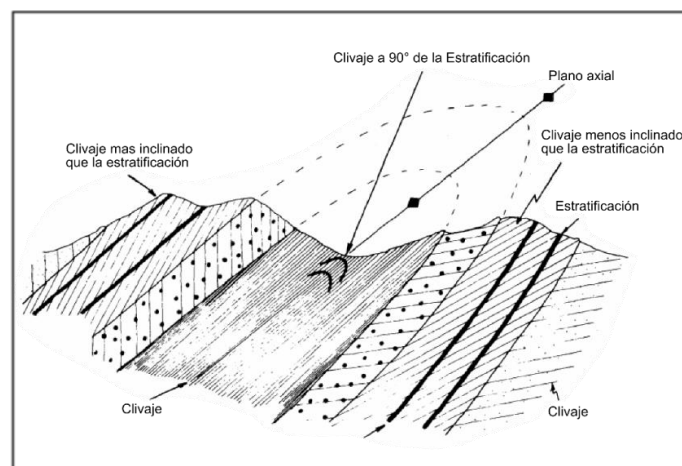
Los mecanismos descritos anteriormente suelen operar de manera conjunta en las secuencias estratigráficas generando distintas estructuras que se relacionan con la distribución de la deformación en cada caso (Figura 22). Entender las condiciones de generación de cada una de estas estructuras internas sirve para conocer aspectos geométricos y evolutivos sobre las estructuras plegadas regionales (Figuras 23 y 24).

**Figura 22.** Estructuras internas que se pueden desarrollar en una secuencia estratigráfica sujeta a flexión. Las estructuras generadas por flexura ortogonal están más presentes hacia la charnela, mientras que las estructuras generadas por deslizamiento y flujo flexural se presentan más hacia los flancos.



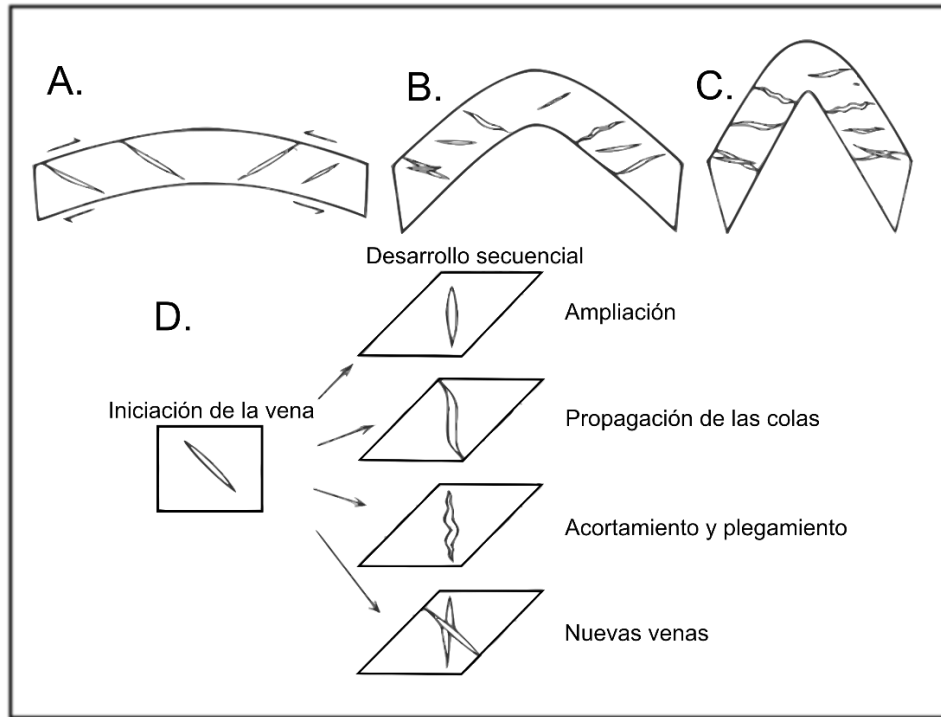
Fuente: Modificado de Van der Pluijm & Marshak (2004).

**Figura 23.** Relaciones entre el clivaje y la estratificación en el perfil de un pliegue asimétrico (el achurado de puntos representa capas competentes), mediante estas relaciones se puede determinar la disposición del plano axial.



Fuente: Modificado de McClay (1987).

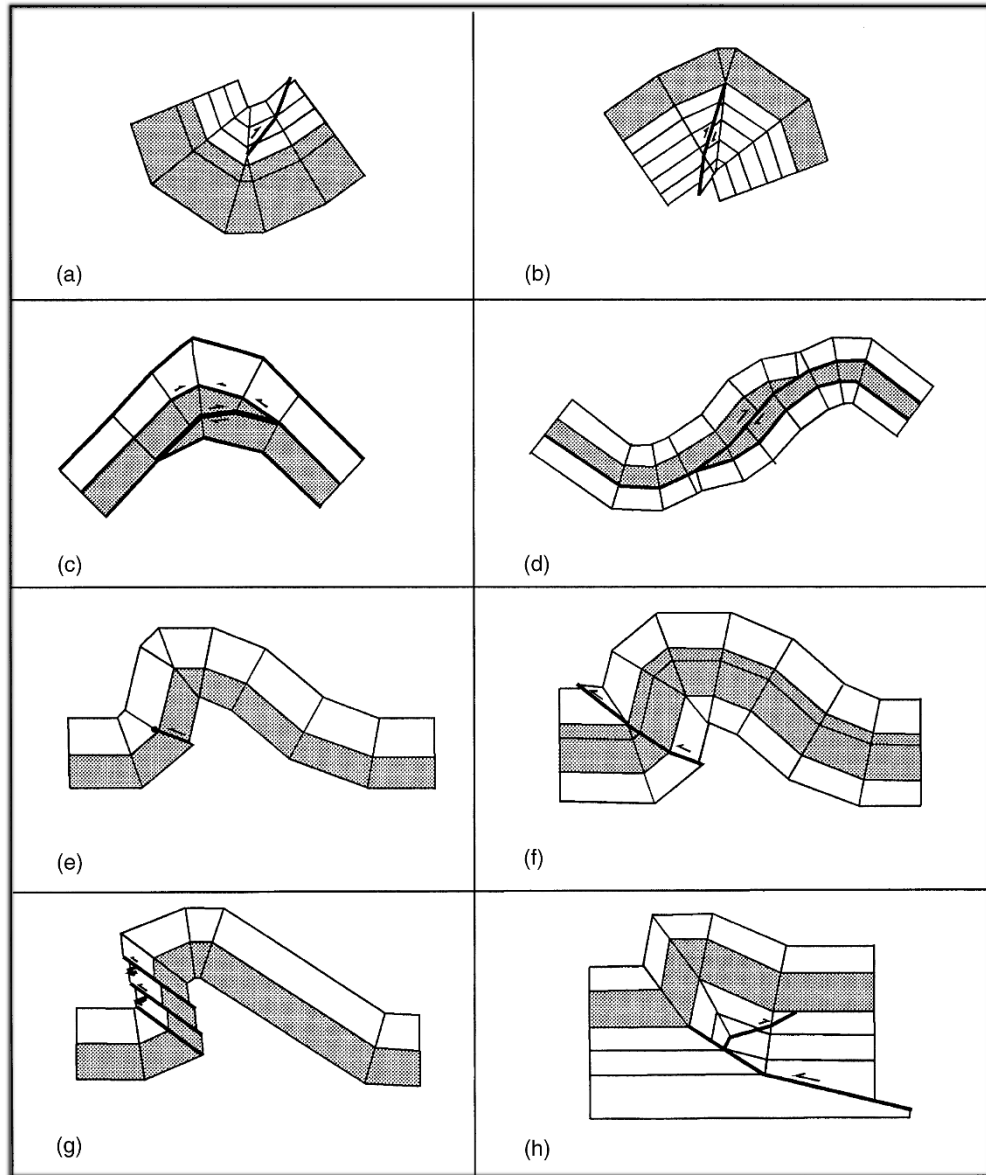
**Figura 24.** Geometría y desarrollo de venas en un pliegue desarrollado por flujo flexural. A, B y C representan las etapas de desarrollo del pliegue y la distribución de las venas. D ilustra las distintas modificaciones geométricas que sufren las venas al incrementar la cizalla durante el plegamiento.



Fuente: Modificado de Ramsay & Huber (1987).

Existen otras estructuras que se relacionan con el plegamiento: las fallas por acomodación del pliegue son fallas secundarias que acomodan variaciones de la deformación interna relacionadas con la posición estructural y estratigráfica durante la evolución del pliegue (Mitra, 2002) (Figura 25). Además existen también pliegues relacionados a fallas (Pliegue por propagación de falla, pliegue por flexión de falla, pliegue por despegue) que se tratarán más adelante.

**Figura 25.** Tipos de fallas por acomodación de pliegues: a) Cabalgamiento fuera del sinclinal propagando en el flanco menos inclinado, b) Cabalgamiento hacia el anticlinal propagándose en el flanco menos inclinado, c) Cabalgamiento de cuña en la charnela, d) Cabalgamiento de cuña en el flanco, e) Cabalgamiento por acomodación del espacio en el flanco delantero, f) Cabalgamiento del flanco trasero sobre el delantero, g) Cabalgamientos de cizalla en el flanco delantero, h) retrocabalgamientos.

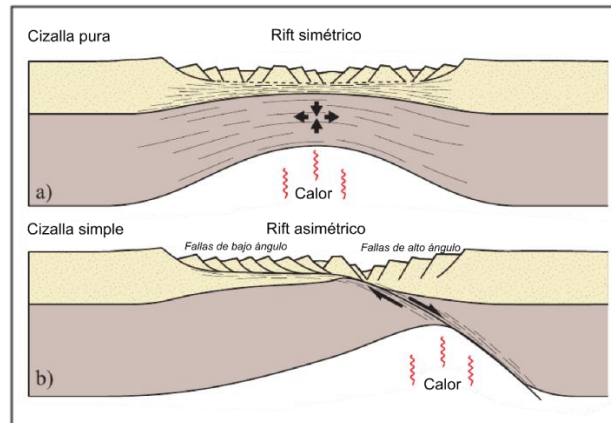


Fuente: Tomado de Mitra (2002)

**4.2.2 Regímenes tectónicos.** La teoría sobre la generación de distintas estructuras frágiles y dúctiles, en conjunto con el conocimiento estratigráfico y sedimentológico sobre una región se puede utilizar para entender su configuración tectónica y la evolución de los regímenes de esfuerzos relacionados a esta a través del tiempo. La deformación en la corteza se origina en respuesta a los esfuerzos que se originan entre límites de placas tectónicas (divergente, convergente, transformante) y al interior de ellas; ya sea debido a la transmisión del esfuerzo desde el límite de la placa o a un esfuerzo generado en el interior de la tierra (pluma mantélica, isostacia). De acuerdo a la configuración de las placas tectónicas y a la distribución de los esfuerzos que ellas producen, se pueden distinguir tres regímenes tectónicos principales: Régimen distensivo, régimen compresivo y régimen transcurrente.

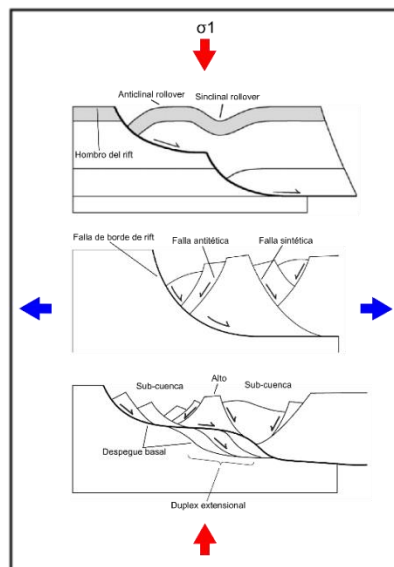
**4.2.2.1 Régimen distensivo.** Se origina en límites divergentes de placas o en zonas intracontinentales que sufren extensión y adelgazamiento cortical (rifting) debido a la acción de una pluma mantélica o a la transmisión de los esfuerzos desde el límite de placa (rifting activo y pasivo) (Fossen, 2010). Se caracteriza principalmente por la presencia de sistemas de fallas normales con distintos ángulos, orientaciones y relaciones mutuas que en conjunto configuran la geometría y cinemática del sistema de rift. Existen dos modelos geométricos principales: El modelo simétrico y el asimétrico, en cada uno se desarrollan sistemas de fallas normales que generan depresiones (graben, hemigraben) y altos estructurales (horst, superficie basculada) en los cuales ocurre depositación y erosión respectivamente (Figura 26). De estos dos modelos, el asimétrico está más de acuerdo con los datos de campo, datos experimentales y con el modelamiento matemático (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Estos modelos pueden explicarse mediante dos mecanismos (cizalla pura y cizalla simple) (Figura 26) de los cuales el mecanismo de cizalla simple explica mejor la configuración de estos sistemas, aunque es más probable que los dos mecanismos operen conjuntamente (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010). Distintos tipos de estructuras frágiles y dúctiles surgen dentro del sistema relacionadas con las fallas principales y sirven para acomodar la deformación (Figura 27).

**Figura 26.** Modelos geométricos de sistemas de Rifting. El modelo simétrico cumple con los mecanismos de la cizalla pura con una fuente de calor ubicada debajo de la mitad del sistema, el modelo asimétrico está dominado por cizalla simple y posee una asimetría causada por una zona de cizalla de bajo ángulo y una fuente de calor situada hacia el bloque yacente.



Fuente: Modificado de Fossen (2010).

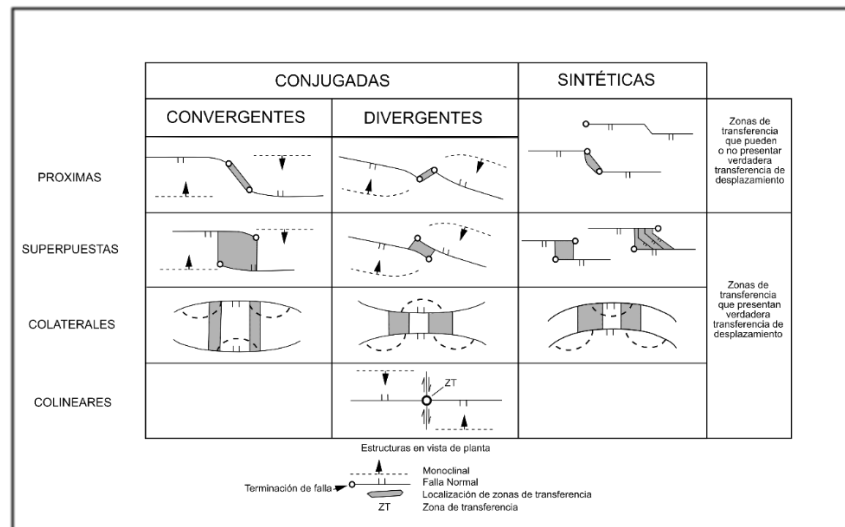
**Figura 27.** Principales estructuras frágiles y dúctiles originadas en sistemas de rifting. Las flechas rojas y azules representan las direcciones de compresión y extensión respectivamente.



Fuente: Modificado de Van der Pluijm & Marshak (2004).

**Evolución de un rift y zonas de transferencia.** El estado inicial de un sistema de rift se caracteriza por el desarrollo de fallas normales que acomodan la extensión que está sufriendo la corteza, estas fallas no se originan en un solo punto sino que nuclean en distintos sitios de acuerdo a la anisotropía preexistente y/o a la distribución de los esfuerzos (Van der Pluijm & Marshak, 2004; McClay et al., 2002). A medida que avanza la extensión y el adelgazamiento, las fallas que han nucleado en distintos sitios se propagan por su rumbo e interfieren con las fallas próximas. Debido a que estas fallas que se aproximan pueden tener distintas geometrías, en el punto de unión entre ellas se desarrollan muchas estructuras que se encargan de transferir la deformación de una falla a otra (Morley et al, 1990; McClay et al., 2002; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010; Paul & Mitra, 2013); estas zonas pueden ocurrir entre fallas que buzcan en diferentes direcciones (conjugadas) o en la misma dirección (sintéticas). Las zonas de transferencia conjugadas se dividen en convergentes si las fallas buzcan la una hacia la otra o divergentes si buzcan en contra. A su vez las zonas de transferencia se dividen de acuerdo a la proximidad de las fallas desde fallas que aún no se han propagado la una sobre la otra (próximas), pasando por fallas que ya se han propagado (superpuestas) hasta fallas que se encuentran totalmente superpuestas (colaterales), existen zonas de transferencia entre fallas que se propagan sobre la misma línea (colineares). Las zonas de transferencia próximas no presentan conservación de la extensión debido a que existe una transferencia de desplazamiento oblicuo, lo contrario ocurre con las zonas que ya se han superpuesto (Figura 28).

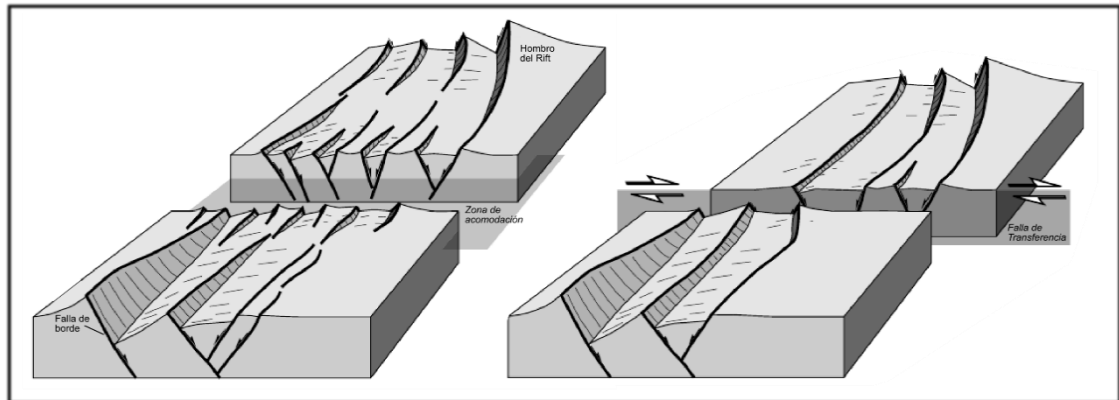
**Figura 28.** Clasificación de las zonas de transferencia.



Fuente: Modificado de Morley et al. (1990).

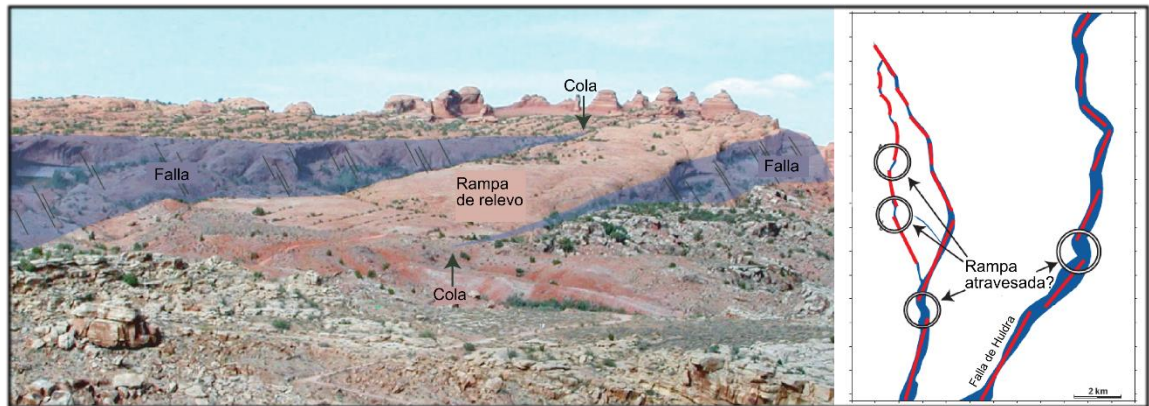
La gran cantidad de estructuras que se desarrollan se puede simplificar en dos miembros finales: Las zonas de acomodación y las fallas de transferencia (Mcclay et al., 2002) las cuales definen un límite difuso compuesto por varias estructuras de deformación (zona de acomodación) y un límite abrupto que generalmente se trata de una falla de rumbo (falla de transferencia) (Mcclay et al., 2002) (Figura 29). Otra estructura importante que se genera entre los resaltos de dos fallas que se propagan son la rampas de relevo (Hus, 2005; Fossen, 2010) que son estructuras de estilo dúctil que se generan a varias escalas y transmiten la deformación de una falla a otra, en general son atravesadas y rotas cuando las fallas que separa siguen propagándose y se unen, por lo tanto, son estructuras que pueden marcar cambios en el rumbo de fallas normales (Fossen, 2010) (Figura 30). El sistema de Rift puede continuar o ser abandonado, en el primer caso, la extensión y el adelgazamiento generaran nuevo suelo oceánico y márgenes pasivas a cada lado; en el segundo caso se generara un rift fallido o aulacógeno.

**Figura 29.** Modelos conceptuales simplificados de zonas de transferencia en sistemas de rift. Izquierda, zona de acomodación donde los hemigraben individuales son separados por una zona compleja de deformación. Derecha, modelo de falla de transferencia donde la transferencia se realiza por una falla de rumbo.



Fuente: Modificado de Mcclay et al. (2002).

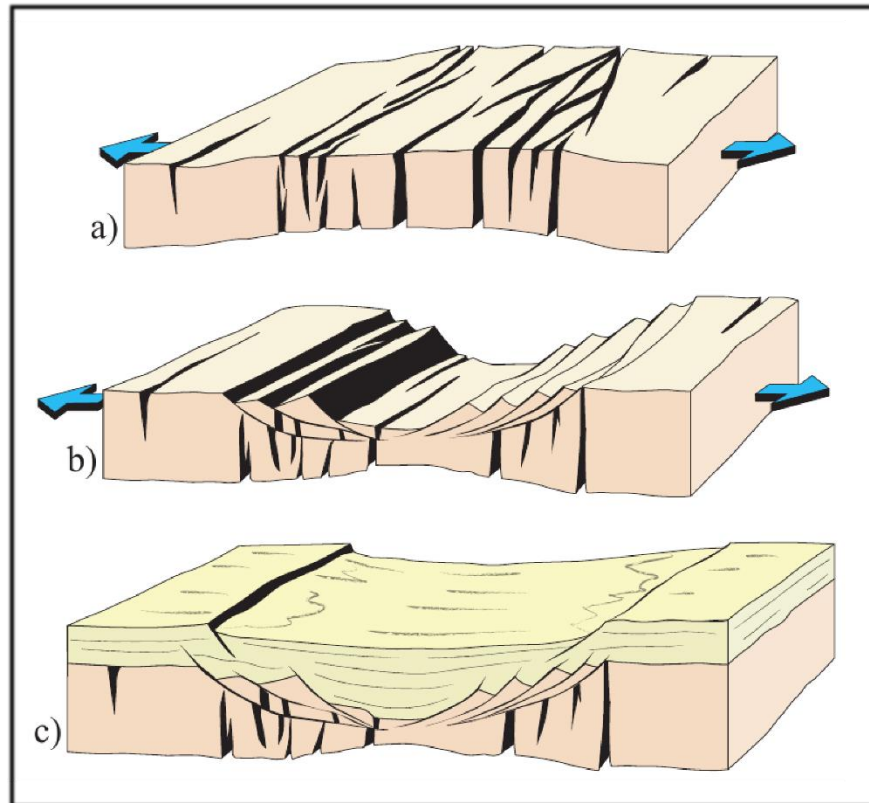
**Figura 30.** Rampas de relevo. Izquierda: Panorámica de una rampa de relevo entre dos segmentos de falla que se superponen en el Arches National Park, Utah; Derecha, Mapa estructural de un campo de petróleo en el mar del norte, las flechas señalan cambios de rumbo en las fallas que puede representar rampas de relevo rotas y atravesadas.



Fuente: Modificado de Fossen (2010).

**Sedimentación en un sistema de rifting.** Los sistemas de rifting poseen altos estructurales sujetos a erosión y cuencas muy próximas a estos, además, en las primeras etapas evolutivas los sistemas de rift se desarrollan sobre el nivel del mar (cratones antiguos, orógenos) y con altos niveles de subsidencia tectónica (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Por estas razones, la sedimentación se caracterizará por la presencia de grandes espesores de conglomerados inmaduros textural y composicionalmente típicos de abanicos aluviales, intercalados con depósitos de areniscas y limolitas rojas típicas de depósitos fluviales, en algunos casos se desarrollarán depósitos lacustres intercalados con las anteriores secuencias (Crews, 1994; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Miall, 2006) Los depósitos desarrollados durante fases activas del rift (Synrift) serán mucho más potentes hacia las fallas activas, o fallas de crecimiento (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Cuerpos plutónicos alcalinos y depósitos volcanoclásticos pueden encontrarse relacionados a estos depósitos. Si el rifting avanza y se desarrolla un nuevo océano, se depositarán secuencias oceánicas someras y depósitos de margen pasivo (Van der Pluijm & Marshak, 2004) mientras que si el rifting cesa, la cuenca estará sometida a subsidencia termal y se depositarán secuencias postrift, en algunas ocasiones con marcadas discordancias angulares y erosivas sobre las secuencias synrift (Miall, 2006; Fossen, 2010) (Figura 31).

**Figura 31.** Tres etapas en el desarrollo de un sistema de rift. a) Extensión temprana que genera o reactiva fracturas profundas. b) Fase de adelgazamiento, en esta fase se generan los principales sistemas de fallas y los depósitos syn-rift. c) Subsistencia post-rift y sedimentación.

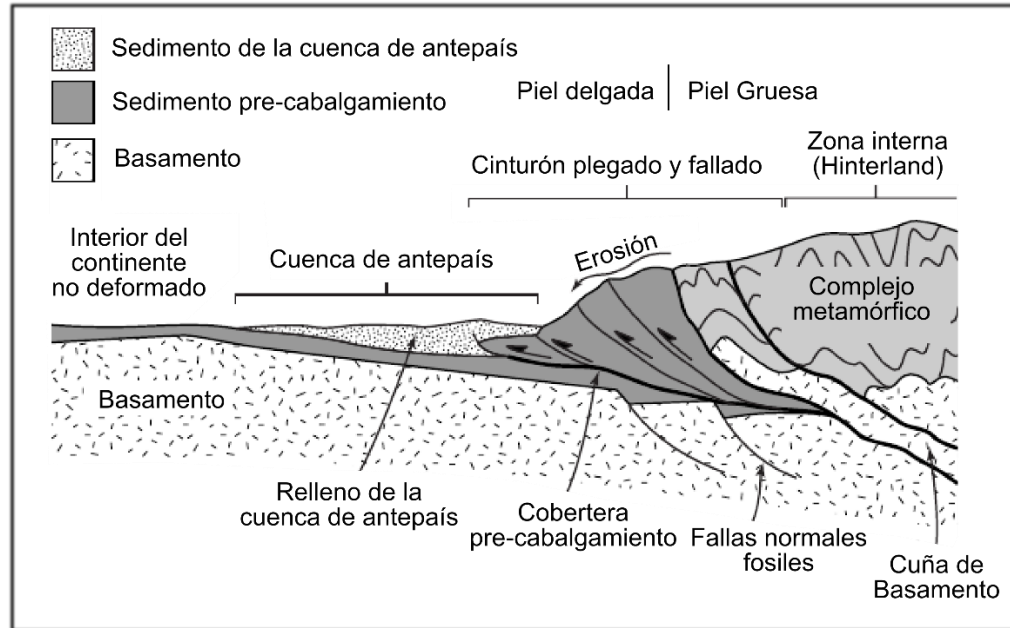


Fuente: Tomado de Fossen (2010).

**4.2.2.2 Régimen compresivo.** Se origina en límites convergentes de placa donde el esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) e intermedio ( $\sigma_2$ ) son horizontales y el esfuerzo menor ( $\sigma_3$ ) vertical (Figura 18). Se caracteriza por la generación de grandes sistemas orogénicos en las zonas más interiores del continente además de distintas zonas propias de la zona de subducción (arcos magmáticos, cuñas de acreción, cuencas de antearco, intraarco y trasarco, entre otros) (Fossen, 2010). Dentro de la configuración estructural de un sistema orogénico se presentan cinturones plegados y fallados (Fold and thrust belt) y cuencas de antepaís (foreland) (Figura 32). En la zona del cinturón plegado y fallado se generan fallas de contracción (inversas y de cabalgamiento) que utilizan niveles débiles o incompetentes como zona de despegue y niveles competentes como rampas que poseen distintas orientaciones respecto al esfuerzo principal, lo cual genera en ellas distintas geometrías y desplazamientos (Figura 33) además de pliegues relacionados a estas (Figura 34)

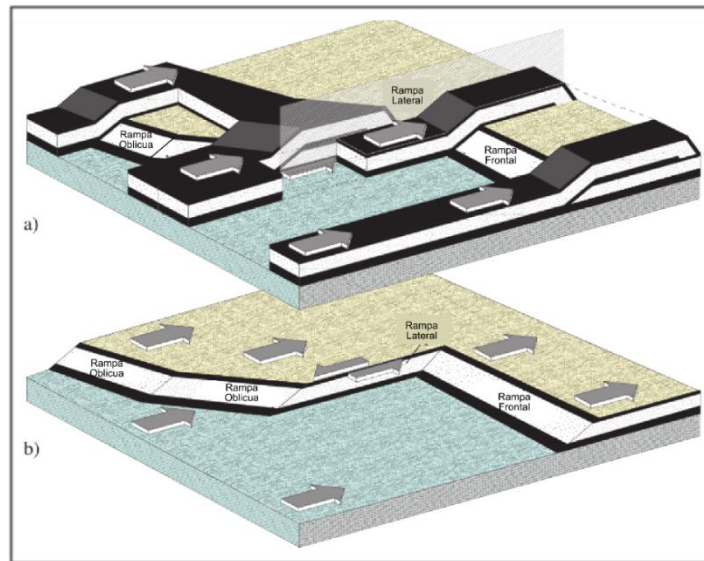
que se encargan en conjunto de acomodar los esfuerzos que se transmiten desde los límites de placa.

**Figura 32.** Diagrama esquemático a través de un orógeno, se localizan la zona del cinturón plegado y fallado; nótese el comportamiento de las fallas inversas, las que involucran el basamento (Piel gruesa) pueden originarse por la reactivación de fallas normales de anteriores etapas tectónicas.



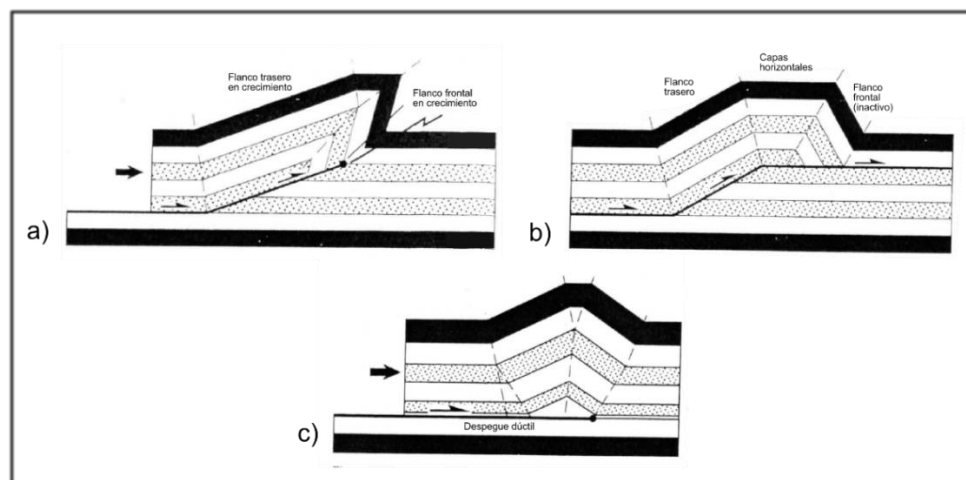
Fuente: Modificado de Van der Pluijm & Marshak (2004).

**Figura 33.** Distintas geometrías y tipos de rampas que se pueden generar en fallas de cabalgamiento, las rampas laterales también son llamadas fallas de desgarre (Tear fault). a) El bloque colgante se pliega en la zona de rampa; b) bloque colgante removido.



Fuente: Modificado de Fossen (2010).

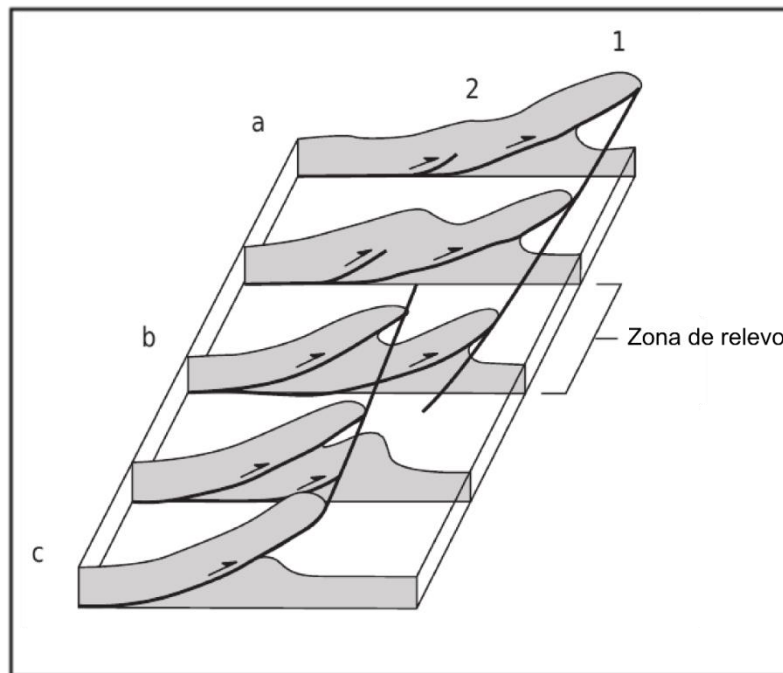
**Figura 34.** Modelos de pliegues relacionados a fallas en sistemas de cabalgamiento: a) Pliegue por propagación de falla; b) Pliegue por flexión de falla; c) Pliegue de despegue.



Fuente: Modificado de McClay (1992).

Existen dos modelos para explicar la evolución de los sistemas de fallas en estos cinturones y dependen de si se involucra o no al basamento en la deformación; en el primer caso el basamento está involucrado en la generación y evolución de las fallas desde despegues profundos e inclinados, este estilo es llamado de piel gruesa (thick skinned) y se desarrolla hacia zonas interiores del orógeno (hinterland) las fallas que se generan hacia el interior del orógeno se denominan fallas fuera de secuencia (Fossen, 2010) (Figura 32). El otro caso no involucra rocas de basamento en la deformación, por lo tanto esta se concentra en la cobertera sedimentaria, las fallas se originan desde despegues someros y poco inclinados y desarrollan geometrías de rampa – llana (Mcclay, 1992) este estilo es denominado de piel delgada (thin skinned) y se desarrolla hacia zonas marginales del cinturón (foreland) las fallas que se generan hacia el antepaís se denominan fallas en secuencia (Figura 5.30) (Fossen, 2010). Como ocurre en los regímenes distensivos, en este régimen las fallas también presentan zonas donde la deformación se transfiere de una falla a otra, estas zonas son llamada de transferencia o de relevo (Van der Pluijm & Marshak, 2004) (Figura 35).

**Figura 35.** Transferencia de desplazamiento en una zona de relevo de falla de cabalgamiento. a) La mayoría de desplazamiento ocurre en la fallas 1. b) El desplazamiento está bien distribuido entre las fallas 1 y 2. c) La mayoría de desplazamiento ocurre en la falla 2.

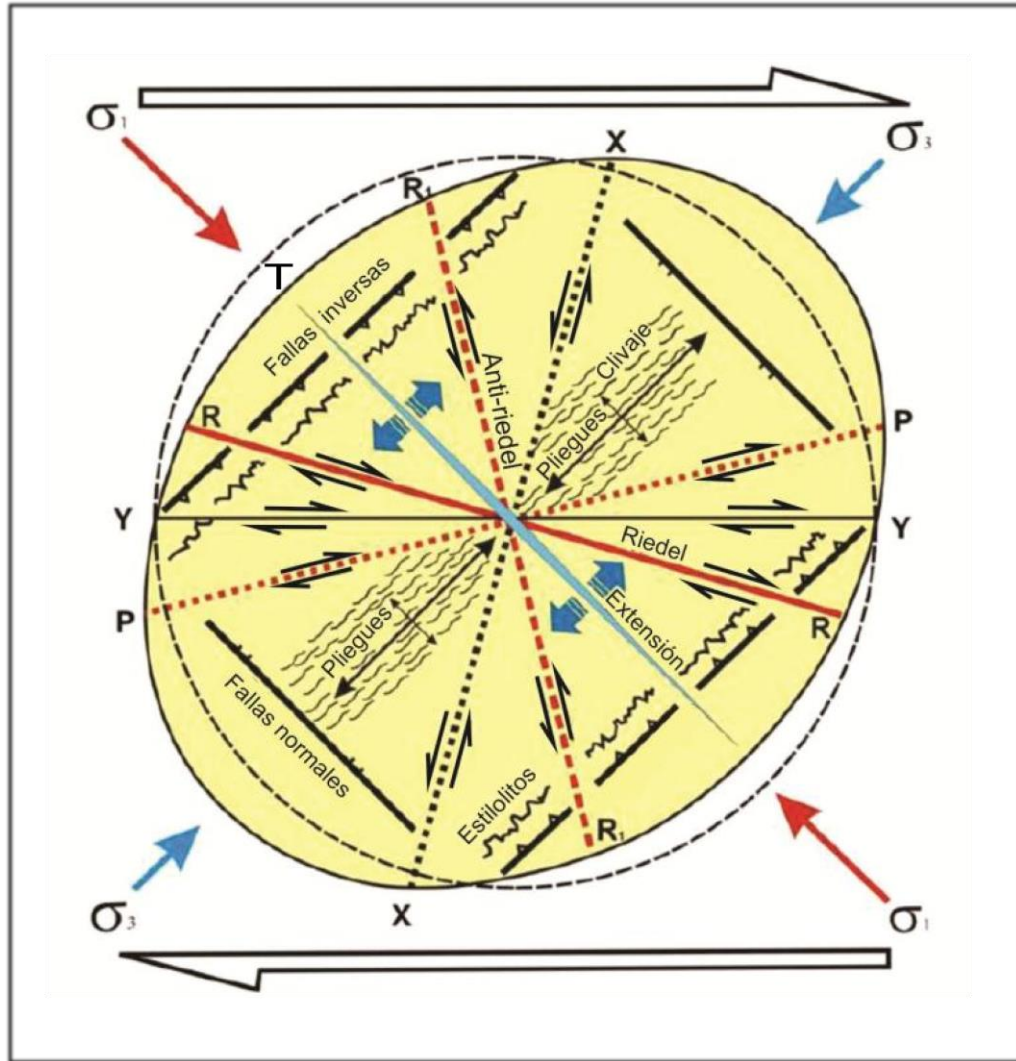


Modificado de Van der Pluijm & Marshak (2004)

**4.2.2.3 Régimen transcurrente.** Existen grandes porciones de corteza terrestre que se encuentran afectadas por fallas cuyo movimiento es paralelo a su rumbo, estas fallas son denominadas fallas de rumbo y se forman cuando partes individuales de la corteza se mueven a diferentes velocidades relativas a lo largo de la superficie de la tierra (Fossen, 2010). Dos tipos de fallas de rumbo se pueden dividir a escala regional: Las fallas transformantes que unen límites de placa (Convergente – convergente, convergente – divergente, divergente – divergente) y las fallas transcurrentes, que se ubican en zonas intracontinentales y presentan terminaciones complejas dentro de esta misma sin estar limitadas por placas tectónicas. Un tercer tipo de falla de rumbo es la falla de transferencia que se encarga de transferir la deformación entre dos fallas normales o inversas que interfieren en sus terminaciones, relacionada a este tipo se encuentran las fallas de desgarre (Ver arriba).

Las fallas de rumbo transcurrentes no están configuradas por un solo trazo de falla, muchas estructuras están asociadas a su trazo principal y su clasificación está basada en su orientación y sentido de desplazamiento relativo al trazo principal de la zona de falla (Fossen, 2010). La clasificación más popular de estas estructuras es la que surge de experimentos realizados con arcilla y madera (Riedel, 1929 en Fossen, 2010) donde se reconocen los principales juegos de fallas (Y, R, R', P y T) y demás estructuras asociadas generadas por el cizallamiento simple al que está sometida la zona (Figura 36), algunas estructuras de este tipo se pueden modelar por medio de cizalla pura sin que exista rotación de la roca (Figura 36); es necesario enfatizar en el hecho de que la deformación finita producida por ambos procesos (cizalla pura y cizalla simple) genera estructuras similares o idénticas, son otras estructuras (fracturas en echelon, venas rellenas, marcadores deformados, entre otros) las que permiten diferenciar si la deformación es coaxial o no coaxial (Rossello, 2001).

**Figura 36.** Elipse de deformación con las estructuras desarrolladas en cada zona y la distribución de los esfuerzos para un sistema de deformación transcurrente.

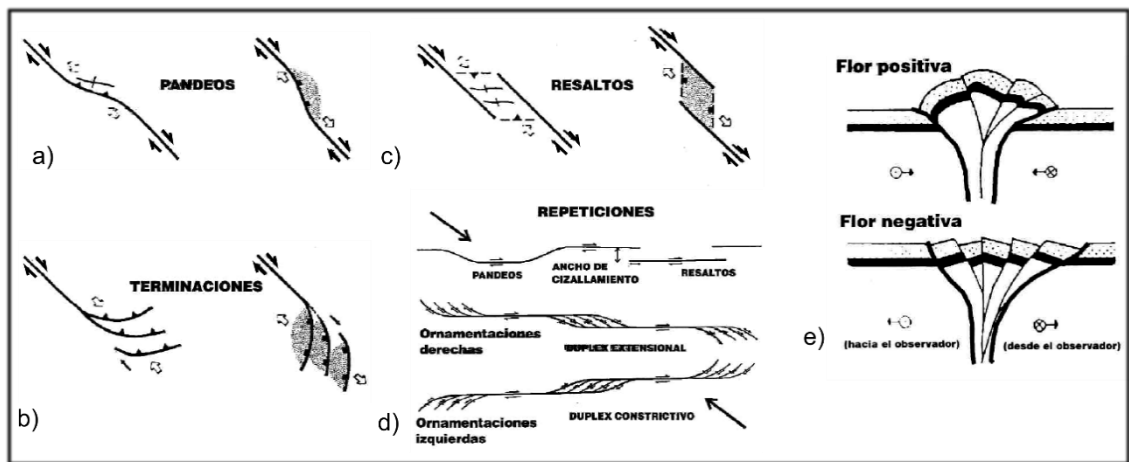


Fuente: Modificado de Rosello (2001).

Como se ha expuesto antes, las fallas que presentan movimientos cizallantes o de rumbo no se propagan fácilmente sobre su rumbo (Fossen, 2010) por lo tanto, para que se genere una zona de fallamiento de rumbo suficientemente grande, se necesita que estructuras planares discontinuas de extensión considerable se reactiven e interfieran con fallas vecinas para generar la falla de rumbo (Fossen, 2010). Cuando segmentos individuales de la falla se traslapan y unen, la desviación local del rumbo general de la falla se establece en la forma de un pandeo (bend) o de un resalto (step) (Fossen, 2010) de acuerdo a las direcciones relativas de los

bloques que ocurre entre los pandeos o resaltos estos pueden ser compresivos o restrictivos (restraining) o distensivos o de alivio (releasing) (Rosello, 2001) (Figura 37). Distintas estructuras frágiles y dúctiles pueden presentarse en estas zonas y estarán condicionadas por el régimen de esfuerzos local, además pueden presentarse varias veces a lo largo del trazo de la falla y/o en sus terminaciones (Figura 37). Si se realiza un corte transversal a estas estructuras, se pueden reconocer estructuras en flor: Si están asociadas con pandeos o resaltos restrictivos se llaman flores positivas, si están asociadas con pandeos o resaltos de alivio son llamadas flores negativas (Fossen, 2010) (Figura 37).

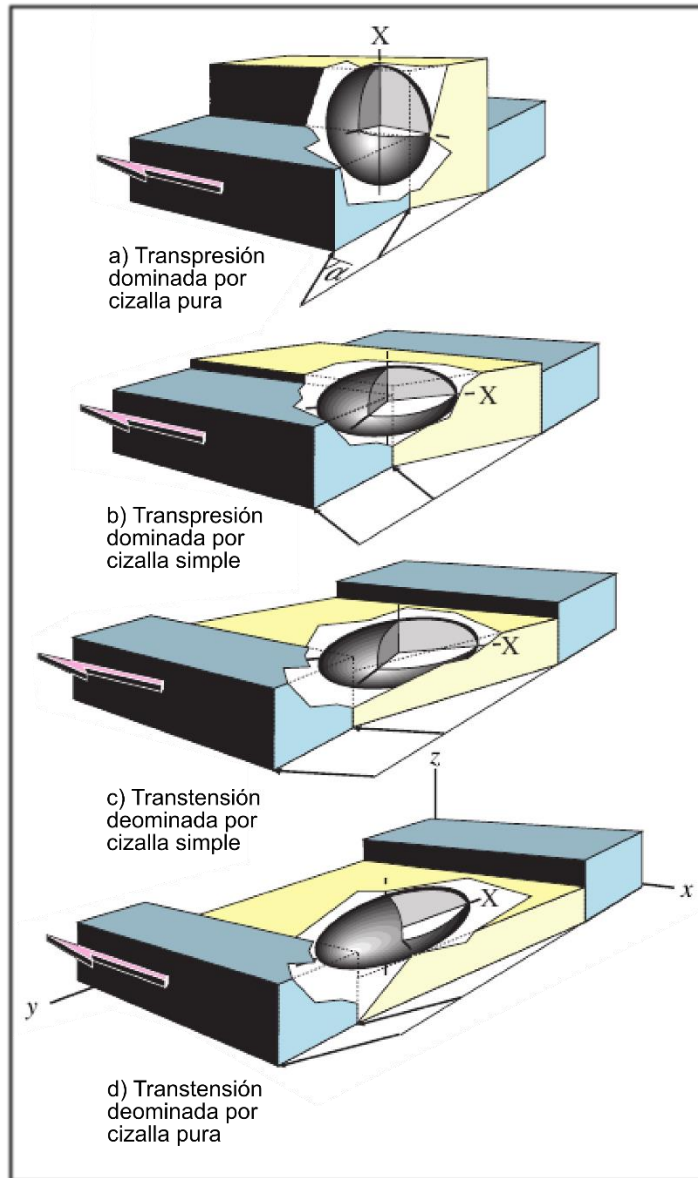
**Figura 37.** Estructuras generadas en: a) pandeos, b) resaltos, c) terminaciones y d) combinaciones de todas las anteriores sistemas de fallas de rumbo; e) perfil transversal de un sistema de fallas de rumbo, se observa que las estructuras resultante poseen doble vergencia.



Fuente: Modificado de Rosello (2001).

**4.2.3 Transpresión y Transtensión.** Como se ha descrito ya, las fallas de rumbo no presentan desplazamientos de rumbo netos, sino que presenta una combinación de acortamiento, extensión y rumbo. Cuando existen movimientos de rumbo combinados con extensión, el régimen se denomina transtensivo; cuando existen movimientos de rumbo combinados con acortamiento, el régimen se denomina transpresivo (Rosello, 2001; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010) (Figura 38).

**Figura 38.** Forma y orientación de las elipsoides de deformación resultantes de procesos de transpresión y transtensión. Se observa que los procesos de transpresión (a y b) dan como resultado elipses oblatas; los procesos de transtensión (c y d) dan como resultado elipses proladas. El eje de mayor elongación (X) sufre mayor rotación en los casos que domina la cizalla simple.

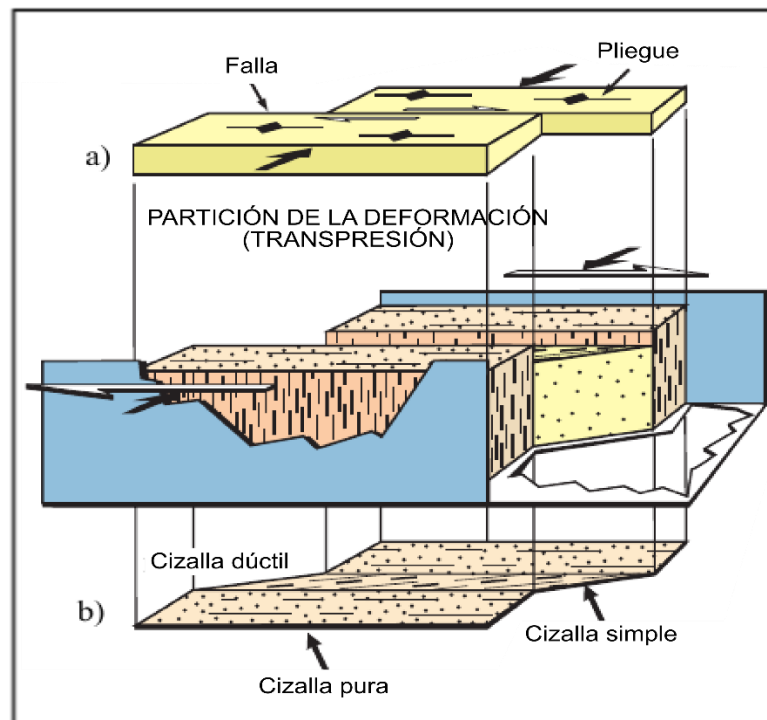


Fuente: Modificado de Fossen (2010).

La transtensión y transpresión no se presenta solo en los pandeos o resaltos de las fallas de rumbo, puede presentarse a lo largo de toda la estructura si esta no es

dominada únicamente por cizalla simple movimiento de rumbo (Fossen, 2010). Las estructuras resultantes de la aplicación de estos esfuerzos en la roca pueden ser modeladas por medio de una combinación de mecanismos de cizalla simple y cizalla pura que de acuerdo a factores geológicos y geométricos propios de cada roca determinara la distribución de estructuras y la forma de la elipsoide de deformación (Rossello, 2001; Fossen, 2010) (Figura 39). La partición de la deformación (strain partitioning) es simplemente la distribución de los componentes de la deformación dentro de la zona deformada total, debida a anisotropías y heterogeneidades propias de las rocas (Fossen, 2010) (Figura 39). En general se ha observado que dentro de una zona de deformación transtensiva o transpresiva los componentes de la cizalla simple se localizan en la zona cercana al trazo principal de la falla y en rocas incompetentes mientras que los componentes de cizalla pura se localizan hacia las zonas marginales y en rocas más competentes (Figura 39). Esta distribución heterogénea de la deformación genera zonas con estructuras y fabricas diferentes dentro del mismo sistema, y se puede reconocer en muchas escalas, desde la microscópica hasta la escala de placas tectónicas (Fossen, 2010).

**Figura 39.** Ilustración del proceso de partición de la deformación en una zona de transpresión. Nótese que algunos bloques reciben principalmente componentes de cizalla simple mientras otros de cizalla pura. En niveles corticales someros a) la zona de cizalla esta reducida a una o más fallas mientras a niveles más profundos b) se desarrollan zonas más amplias con deformación dúctil.



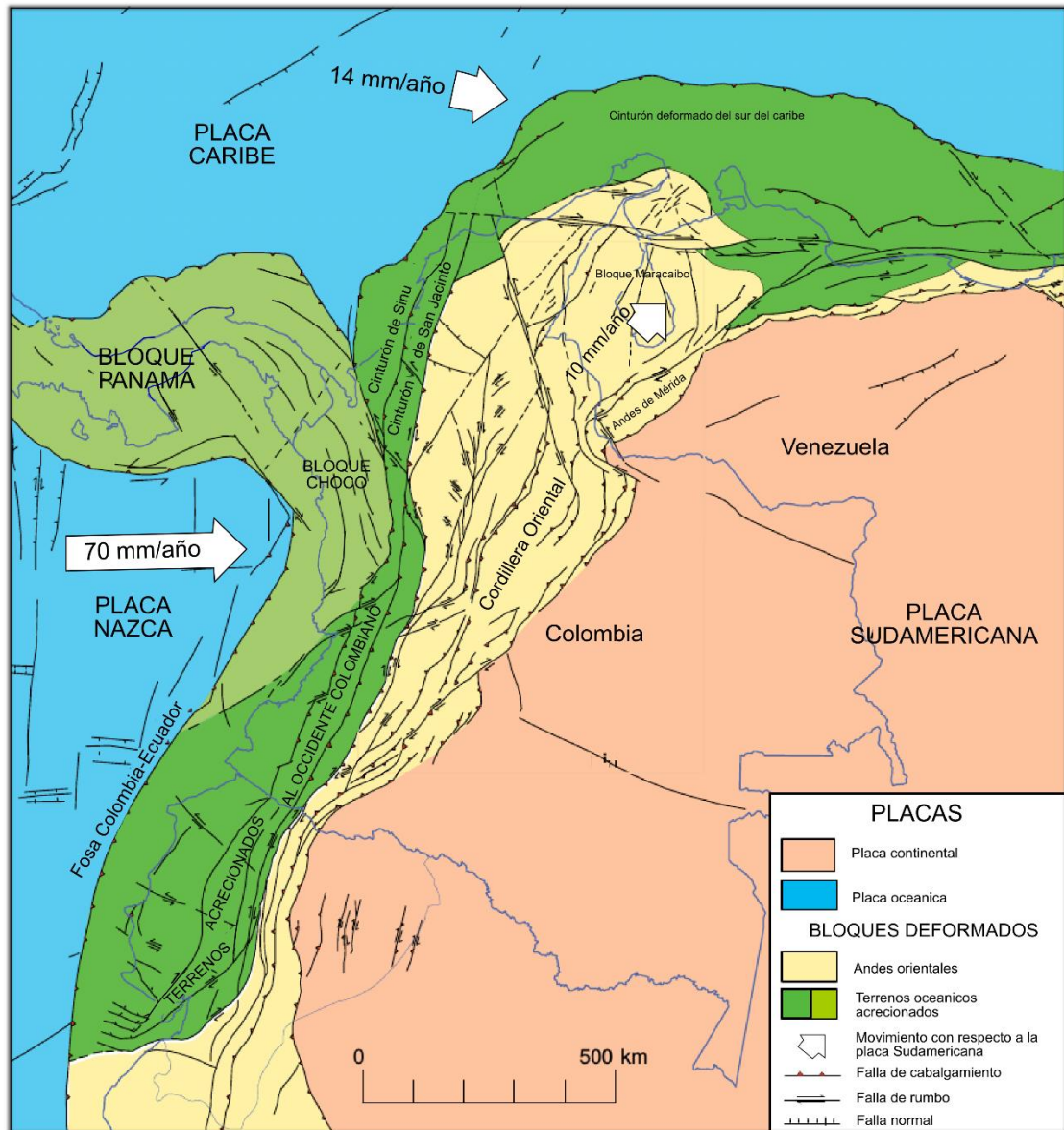
Fuente: Modificado de Fossen (2010)

## 5. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Los Andes del Norte en Colombia son una región tectónica compleja configurada por la interacción de la placa continental Sudamericana con las placas oceánicas Caribe y Nazca (Cortes, 2005) además por la influencia que ejerce el Bloque Chocó (Duque-Caro, 1990; Taboada et al., 2000) o Bloque Panamá-Chocó (Montes et al., 2012), que es el terreno más occidental de afinidad oceánica acrecionado a los Andes del norte durante el Neógeno (Duque-Caro, 1990; Taboada et al., 2000; Montes et al., 2012). El resultado de esta unión triple se comporta como un bloque móvil independiente que ha sido llamado Bloque de los Andes del Norte o Bloque Norandino (Kellogg and Vega, 1995 en Cortes, 2005; Cediel et al., 2003). El movimiento actual de este bloque con respecto a una placa Sudamericana fija es ESE (Sarmiento, 2001). El movimiento de la placa Caribe y Bloque Chocó es en dirección WNW-ESE a una velocidad de 1,4-3 cm/año mientras que el de la placa Nazca relativo a la placa Sudamericana es en dirección E-W a una velocidad de 6-7 cm/año (Sarmiento, 2001; Cortes, 2005; Jiménez et al., 2014). El Bloque Maracaibo es una región tectónica limitada por grandes fallas de rumbo (Falla de Bucaramanga, Falla de Santa Marta, Falla de Oca, Falla de Boconó) y se mueve como un bloque independiente en dirección NE a una velocidad de 1cm/año (Sarmiento, 2001), la acción de este bloque, en conjunto con los esfuerzos generados en el límite occidental continental, configuran el comportamiento tectónico Norandino (Figura 40).

El orógeno andino se divide en tres cordilleras al alcanzar el territorio colombiano: Cordillera Occidental, Cordillera Central y Cordillera Oriental, separadas por los valles de los ríos Cauca y Magdalena respectivamente. Cada una de estas cadenas montañosas tiene un origen distinto condicionado por la acreción de terrenos en el borde occidental continental (Toussaint, 1995; Cediel, 2003; Cortes, 2005) y por el efecto de barrera que ejerce el cratón oriental adyacente (Mora et al., 2013). La Cordillera Occidental está constituida por un complejo de terrenos de afinidad oceánica acrecionados al borde continental durante el Cretácico tardío – Paleógeno, la sutura que marca el límite de esta acreción es la Falla de Romeral (Cediel et al., 2003). La Cordillera Central consta de rocas ígneas y metamórficas de edades desde el Precámbrico hasta el Paleógeno (Bayona et al., 2013) cubiertas parcialmente por depósitos sedimentarios Mesozoicos (Rodríguez & Rojas, 1985) levantadas o basculadas a finales del Cretácico o inicios del Cenozoico debido a esfuerzos transferidos desde el límite de placas occidental (Bayona et al, 2013).

**Figura 40.** Configuración tectónica actual y estructuras mayores en los Andes del Norte y movimientos relativos de las placas con respecto a la placa Sudamericana.



Fuente: Modificado de Sarmiento (2001).

La Cordillera Oriental es un orógeno divergente cuyos flancos se transportan tectónicamente hacia las cuencas que lo bordean (Valle del Magdalena al oeste y Cuenca de los Llanos al este) está compuesto principalmente por potentes secuencias sedimentarias Meso-Cenozoicas depositadas sobre basamentos ígneo-metamórficos Paleo-Mesozoicos que afloran en algunos sectores asociados a

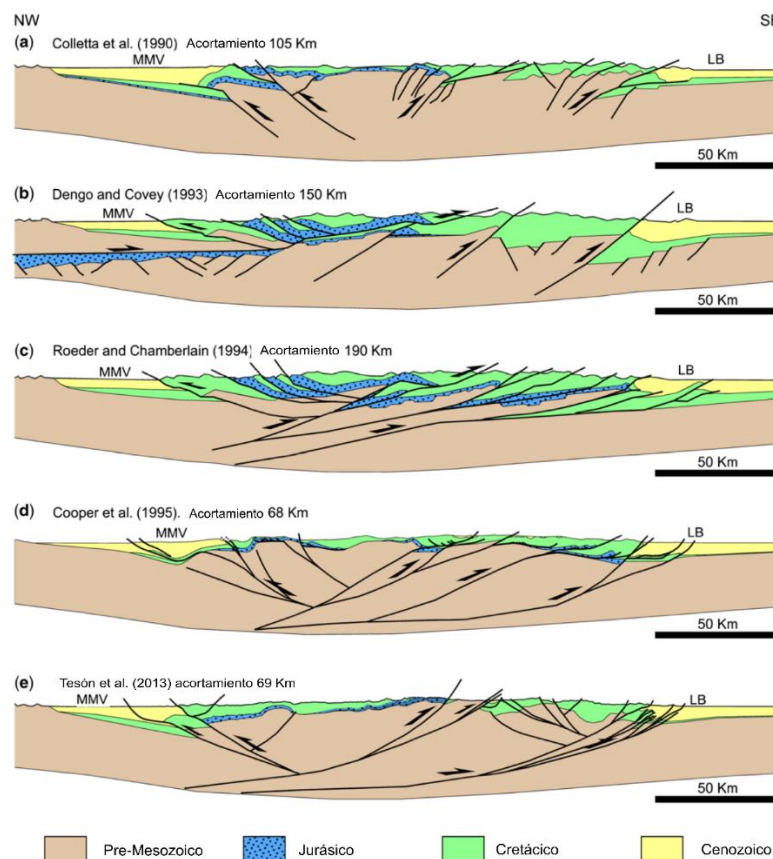
grandes fallas. La Cordillera Oriental tiene un rumbo general SW-NE, hasta un punto de inflexión, donde cambia de rumbo a SE-NW, ubicado en el Nevado el Cocuy, en este punto se encuentran las sucesiones sedimentarias Cretácicas de mayor espesor (Fabre, 1985). El cambio de rumbo en las estructuras puede ser atribuido a la configuración estructural y estratigráfica de las antiguas cuencas extensionales que fueron sometidas a inversión tectónica (Rossello, 2004; Tesón et al., 2013), o a un plegamiento oroclinal del orógeno debido al efecto de bloqueo que ejercen el Bloque Maracaibo y el Cratón Oriental (Mora et al., 2013).

La evolución de la Cordillera Oriental está estructurada desde el Triásico - Jurásico por una tectónica distensiva, generada tanto por un proceso de rifting intracontinental ocasionado por la disgregación de Pangea (Pindell and Dewey, 1982 en Sarmiento, 2001) como por un ambiente de trasarco ocasionado por la subducción de las placas pacíficas bajo la placa Sudamericana (Toussaint, 1995; Sarmiento, 2001). Esta tectónica distensiva ocasionó la apertura de varios sistemas de hemigraben (Cuenca Tablazo-Magdalena-San Lucas y Cuenca Cocuy *sensu* Fabre, 1983, Cooper et al., 1995 y Caballero, 2013; Graben de Guatiquia *sensu* Mora, 2007; Graben de Pisba *sensu* Tesón et al., 2013) que fueron rellenos con potentes secuencias sedimentarias continentales con reducidas incursiones marinas en una etapa sintectónica o synrift (Cooper et al., 1995, Sarmiento, 2001; Mora, 2007; Tesón et al., 2013), posteriormente, en una etapa de quiescencia tectónica, estas cuencas estuvieron sometidas a un fase de subsidencia tectónica durante la mayor parte del Cretácico cuando se depositaron secuencias marinas postrift (Fabre, 1985; Cooper et al., 1995; Sarmiento, 2001). Diversas fuentes de información revelan que el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental ocurrió durante el Maastrichtiano - Paleoceno en el flanco occidental y en el Paleoceno en el oriental (Ross et al., 2008; Horton et al., 2010; Parra et al., 2012; Bayona et al., 2013), durante el Oligoceno y asociada a la subducción de la Placa Caribe, se desarrolló la deformación (Mora et al., 2013) y posteriormente durante el Mioceno Tardío (Duque-Caro, 1990; Toro, 1990) o Plioceno-Pleistoceno (Cooper et al., 1995; Taboada et al., 2000; Cortes, 2005; Mora., 2007) ocurrió el pulso de deformación principal que involucra la generación del orógeno andino, este pulso es atribuido a la colisión del Bloque Choco-Panamá.

Diferentes modelos sobre la configuración estructural de la Cordillera Oriental se han generado en el tiempo: desde modelos de bloques segmentados por fallas subverticales de basamento (piel gruesa) sobre los cuales se acomoda la cobertera sedimentaria (Julivert, 1970), modelos de avance de una cuña orogénica la cual desarrolla cabalgamientos, retrocabalgamientos y pliegues asociados, que surgen de despegues profundos y descabezan antiguas estructuras (Dengo & Covey, 1993; Roeder & Chamberlain, 1995) a modelos de inversión tectónica, donde la configuración estructural del orógeno está dominada por las propiedades de las antiguas cuencas extensionales limitadas por fallas normales (Falla Bucaramanga,

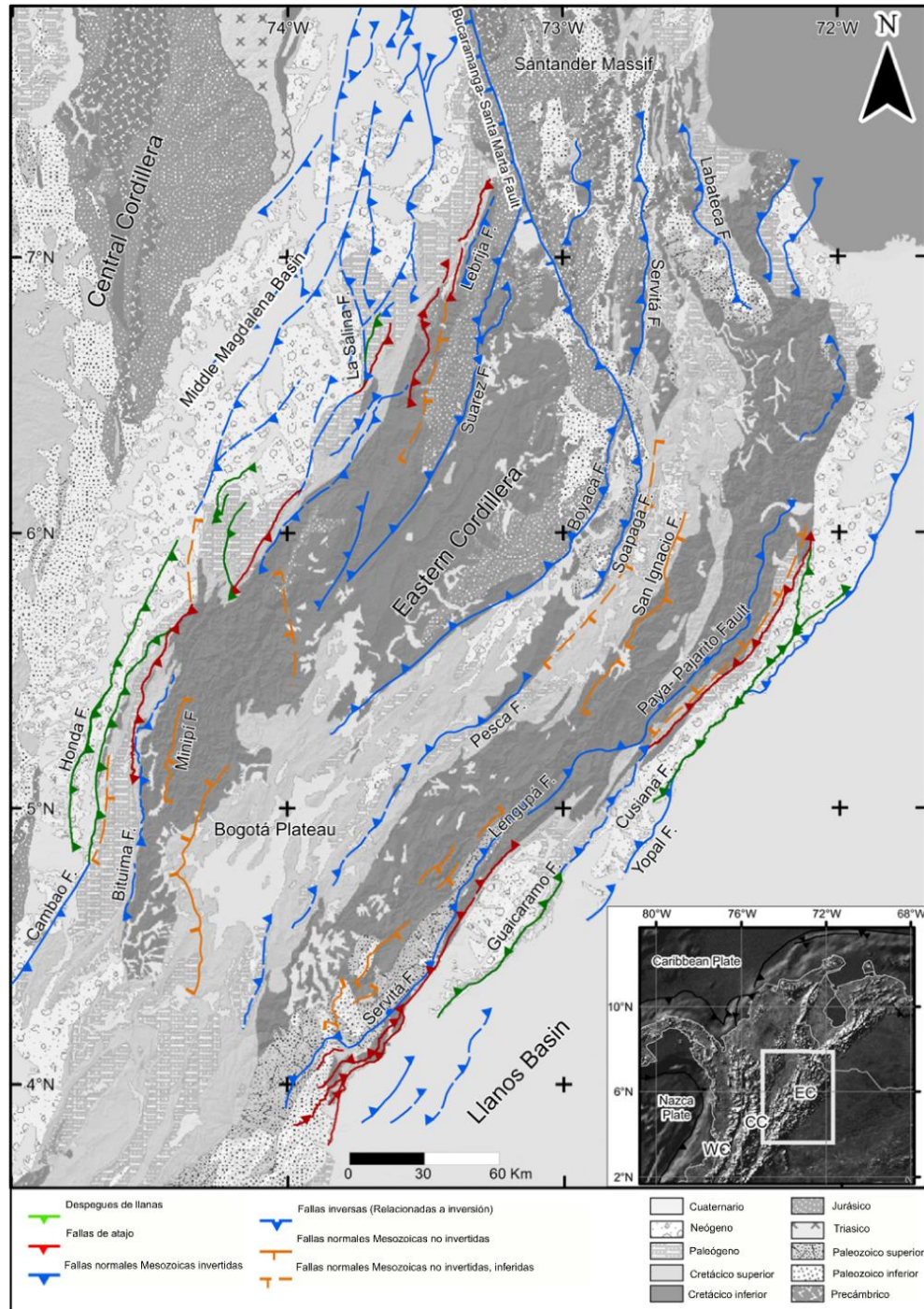
Falla del Suarez, Falla de Boyacá, Falla de Soapaga, Falla de Servitá, Falla de Pajarito, Falla Labateca) (Figuras 41 y 42), las cuales, debido a una reorganización del régimen de esfuerzos fueron sometidas a reactivación (Colleta et al., 1990; Cooper et al., 1995; Sarmiento, 2001; Rossello, 2004; Mora, 2007, Tesón et al., 2013). La reactivación de antiguas anisotropías combinada con la transpresión reflejo de la subducción oblicua en la Cordillera Oriental (Kammer, 1999; Montes, 2001, 2005; Rossello, 2004; Velandia, 2005; Acosta et al., 2002, 2007; Bayona et al., 2013) sugiere un modelo de origen transcurrente para la Cordillera Oriental en el cual los movimientos relativos entre las placas y bloques continentales limitados por fracturas antiguas genera una tectónica transpresiva donde se presentan importantes movimientos de rumbo en el eje axial de la cordillera, así como cabalgamientos de piel gruesa y piel delgada en los piedemontes (Montes, 2001, 2005; Rossello, 2004; Acosta et al., 2002, 2007; Tesón et al., 2013; Jiménez et al., 2014) (Figura 43).

**Figura 41.** Modelos estructurales de la Cordillera Oriental.



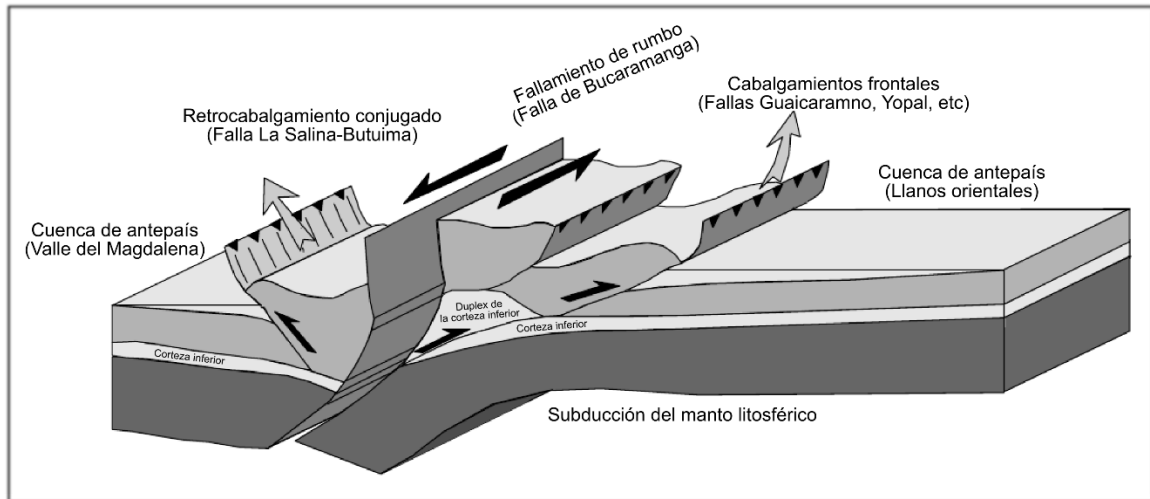
Fuente: Modificado de Tesón et al. (2013).

**Figura 42.** Mapa con la distribución e interpretación del origen de las principales fallas que configuran la Cordillera Oriental y sus piedemontes.



Fuente: Modificado de Tesón et al. (2013).

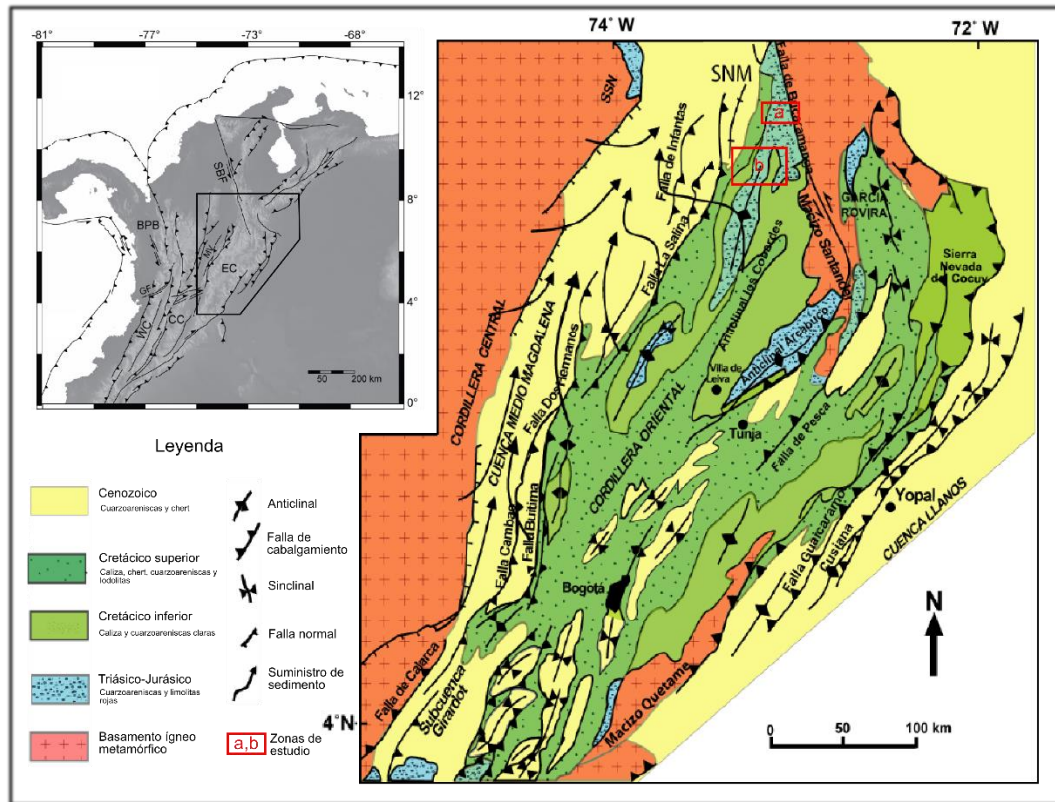
**Figura 43.** Diagrama esquemático sobre la arquitectura estructural de un orógeno originado por colisión, se observan los procesos de transpresión y partición de la deformación que se presentan en la Cordillera Oriental.



Fuente: Modificado de Sarmiento (2001).

El anticlinal de los Cobardes, denominado aquí como anticlinorio de los Yarigués es una estructura divergente plegada y fallada de dirección NNE-SSW limitado al norte y al este por las Fallas de Bucaramanga y del Suarez que lo separan del Macizo de Santander y la Zona de Mesas respectivamente (Royero & Clavijo, 2001; Julivert, 1958); actualmente presentan un comportamiento sinistral con un pequeño componente inverso y una vergencia hacia el oeste (Falla de Bucaramanga)(Campbell, 1965 en Paris, 2000; Julivert, 1958) e inverso con componente sinistral y vergencia hacia el este (Falla del Suarez)(Paris, 2000; Diederix et al., 2008). Al oeste se encuentra limitado por la Falla de San Vicente (Ward et al., 1973), llamada también Falla del Carmen (Royero & Clavijo, 2001) o Flexión de Chucuri (Julivert, 1958) que se trata de una falla de cabalgamiento con vergencia al oeste que pone en contacto distintas rocas Cretácicas del flanco oeste del anticlinorio (Figuras 44 y 45) que es compartido con el flanco este del Sinclinal de Nuevo Mundo (Rolón et al., 2004; Caballero et al., 2010, entre otros). Al sur termina con un cierre periclinal en los alrededores del municipio de El Guacamayo donde se ubican los estratos más jóvenes pertenecientes a las formaciones Arcabuco, Cumbre y Rosablanca (Pulido, 1979).

**Figura 44.** Ubicación tectónica y regional de la Cordillera Oriental, el “anticlinal de Los Cobardes” y las zonas de estudio.

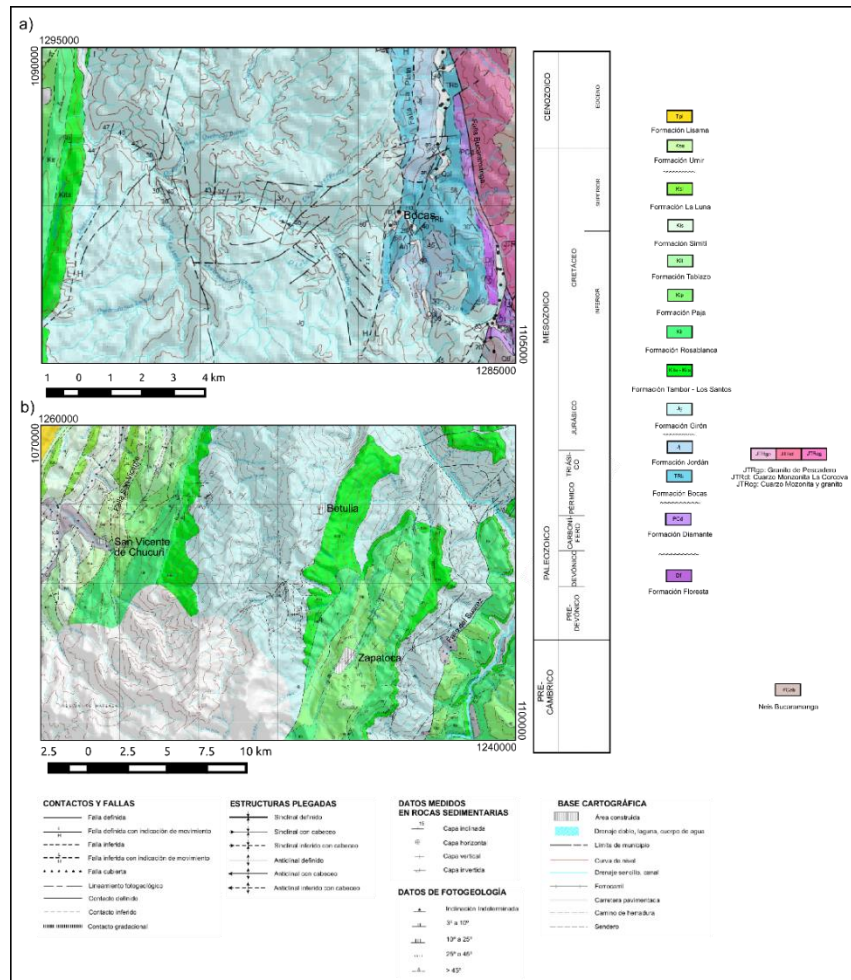


Fuente: Modificado de Mora (2007) y Caballero (2010).

El núcleo del anticlinorio de los Yareguíes está compuesto por rocas sedimentarias de afinidad continental correspondientes al Grupo Girón (Formación Girón y Formación Los Santos *sensu* Cediél, 1968). En el sector del Río de Oro, cerca de la localidad de Bocas, la Formación Girón suprayace en discordancia angular suave a la Formación Jordán, que en esta sección está compuesta por cerca de 657 m de areniscas de grano muy fino a medio intercaladas con limolitas ligeramente calcáreas y algunas arcillolitas, el color de esta secuencia es predominantemente marrón rojizo (Aya, 1968 en Ward et al., 1973). La edad asignada a la Formación Jordán es Jurásico inferior - medio (Ward et al., 1973; Royero & Clavijo, 2001). En el sitio de represa del río Lebrija en la localidad de Bocas, La Formación Bocas se encuentra en contacto discordante y fallado bajo la Formación Girón (Cediél, 1968; Ward et al., 1973); en esta localidad están expuestas las capas más superiores de la Formación Bocas compuestas por una intercalación de areniscas, shale y arcillolitas calcáreas con restos fósiles de ostrácodos y plantas (Ward et al., 1973) la edad asignada esta unidad es Jurásico inferior (Remy et al., 1975 en Royero &

Clavijo, 2001). En el sector de Zapatoca no se encuentra la base de la Formación Girón. El tope de la Formación Girón está marcado por un contacto transicional con la Formación Los Santos (Cediel, 1968; Laverde & Clavijo, 1985; Clavijo, 1985; Blanco & Rincón, 2014); este contacto ha sido reconocido en el área del Río Lebrija (Cediel, 1968; Clavijo, 1985), en el sector de Zapatoca (Laverde & Clavijo, 1985) y en las mesetas de Ruitoque y Los Santos (Blanco & Rincón, 2014); Esta transición de una secuencia granodecreciente conglomerática a arenosa-lodosa rica en areniscas líticas a sublíticas y poco calibradas a una secuencia arenosa, bien calibrada, rica en cuarzoareniscas se puede reconocer en los sectores de Betulia y San Vicente de Chucurí, por lo tanto, el contacto entre estas dos unidades, por lo menos en el área de estudio y sectores adyacentes, se reconoce como transicional.

**Figura 45.** Mapas geológicos de las zonas de estudio.



Fuente: Modificado de las planchas 109 y 120 de Ward et al. (1977)

## 6. METODOLOGÍA

Los problemas planteados en este trabajo de investigación tuvieron que ser evaluados mediante distintas aproximaciones y métodos, debido a la extensión espacial y temporal que estos objetivos comprenden.

La primera parte del trabajo consistió en la recolección, análisis e interpretación de las fotografías aéreas e imágenes satelitales que abarcaran el área de estudio; la imagen Landsat LC80080552015004LGN00 del 2015 fue utilizada debido a su actualidad y a que no presenta mucha nubosidad (característica muy común en imágenes anteriores); en esta imagen se integraron los rasgos identificados en fotografías aéreas del IGAC (Vuelos C-2642-218\_225 y C-2643-153\_155 Sector Río Lebrija; C-2588-10\_19, 27\_33, 85\_93 Sector Zapatoca). Mediante estas herramientas se pudieron identificar los principales lineamientos, los sitios de mejor exposición litológica y el control geomorfológico en el área.

Posterior al análisis de imágenes, se procedió a la revisión cartográfica en campo, la cual se realizó con énfasis en la determinación de las unidades siliciclásticas de edad Jurásico tardío – Cretácico temprano teniendo en cuenta las descripciones realizadas en Cediel (1968), Ward et al. (1973) y Chacón (1981) para la Formación Girón; y en Clavijo (1985), Laverde & Clavijo (1985), Renzoni (1985) y Vargas et al. (1985) para la Formación Los Santos. Las unidades infra y suprayacentes se reconocieron teniendo en cuenta las descripciones realizadas en Julivert (1958), Cediel (1968), Ward et al. (1973) y Guzmán (1985).

Además de la determinación de unidades litológicas, la cartográfica estuvo enfocada en el reconocimiento de estructuras de deformación y en el control que estas ejercen sobre el desarrollo del relieve, para esto se empleó el análisis previo de imágenes complementado con estudios de campo que permitieron determinar la influencia de estas estructuras en el desarrollo de las redes de drenaje y en la configuración de los accidentes topográficos del área.

La información obtenida se integró con la información disponible en los mapas:

Mapa geológico del cuadrángulo H12, Bucaramanga, Ward et al. (1977); Geología del departamento de Santander, Royero & Vargas (1999); Mapa morfotectónico del sistema de Fallas Suarez, Diederix et al. (2008). Además se incluyó información disponible en los mapas presentados en los trabajos de Julivert (1958), Cediel (1968), Navas (1963) y en las tesis de grado de Cetina & Patiño (2013) y Jaimes & Lopez (2015). Toda esta información se organizó y representó utilizando el sistema de información geográfica Qgis, software libre de código abierto desarrollado para la plataforma de Linux.

Posterior al primer trabajo de campo, que consistió en la revisión cartográfica, se procedió a realizar la toma sistemática de datos de fracturas en distintos afloramientos previamente identificados y delimitados con el fin de que las mediciones fueran las más representativas de la estructura del área. La toma de datos de diaclasas en el sector del río Lebrija se realizó reconociendo en cada afloramiento las familias más representativas y describiendo su naturaleza (extensión, cizalla, híbrida, ver capítulo 5) además de las relaciones de corte entre ellas para asignar una temporalidad; en el sector de Zapatoca se realizó un mayor número de mediciones en una cantidad menor de afloramientos, aunque ubicados en zonas altamente deformadas cercanas a las principales estructuras. La medición de planos estriados se realizó determinando la actitud del plano de falla (rumbo-azimut, inclinación) y adicionalmente el pitch o cabeceo de la estría; la cinemática de las fallas o el movimiento relativo entre bloques se estableció utilizando distintos indicadores cinemáticos (escalones congruentes, escalones incongruentes, R- R', entre otros), para certificar la validez de las medidas, cada dato se evaluó en campo mediante gráficos de Angelier.

La representación gráfica de los datos de diaclasas por medio de diagramas rosa y diagramas de densidad de polos se realizó utilizando el software Stereonet 9.2.3. El cálculo de los tensores de esfuerzo para datos de diaclasas y estrías se realizó mediante el software Wintensor 4.0.4. Utilizando los métodos de diedros rectos (diaclasas, estrías) y PBT (estrías) (ver capítulo 5); también se obtuvo mediante este software la representación del círculo de Mohr y el cálculo de la recta de Byerlee de cero cohesión, para discriminar datos coherentes e incoherentes con el tensor. Los dos software utilizados son gratuitos y de libre acceso.

Teniendo clara la distribución litológica regional y el control estructural de la zona, la última fase de campo consistió en la medición del espesor estratigráfico de la Formación Girón en el sector del río Lebrija, en un corte que ofrece una buena exposición de toda la secuencia de base a techo (vía del antiguo ferrocarril Bucaramanga – Puerto Wilches) y en el levantamiento detallado de la secuencia estratigráfica aflorante a lo largo de la vía Zapatoca – San Vicente de Chucurí correspondiente a la parte superior de la Formación Girón.

La medición del espesor estratigráfico en el sector del río Lebrija se realizó mediante el método de bastoneo descrito en Miall (2000) (ver capítulo 5) utilizando un Bastón de Jacob de 1.5 m. este método fue elegido debido a que es el que ofrece los resultados más certeros (Miall, 2000); la separación de la secuencia en miembros se realizó teniendo en cuenta las descripciones realizadas por Cediell (1968). El levantamiento y la descripción de la columna estratigráfica en el sector de Zapatoca se realizó teniendo en cuenta principalmente los criterios expuestos en los trabajos de Campbell (1987), Reineck & Singh (1973) y Folk (1980) que se resumen en el formato de campo utilizado (Figura 7.1); la interpretación de la columna se realizó teniendo en cuenta principalmente las clasificaciones de facies (Tabla 5.2) y de elementos depocisionales (Tabla 5.3) expuestos en Miall (2006) debido a su amplia utilización casi estandarizada en la descripción de secuencias siliciclásticas fluvio – aluviales modernas y fósiles; se consideró necesario realizar algunas modificaciones en su nomenclatura adhiriendo nuevas facies representativas de areniscas conglomeráticas (Tabla 7.1), que forman parte de las facies arenosas o gravosas de Miall (2006) debido a su carácter distintivo en la sección descrita y a la diferencia en los procesos de desarrollo de estas, principalmente de los depósitos gravosos. La representación gráfica de la columna levantada se realizó en parte utilizando el software SDAR desarrollado por Jhon Ortiz, software de código abierto para Linux.

Figura 46. Formato utilizado para el levantamiento de la columna en campo.

7010

**FORMATO PARA TOMA DE INFORMACIÓN ESTRATIGRÁFICA EN CAMPO**

LEVANTADO: *Diego Alberto Osorio Alvarado* A: *elitrom*

HOLLA No: *03*

FECHA: *01.08.115*

ESCALA: *1:300*

ARRAZON/MATRIZ: *CS, MS (AS, GS, LS)*

TIPO CEMENTO: *Si, Ox, Cal, Cao*

SELECCION: *VI, P, M, W*

REDONDEO: *VA, A, SA, SR, B, WIR*

LOCALIDAD: *Cuchilla del Ramo*

FRANJA: *120 - IV - 0*

URBES: *Frm. Giron*

PUNTO INICIO: *X= 1085948 Y= 1248332 Z= 4564*

PUNTO FINAL: *X= 1088844 Y= 1248332 Z= 4563*

DATO ESTRUC-TURAL	PRO. FOUEN-DAL	ESFESOR-DE EASTON	ESFESOR-ACUMULADO	# FOTOGRAFIA	MUESTRA	Especias		TEXTURA, CONTACTOS		LAMINACION INTERNA, ESCALAS		BASOS TEXTURALES		COMPOSICION		INDICADORES DE PALEOCORRIENTE	COLOR	DESCRIPCION COMPLEMENTARIA, deposicion y orientacion de folios, ornamentaciones monocolor, indicaciones de meteorizacion (paracristales, etc)	
						89	90	MCI	WIC	PC	GR	+	Carbomato	MAZUREZ	Selección				% matriz
	30			14															
				30															
				26															
				27															
				28															
				23															
				24															
				25															
				26															
				27															
				28															
				29															
				30															
				31															
				32															
				33															
				34															
				35															
				36															
				37															
				38															
				39															
				40															
				41															
				42															
				43															
				44															
				45															
				46															
				47															
				48															
				49															
				50															
				51															
				52															
				53															
				54															
				55															
				56															
				57															
				58															
				59															
				60															
				61															
				62															
				63															
				64															
				65															
				66															
				67															
				68															
				69															
				70															
				71															
				72															
				73															
				74															
				75															
				76															
				77															
				78															
				79															
				80															
				81															
				82															
				83															
				84															
				85															
				86															
				87															
				88															
				89															
				90															
				91															
				92															
				93															
				94															
				95															
				96															
				97															
				98															
				99															
				100															

DESCRIPCION COMPLEMENTARIA, deposicion y orientacion de folios, ornamentaciones monocolor, indicaciones de meteorizacion (paracristales, etc)

Inicio de un nuevo ciclo  
Armadura longitudinal  
Red bed con clastos de BE  
Estructura Irregularmente

**Tabla 9.** Facies identificadas e incluidas en la clasificación de Miall (2006).

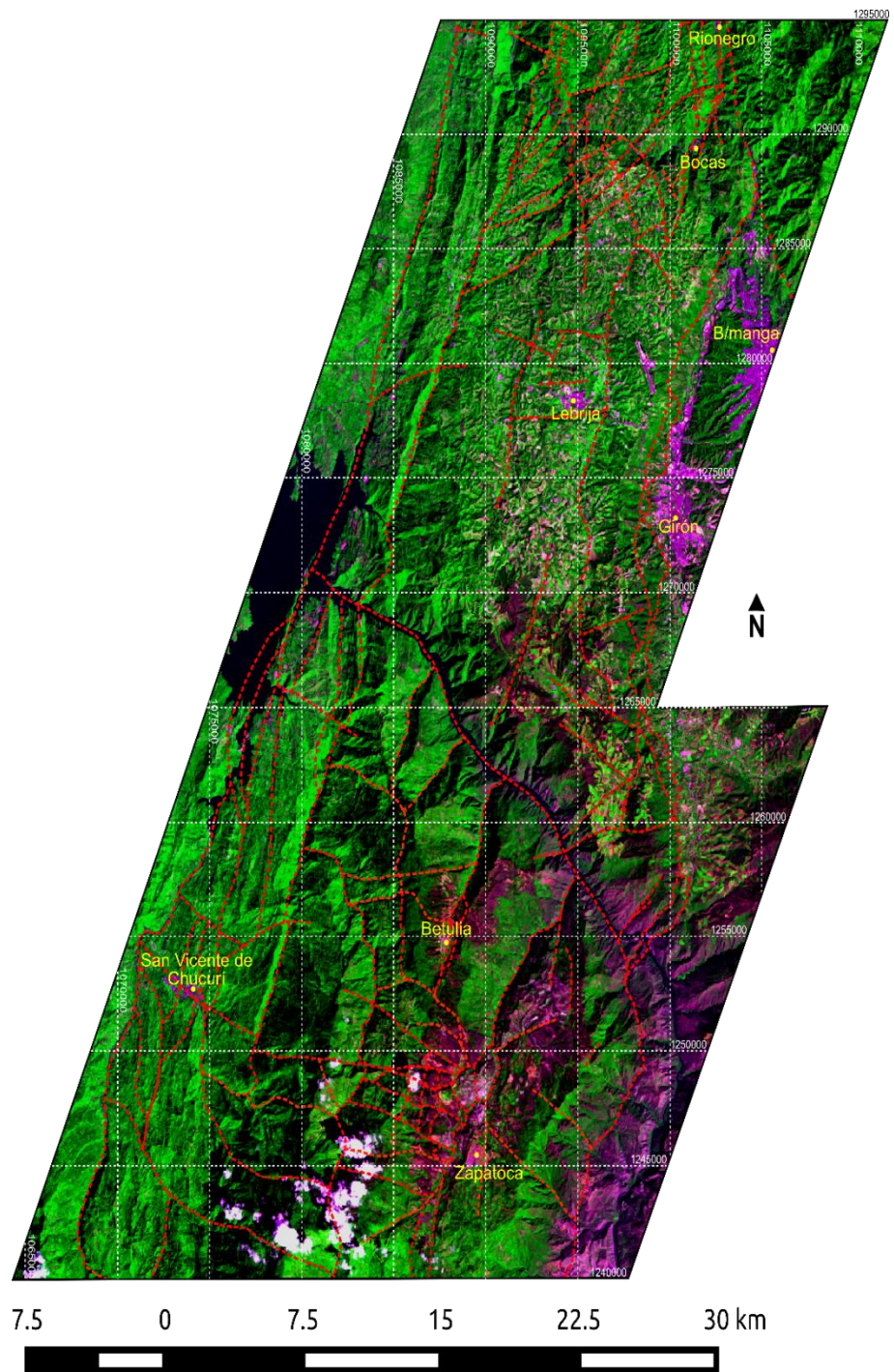
<b>Código de facies</b>	<b>Facies</b>	<b>Estructura sedimentaria</b>	<b>Interpretación</b>
GS-cm	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Masiva	Depósitos de gravedad o rezagados
GS-cg	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Gradación normal	Flujo de régimen bajo sobre barras gravosas
GS-ci	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Gradación inversa	Flujo de régimen bajo sobre barras arenosas
GS-cgp	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Gradación normal, laminación cruzada planar	Migración de dunas sobre barras gravosas en régimen de flujo bajo
GS-cip	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Gradación inversa, laminación cruzada planar	Migración de dunas sobre barras arenosas en régimen de flujo bajo
GS-h	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Laminación plano-paralela	Flujo paralelo al fondo, depósitos de gravedad o rezagados
GS-p	Arenisca conglomerática clasto-soportada	Laminación cruzada planar	Migración de dunas 2D
Sg	Arenisca, muy fina a muy gruesa	Gradación normal	Flujo de régimen bajo en planicies
Sgp	Arenisca, muy fina a muy gruesa	Gradación normal, laminación cruzada planar	Migración de dunas 2D por flujo de régimen bajo en planicies

## **7. RESULTADOS**

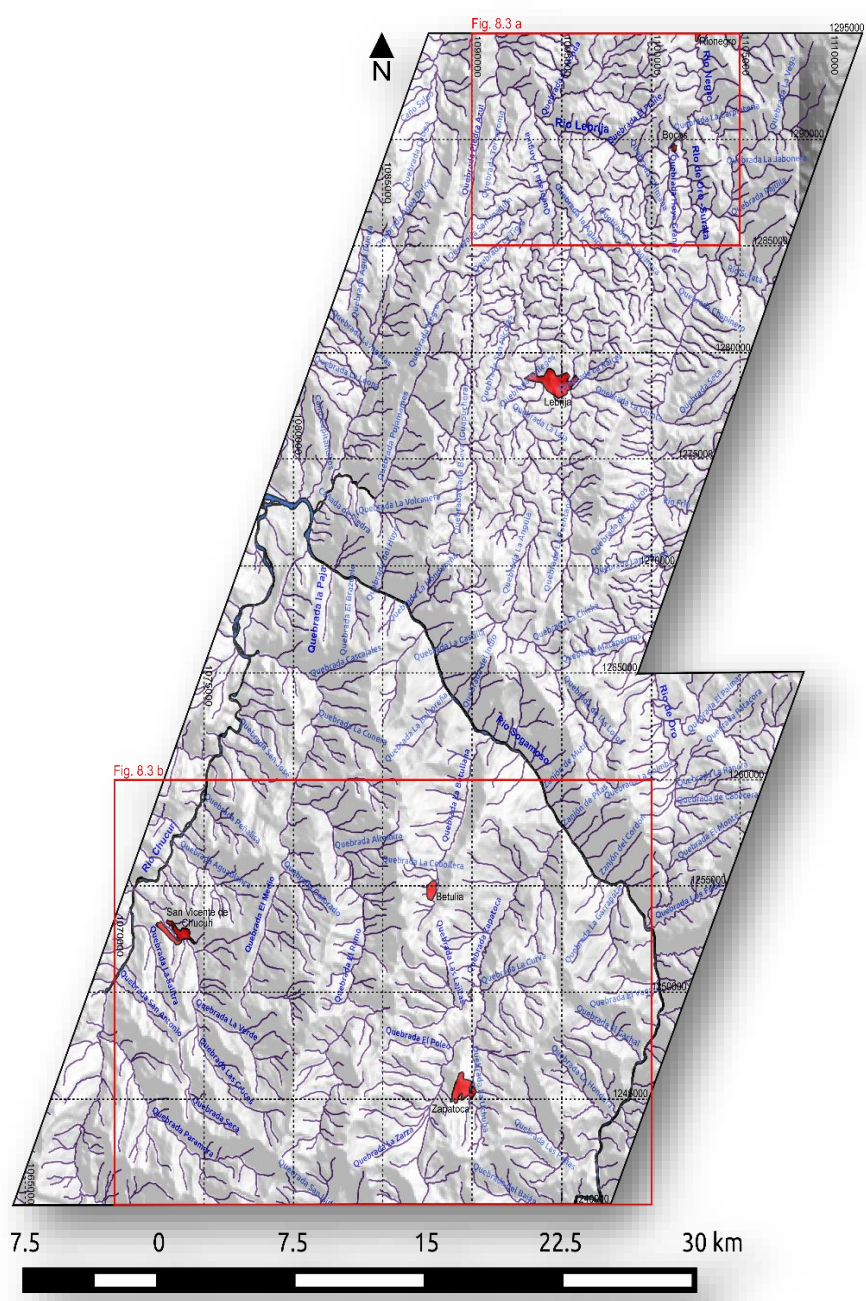
### **7.1 CARTOGRAFÍA**

La información obtenida por medio del análisis de las imágenes satelitales y fotografías aéreas se sintetiza en una imagen Landsat procesada para obtener una composición (RGB 452) que resalta las estructuras (Figura 47). En esta imagen están plasmados los trazos de los principales lineamientos que se identificaron en el área de estudio. Se presentan también los mapas correspondientes a los principales drenajes del área de estudio y a las estaciones de campo (Figuras 48 y 49). A continuación se describe la información litológica y estructural obtenida en campo para posteriormente presentar los mapas geológico y estructural que integran todos los datos obtenidos en esta fase. La descripción se realizara de norte a sur haciendo énfasis en los dos sectores principales objetivos de este estudio.

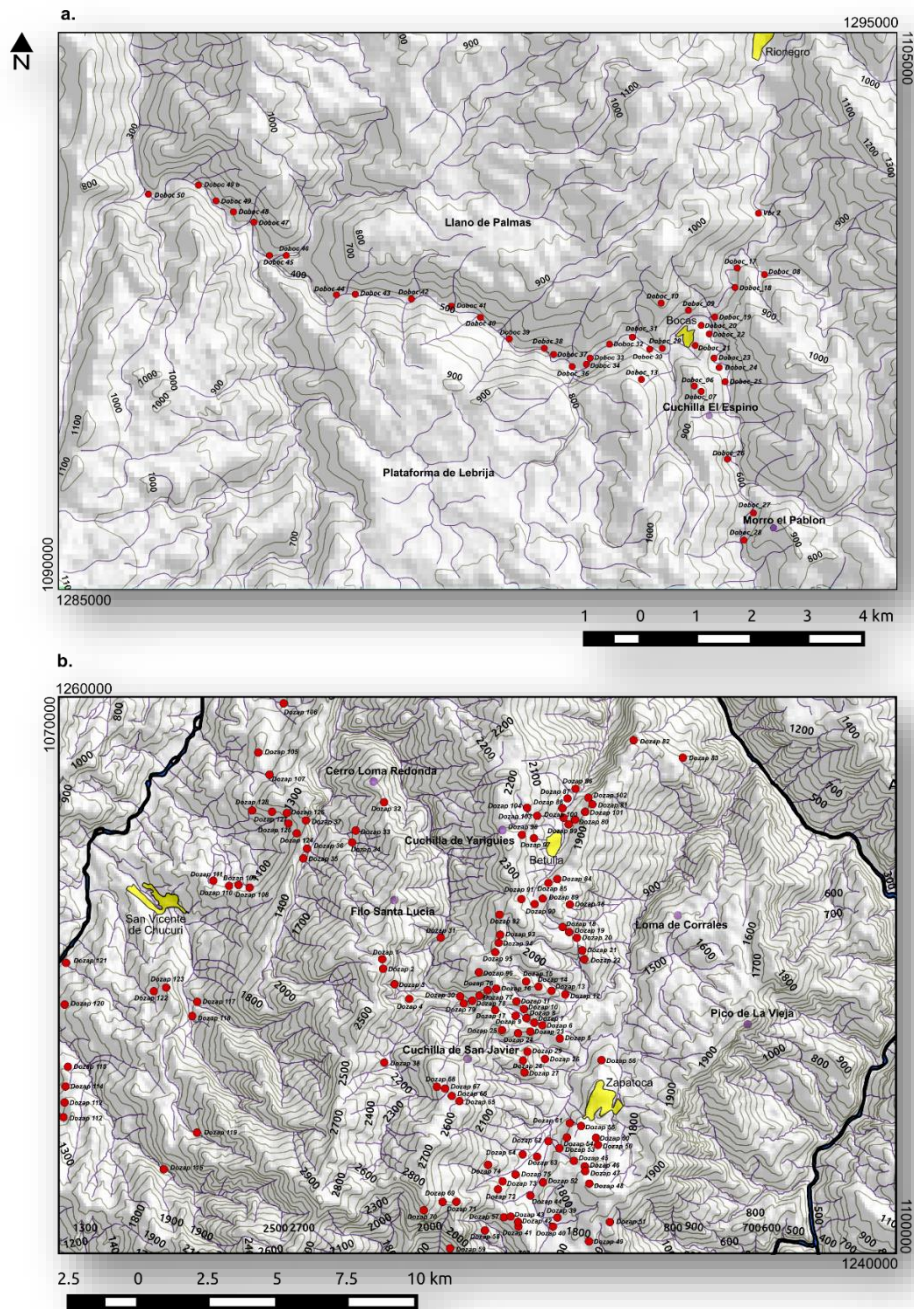
Figura 47. Mapa de lineamientos estructurales identificados en el área de estudio.



**Figura 48.** Principales drenajes que afectan el área de estudio, los cuadros rojos representan las áreas con control de campo.



**Figura 49.** Mapas de estaciones de los sectores de trabajo: a) Sector Río Lebrija (Doboc); b) Sector Zapatoaca (Dozap).



### 7.1.1 Sector Río Lebrija.

**7.1.1.1 Estratigrafía.** En el sector norte de la zona de estudio se reconocieron distintas litologías pertenecientes a cuatro secuencias estratigráficas denominadas: Formación Bocas, Jordán, Girón y Los Santos, estas dos últimas pertenecientes al Grupo Girón (Cediel, 1968; Clavijo, 1985; Etayo, 1989).

**Formación Bocas.** En esta localidad solo alcanzan a aflorar aproximadamente los 375 m superiores (Ward et al., 1973). La cual está compuesta por una intercalación de capas tabulares de areniscas a areniscas calcáreas de grano fino y medio con calizas (mudstone, wackestone) y shale ligeramente calcáreo (Figura 50 a,b). Aflora en la carretera que conduce desde la vía Bucaramanga – Rionegro hacia la localidad de Bocas, quedando expuesta a lo largo de la carretera y del trazo del Río Negro (Figura 48); los cerros que se encuentran a lado y lado de este río están compuestos por estas litologías (Figura 51). La localidad de Bocas se encuentra cimentada sobre la Formación Bocas, que aflora hacia el sur de la localidad constituyendo parte de la Cuchilla El Espino (Figura 52 a,b) que representa la prolongación más norte de la Plataforma de Lebrija (sensu Julivert, 1958). También aflora en ambos costados del Río de Oro, desde el lugar de confluencia de este río con el Río Negro hasta su contacto concordante con la Formación Jordán 1 km aguas arriba del Río de Oro y por el camino que conduce desde Bocas hacia el sector norte de Bucaramanga (barrio Café Madrid). Bajo el puente de entrada a Bocas confluye el Río Negro y el Río de Oro y tiene origen el Río Lebrija (Figuras 48, 51 y 52) en cuyos costados afloran capas deformadas de la Formación Bocas en contacto discordante y fallado con la Formación Girón (Figuras 48 y 51). En la vía Bucaramanga – Rionegro existen afloramientos aislados de la Formación Bocas en contacto con la Formación Jordán.

**Figura 50.** Afloramientos de la Formación Bocas: a) Sobre la carretera principal que conduce hacia la localidad de Bocas (Doboc 17); b) En el margen derecho del Río Lebrija (Doboc 09). Afloramientos de la Formación Jordán: c) En el margen derecho del Río de Oro (Doboc 26), d) Margen izquierdo del Río de Oro (Doboc 26).



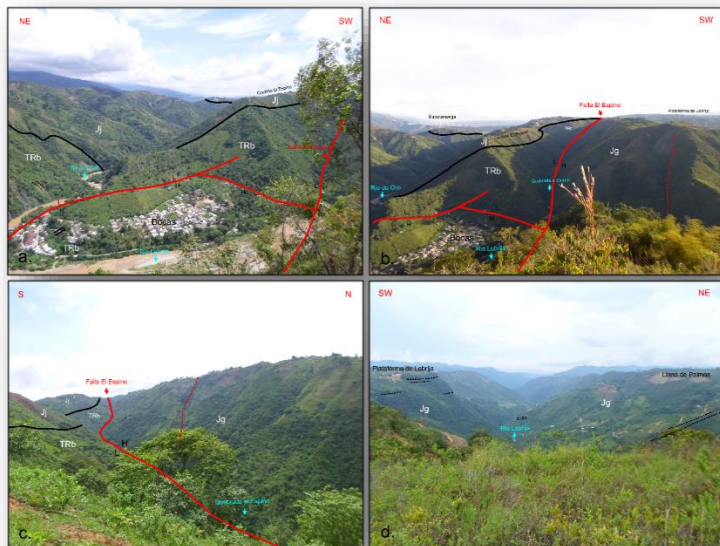
**Formación Jordán.** En este sector la Formación Jordán está compuesta por una intercalación monótona de capas tabulares a prismáticas de areniscas ligeramente calcáreas con limolitas, de color marrón rojizo a violeta (Figura 50 c,d). Esta secuencia suprayace en contacto concordante a la Formación Bocas aflorando en la parte más alta de la Cuchilla El Espino y a lo largo de la vía Bocas – Café Madrid desde aproximadamente el km 1 hasta el km 2.5, donde se encuentra la base de la Formación Girón en contacto discordante. Capas de rocas volcánicas y volcanoclásticas se intercalan en la secuencia de la Formación Jordán en

afloramientos que se extienden a lo largo de la vía Bucaramanga – Rionegro, sin embargo, debido a la complejidad estructural de este sector, no se conoce la relación estratigráfica de estas capas con la secuencia aflorante en Bocas.

**Figura 51.** Vista panorámica desde la Cuchilla El Espino hacia el norte de la localidad de Bocas, tomada desde la estación Doboc 06. En rojo macizo e interlineado se resaltan los datos de fallas y lineamientos respectivamente, en negro macizo los contactos litológicos y en negro interlineado se resaltan la disposición de los estratos.



**Figura 52.** Vista panorámica desde: a) y b) Llano de Palmas (Doboc 10); c) Cuchilla El Espino (Doboc 07); d) Plataforma de Lebrija (Doboc 13).



**Formación Girón.** La Formación Girón está compuesta por una intercalación de niveles de areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados con niveles de areniscas limosas y limolitas, de color marrón rojizo, amarillo oscuro y verdoso, en conjuntos repetitivos. En este sector la base y el tope son conglomeráticos (Figura 53), aunque de composición y textura diferentes. La base de la Formación Girón fue reconocida en dos zonas: Por la vía Bocas – Café Madrid, cerca al km 2.5, donde suprayace discordante a la Formación Jordán; y por la Vía Bocas – El Conchal, cerca de la represa del Río Lebrija donde reposa en discordancia angular con la Formación Bocas (Figura 51). Es a lo largo del cañón del Río Lebrija que aflora la secuencia completa de la Formación Girón desde la represa de este río hasta aproximadamente 2 km aguas arriba de la quebrada Piedra Azul (Figura 48), donde infrayace en concordancia transicional a la Formación Los Santos (Cediél, 1968; Clavijo, 1985). Una descripción más completa de la secuencia aflorante se realizará en las secciones 8.2 y 8.3.

**Figura 53.** Capas de la base de la Formación Girón cercanas al contacto con la Formación Jordán en el camino Bocas – Café Madrid (Izquierda, Doboc 27) y con la Formación Bocas en el camino Bocas - Llano de Palmas (Derecha, Doboc 09).



**Formación Los Santos.** Su contacto con la Formación Girón se caracteriza por un cambio de textura y composición desde capas conglomeráticas y lodo – arenosas (conglomerado rojo sensu Cediél, 1968) hacia capas de arenisca cuarzosa bien

calibrada con algunas intercalaciones de lodolitas, areniscas lodosas y areniscas conglomeráticas (Clavijo, 1985) que constituyen la parte basal de la Formación Los Santos. Aflora desde aproximadamente 2 km aguas arriba de la quebrada Piedra Azul hasta aproximadamente 10 km aguas arriba por la misma quebrada donde se encuentra en contacto concordante con la Formación Cumbre (Clavijo, 1985).

### **7.1.1.2 Geología Estructural.**

**Sector Río Lebrija.** Este sector está definido por la disposición contrastante de las secuencias sedimentarias ubicadas a lado y lado de la discordancia entre las formaciones Bocas y Girón (Figura 51). Este cambio está acentuado por la presencia de la Falla El Espino, falla que se prolonga desde la terminación sur de la Cuchilla del Espino hasta unirse con la Falla la Plata en el norte (Ward et al., 1973), presentando un comportamiento inverso y una vergencia al oeste. Hacia el oriente de esta estructura las capas buzan de manera uniforme hacia el SE formando parte de un anticlinal fallado (Navas, 1963; Cediell, 1968), la inclinación de las capas disminuye al alejarse de la Falla El Espino, así como el nivel de deformación (Figuras 51 y 52). El sector norte de la Cuchilla del Espino cerca a la población de Bocas se encuentra afectado por dos fallas que se orientan paralela y perpendicularmente a la Falla El Espino, su trazo se revela por la generación de geoformas estructurales (faceta triangular, cerro de falla) y por la deformación intensa de las rocas alrededor de su trazo, sin embargo, su movimiento vertical es escaso pues no yuxtaponen litologías distintas (Figura 52); la vergencia de estas fallas es hacia el oeste y norte respectivamente. Hacia el occidente de la Falla el Espino se encuentra la secuencia completa de la Formación Girón deformada por un plegamiento incipiente con desarrollo de fracturas relacionadas a varios eventos deformativos (Ver sección 8.3).

**Plataforma de Lebrija.** Este sector se encuentra dominado principalmente por la influencia de la Falla del Suarez al este y por el plegamiento regional al oeste, en su parte central se desarrollan pliegues suaves en dirección NE-SW; asociados a la Falla del Suarez en el flanco oriental se encuentran una serie de plegamientos en dirección NW-SE que afectan a las formaciones Los Santos y Girón. El frente deformativo de la Falla del Suarez se caracteriza por desarrollar fallas de bajo

ángulo (Falla La Virgen, Falla Rio de Oro) que afectan principalmente los depósitos cuaternarios a lo largo de la vía Girón – Zapatoca. Para más detalles sobre la geología de este sector se remite a los trabajos de Julivert (1958) y Diederix et al. (2008).

## **7.1.2 Sector Zapatoca**

**7.1.2.1 Estratigrafía.** En el sector sur de la zona de estudio se identificaron litologías pertenecientes a la Formación Girón del Jurásico superior y a las formaciones: Los Santos, Rosablanca, Paja, Tablazo, Simití, La Luna y Umír que constituyen la secuencia Cretácica de la cuenca del Valle Medio del Magdalena (Ward et al., 1973; Royero & Clavijo, 2001).

**Formación Girón.** En este sector de estudio está compuesta por una intercalación de capas prismáticas y lenticulares de conglomerados y areniscas conglomeráticas con limolitas arenosas, areniscas limosas rojas y arcillolitas verdes, el tamaño de grano y espesor de estratificación disminuye de base a tope (Figura 54) (Ver sección 8.2). Constituye el núcleo del anticlinorio y presenta sus mejores afloramientos en los costados de las principales quebradas longitudinales (Q. El Ramo, Q. Zapatoca, Q. La Betuliana) (Figura 56) y transversales (Q. El Guayabo, Q. El Poleo, Q. Quebraditas, Q. Las Lajitas, Q. La Zarza, Q. La Verde, entre otras) (Figura 8.11) y a lo largo de las vías Zapatoca – San Vicente de Chucurí y Zapatoca – Betulia. La base de esta unidad no se observó en el área de estudio y el tope está marcado por un contacto transicional con la Formación Los Santos (Figura 54).

**Formación Los Santos.** Está compuesta por una intercalación de areniscas de grano medio a fino con lodolitas arenosas rojas, el contacto con la suprayacente Formación Girón está marcado por un aumento gradual en la madurez textural y composicional de las areniscas (Laverde & Clavijo, 1985; Blanco & Rincón, 2014). Debido al aumento en el porcentaje de cuarzo en la composición de esta unidad,

los afloramientos de esta litología son mucho más resistentes a los procesos erosivos que los afloramientos de la Formación Girón, es por esta razón que la Formación Los Santos se encuentra formando principalmente escarpes (Cerro La Cruz, Cuchilla de San Javier, Cuchilla de Yariguíes, Pico de la Vieja, El Boquerón) (Figura 54). Una sección completa de base a techo de esta formación se puede encontrar en la vía Zapatoca – San Vicente de Chucurí en el corte de Tu y Yo (Laverde & Clavijo, 1985) y en la carretera que conduce hacia las minas de yeso en la Cuchilla Lagunetas, en el escarpe oriental del Sinclinal de Zapatoca, sector el Platanalillo.

**Figura 54.** Afloramientos de la Formación Girón y Los Santos en el área de estudio: a) Tope de la Formación Girón (Dozap 8); b) Base de la Formación Los Santos (Dozap 6). Detalle del contacto entre la Formación Girón y Los Santos en: c) El sector del Boquerón (Dozap 36); d) La Cuchilla de San Javier (Dozap 65); e) El Cerro La Cruz cerca a la quebrada el Guayabo (Dozap 13 y 11); f) Cerca de la quebrada La Zarza (Dozap 64).

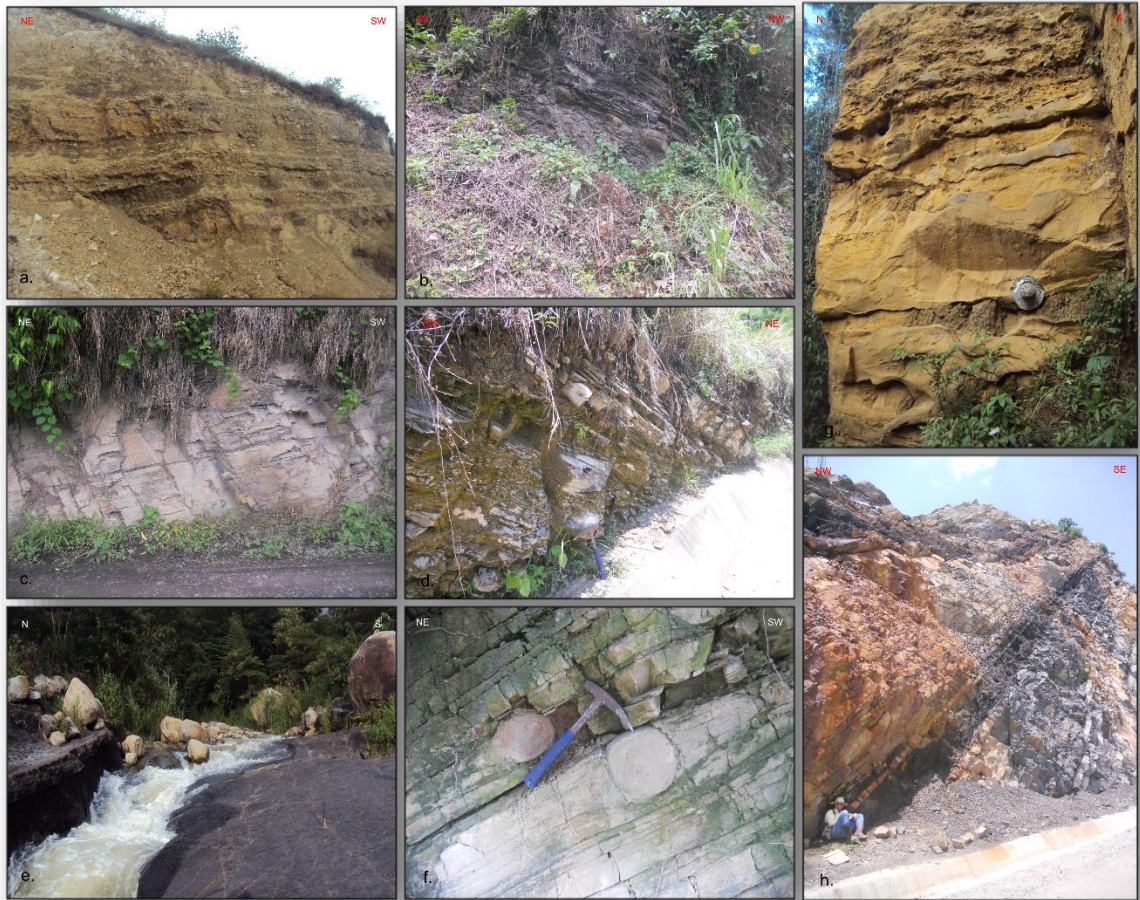


**Formación Cumbre.** Está compuesta por una intercalación de capas tabulares de

limolitas y areniscas limosas ligeramente calcáreas y con restos de bivalvos y gasterópodos (Laverde & Clavijo, 1985) de color verde oliva. Debido a su poco espesor estratigráfico (aprox. 20 m) no se incluyó esta unidad litológica en la cartografía dejándola como parte de la base de la Formación Rosablanca.

**Formación Rosablanca.** Se puede dividir en tres miembros: dos calcáreos y uno arenoso. El miembro calcáreo inferior está compuesto por una intercalación de calizas tabulares con fósiles de bivalvos, braquiópodos y equinodermos y capas de shale ligeramente calcáreo, se encuentran capas compuestas por icnofósiles compactados (Figura 55 a). El miembro arenoso está compuesto por una intercalación de areniscas lodosas de grano fino intercaladas con lodolitas amarillentas, este miembro tiene fragmentos de bivalvos retrabajados. El miembro calcáreo superior es caracterizado por la presencia de capas de caliza con abundantes restos de bivalvos y braquiópodos (lumaquilla) intercaladas con capas de shale grisáceo. Los tres miembros fueron observados en el Sinclinal de Zapatoca en cuyo núcleo aflora principalmente el miembro arenoso (observado únicamente en esta estructura). El miembro calcáreo inferior se encuentra en contacto transicional con la Formación Los Santos, la Formación Cumbre representa esta transición; los sectores donde mejor aflora esta transición son: el escarpe oriental del Sinclinal de Zapatoca por la vía que desciende hacia la minas de yeso y en el sector del Pico La Vieja, el sector del Boquerón en la vía Zapatoca – San Vicente de Chucurí (Dozap 37) y el sector de Puente Murcia en la vía San Vicente de Chucurí – El Carmen de Chucurí. El contacto superior con la Formación Paja es concordante y se puede observar cerca al casco urbano de Zapatoca en la cueva del Nitro (Dozap 60), en la vía San Vicente de Chucurí – Zapatoca, cerca de la quebrada La Carbonera (Dozap 110 y 125). Cerca al casco urbano de San Vicente de Chucurí se observa esta transición, en el izquierdo de la quebrada Las Cruces en el balneario Maravillas.

**Figura 55.** Afloramientos de la secuencia sedimentaria cretácica identificados en el área de estudio: a) Formación Rosablanca (Dozap 61); b) Formación Paja (Dozap 110); g) y h) Formación Tablazo (Dozap 48 y 106); c) Formación Simití (Dozap 114); d) y f) Formación La Luna (Dozap 105); e) Formación Umír (cabecera municipal de San Vicente de Chucuri, quebrada las Cruces).



**Formación Paja.** En el área de estudio está compuesta por capas de shale ligeramente calcáreo negro intercalado con areniscas lodosas y algunas calizas, se caracteriza por presentar nódulos calcáreos muchas veces con fósiles de ammonites en su núcleo (Figura 55 b). El contacto con las formaciones infrayacente (Formación Rosablanca) y suprayacente (Formación Tablazo) es concordante. Esta litología se encuentra aflorando hacia el sur de la cabecera municipal de Zapatoaca (Figura 56 g) y en una franja en sentido NE-SW atravesada por fallas en el flanco

oeste del anticlinorio, los afloramientos más importantes en esta franja se encuentran en la vía Zapatoca – San Vicente de Chucurí (Figura 8.9 b) en el sector de la Carbonera (Dozap 110 y 125) y en la vías hacia la veredas Mérida (Dozap 122 y 123) y San Cayetano del municipio de San Vicente de Chucurí.

**Formación Tablazo.** Está constituida por una intercalación de calizas esparíticas azules con lodolitas calcáreas y calizas micríticas, algunas calizas arenosas de color marrón se intercalan en la secuencia, principalmente en la base (Figura 55 g). El contacto inferior con la Formación Paja es concordante y se puede reconocer por la aparición de las primeras capas tabulares de calizas arenosas (Figura 55 g), el contacto superior con la Formación Simití es concordante. Aflora en la parte sur del Sinclinal de Zapatoca donde forma un cerro en el núcleo de esta estructura (Dozap 48) (Figura 56 g). En el flanco oeste del anticlinorio aflora a lo largo de la vía Bucaramanga – San Vicente de Chucurí donde forma una ladera estructural (Figura 8.9 h); también aflora cerca a la vía San Vicente de Chucurí – Zapatoca en el sector de La Carbonera (Dozap 127 y 128), donde configura una estructura sinclinal; aflora a lo largo de la vía San Vicente de Chucurí – El Carmen de Chucurí desde el matadero municipal hasta el sector del balneario Caselata (Dozap 120).

**Formación Simití.** Está compuesta por shale gris y negro, en ocasiones ligeramente calcáreo con esporádicas intercalaciones de calizas y areniscas y algunos nódulos calcáreos (Figura 55 c). Los contactos inferior y superior con las formaciones Tablazo y La Luna son concordantes. Se reconoció principalmente en el oeste del sector de estudio en a lo largo de la vía San Vicente de Chucurí – Bucaramanga (Dozap 105) y en la vía San Vicente de Chucurí – El Carmen de Chucurí cerca al matadero municipal (Dozap 121).

**Formación La Luna.** La constituyen una intercalación de calizas y lodolitas calcáreas gris oscuras con chert y fosforitas hacia la parte superior, se presentan algunos nódulos calcáreos (Figura 55 d,f). El contacto inferior con la Formación Simití es concordante mientras el superior con la Formación Umir es una paraconformidad (Royero & Clavijo, 2001). En el área de estudio solo se reconoció en la vía San Vicente de Chucurí – Bucaramanga, cerca de los puentes sobre la quebrada El Ramo y el Río Chucurí. También aflora a lo largo de un camino que conduce desde la vía San Vicente de Chucurí – Bucaramanga hacia el Río Chucurí

por la vereda el Rubí, donde forma un escarpe estructural.

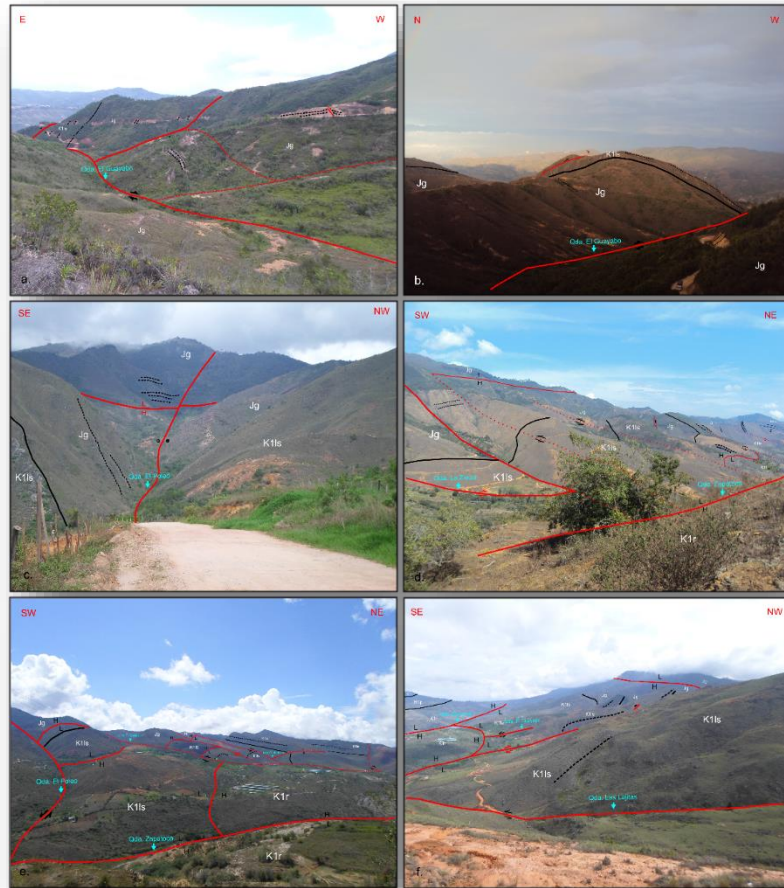
**Formación Umír.** Está compuesto por shales negros, carbonosos con algunas intercalaciones de areniscas y capas de carbón, algunos nódulos ferruginosos (Figura 55 e). En el área de estudio solo se reconoció en la vía San Vicente de Chucurí – Zapatoca (Dozap 111) y en la cabecera municipal de San Vicente de Chucurí, sectores en los que se encuentra en contacto fallado con las formaciones Paja y Simití respectivamente.

**Figura 56.** Vista panorámica de las principales estructuras longitudinales que afectan el área de estudio: Deformación frágil y dúctil a la que está sometida la Formación Los Santos en: a), b) y c) El Cerro La Cruz; i) En la quebrada Quebraditas (Dozap 13 y 14); d) y f.) Fallas con vergencia al oeste (Dozap 15 y 29); d) y e) Fallas con vergencia al este (Dozap 15 y 24) que afectan a la Formación Girón; Falla de Zapatoca en: g) El costado oeste del Sinclinal de Zapatoca (Dozap 72); h) La Loma de Corrales (Dozap 22).



**7.1.2.2 Geología Estructural.** La estructura de este sector de estudio está caracterizada por la presencia de fallas y pliegues dentro de un plegamiento anticlinal regional (anticlinorio) que se extiende desde la Falla del Suarez al este hasta la Falla de San Vicente al oeste.

**Figura 57.** Vista panorámica de las principales estructuras transversales que afectan el área de estudio: a) y b) Falla de la quebrada El Guayabo (Dozap 11 y 17); c) y e) Falla de la quebrada El Poleo (Dozap 5 y Dozap 61); d) Falla de la quebrada La Zarza (Dozap 52); f) Falla de la quebrada Las Lajitas (Dozap 22). Se observa la relación de estas estructuras con las Fallas Longitudinales y con la disposición de los estratos.



**Fallas.** La primera diferenciación que se puede realizar es entre fallas longitudinales NE-SW (Figura 56) y fallas transversales NW-SE (Figura 57). Ambos tipos de fallas fueron reconocidas en campo y sus trazos se marcaron con criterios geomorfológicos, litológicos y estructurales. Dentro de las fallas longitudinales se destacan de oeste a este: La falla de San Vicente, esta se encuentra en el flanco occidental del anticlinorio, tiene una vergencia hacia el oeste y pone en contacto unidades del Cretácico inferior (Formación Paja, Tablazo y Simití) con unidades del Cretácico superior (Formación La Luna y Umir). El efecto superficial directo de la

Falla de San Vicente parece desaparecer desde el sector del Tablazo hacia el norte. Paralelamente a la Falla de San Vicente aunque con vergencia opuesta se ubican otras fallas en este sector (Falla del Río Chucurí, Falla el Medio, Falla Portugal, entre otras) que por su trazo y por las relaciones estratigráficas se les atribuye una generación reciente debida a la acomodación por las últimas fases del plegamiento (Mittra, 2002; Cetina & Patiño, 2013). Más hacia el este se encuentran la Falla del Ramo, la Falla de Betulia, la Falla de Zapatoca y la Falla del Suarez. Las cuatro se consideran fallas inversas con vergencia hacia el este, su salto estratigráfico se considera que aumenta hacia el este, pues mientras que la Falla del Ramo no yuxtapone litologías y solo afecta a la Formación Girón, la Falla del Suarez pone en contacto La Formación Girón con la Formación Paja (Royero & Clavijo, 2001). En el flanco oriental del Anticlinorio, entre las Fallas del Ramo y de Zapatoca, se identificaron trazos de fallas longitudinales con vergencia tanto al este como al oeste que yuxtaponen distintas litologías (Figuras 56 y 57) y deforman internamente la secuencia (Figura 58), estas fallas están asociadas tanto al proceso de plegamiento regional, como a la reactivación de anisotropías heredadas (ver sección 8.3 y capítulo 9). Las fallas transversales afectan toda el área de estudio, fueron identificadas por la yuxtaposición de litologías y por el cambio abrupto en la disposición estructural de las capas a lado y lado de las fallas (Figura 57). En general son fallas de rumbo subverticales que tienden a controlar el curso de drenajes resecentes (de buzamiento) y obsecuentes (antibuzamiento) y a desviar el cauce de drenajes subsecuentes (de rumbo). De norte a sur las fallas más importantes son: La Falla de Pujamanes, la Falla del Tablazo, La Falla de Puente el Ramo (sensu Cetina & Patiño, 2013) que afectan el flanco oeste del anticlinorio y tienen un movimiento dextral; y las fallas de las quebradas Quebraditas, El Guayabo, El Poleo, La Verde y La Zarza (Figura 57) que afectan la parte central y el flanco este del anticlinorio y tienen un movimiento sinistral a excepción de las fallas El Guayabo y La Zarza que presentan un comportamiento dextral. La Falla del Tablazo se reconoce como un importante límite estructural que divide la zona en dos sectores deformados diferencialmente y controla el rumbo del Río Sogamoso.

**Figura 58.** Afloramientos donde se aprecia el estado deformado de distintas rocas en el área de estudio: Plegamiento de arrastre en capas de: a) Formación Los Santos (Dozap 6); b) y e) Formación Girón (Dozap 11 y 29); c) y d) Fallamiento normal local la Formación

Girón (Dozap 76 y 77); f) Cizallamiento en capas de la Formación Girón (Abajo derecha, Dozap 78).

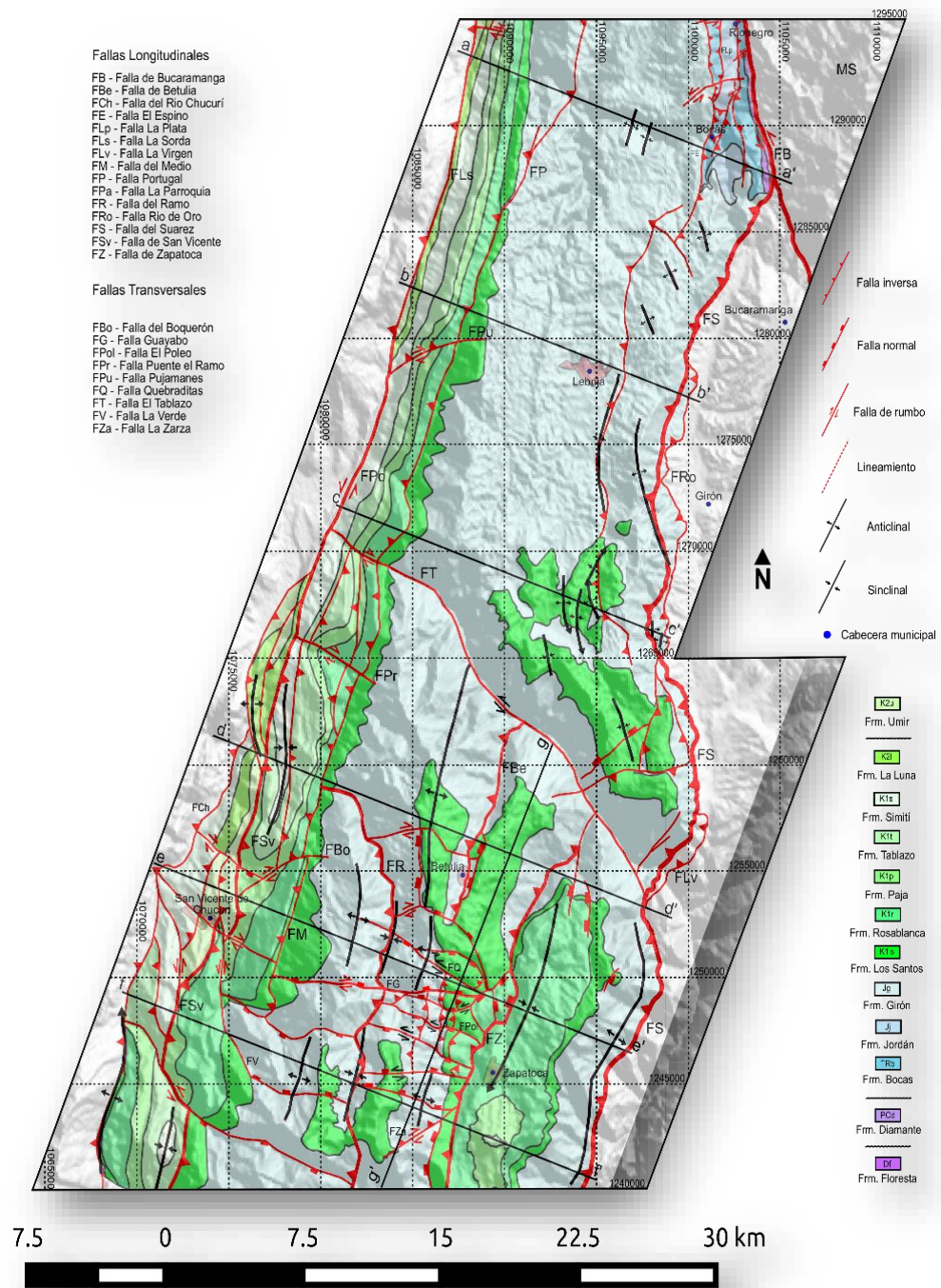


**Pliegues.** La zona se puede dividir en tres bloques de oeste a este: El Bloque Occidental o yacente de la Falla de San Vicente; El Bloque Central, al este de la Falla de San Vicente y al oeste de la Falla de Zapatoca y el Bloque Oriental o colgante de la Falla del Suarez al este de la Falla de Zapatoca. El Bloque Occidental está dominado por el desarrollo de sinclinales y anticlinales apretados controlados por fallas en zonas cercanas al trazo de la Falla de San Vicente, volviéndose estructuras más amplias a medida que se avanza hacia el Valle Medio del Magdalena (e.g Sinclinal de Nuevo Mundo), las estructuras plegadas presentan por lo general un cabeceo hacia el norte, revelado por una topografía más abrupta y por la presencia de unidades más antiguas hacia el sur. El Bloque Central está

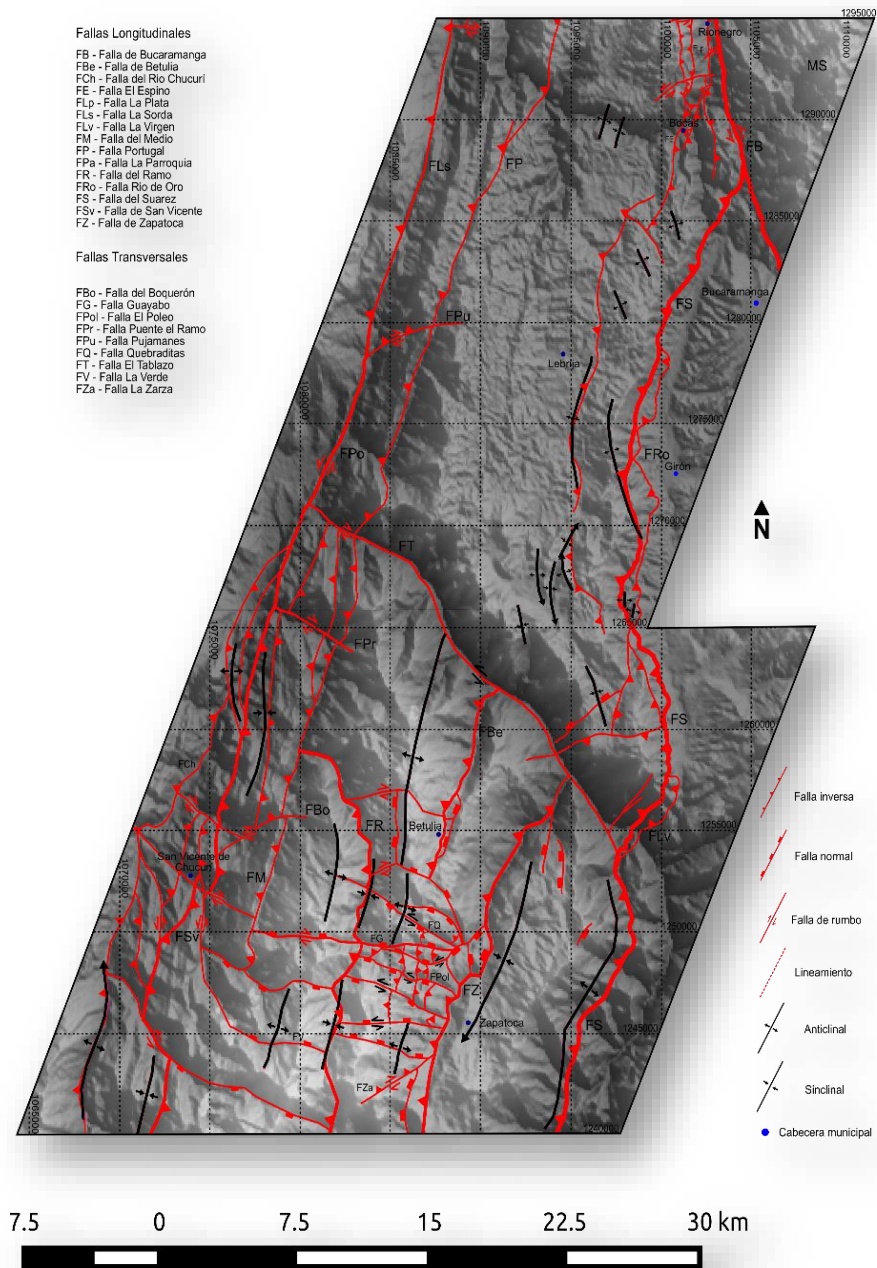
dominado por un replegamiento donde se desarrollan dos anticlinales hacia los flancos y un sinclinal en la parte central, estos pliegues están segmentados en su trazo por la Falla del Guayabo y otras estructuras transversales asociadas. En el dominio del Bloque Oriental se desarrolla un pliegue sinclinal suave (Sinclinal de Zapatoca) que tiene un cabeceo hacia el sur (Figura 56) y un pliegue de arrastre paralelo al trazo de la Falla del Suarez que afecta a la Formación Girón.

Con los anteriores datos reunidos, además de los datos bibliográficos publicados se realizó un mapa geológico, un mapa estructural y 7 cortes ilustrativos de la configuración geológica actual de las áreas de estudio (Figuras 59, 60 y 61).

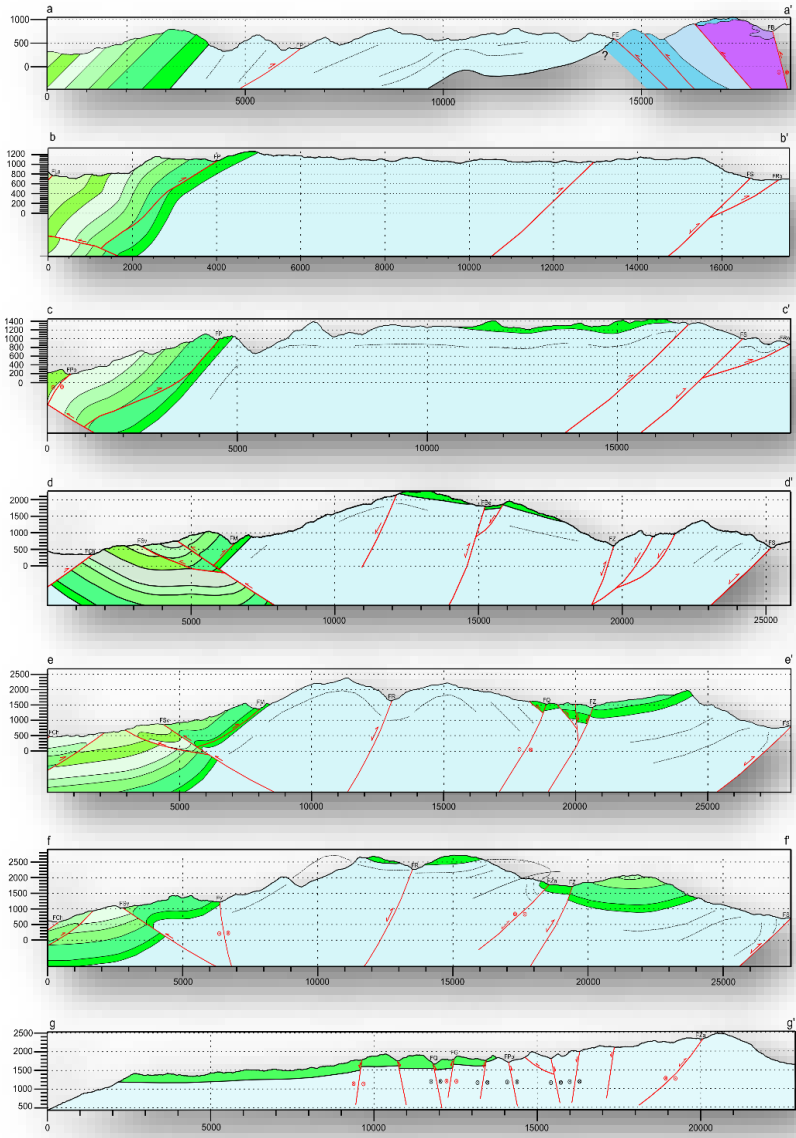
**Figura 59.** Mapa geológico del área de estudio. La cinemática de rumbo en color negro representa fallas no reactivadas con el último tensor.



**Figura 60.** Mapa estructural del área de estudio. La cinemática de rumbo en color negro representa fallas no reactivadas con el último tensor.



**Figura 61.** Cortes geológicos ilustrativos del el área de estudio (escala vertical igual a la horizontal). Ver ubicación en la figura 8.13. La cinemática de rumbo en color negro representa fallas no reactivadas con el último tensor.



**Fallas Longitudinales**

- FB - Faja de Bucaramanga
- FBe - Faja de Betulia
- FCh - Faja del Rio Chucuri
- FE - Faja El Capino
- FLs - Faja La Sonda
- FM - Faja del Medio
- FP - Faja Portugal
- FPa - Faja La Pamoquia
- FR - Faja del Ramo
- FRo - Faja Rio de Oro
- FS - Faja del Suarez
- FSv - Faja de San Vicente
- FZ - Faja de Zapatoaca

**Fallas Transversales**

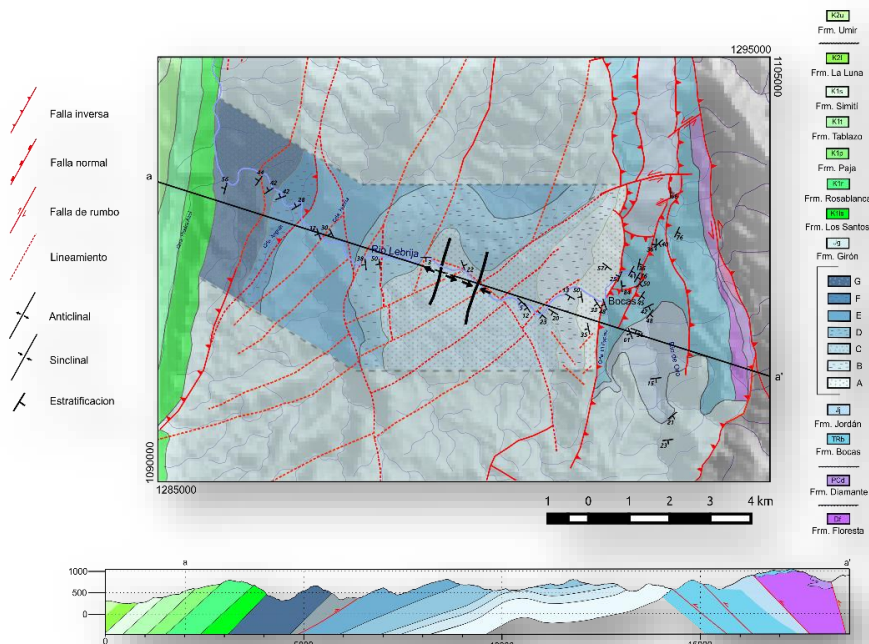
- FG - Faja El Guayabo
- FQ - Faja Quebraditas
- FPol - Faja El Poleo
- FV - Faja La Verde
- FZa - Faja La Zarza


## 7.2 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

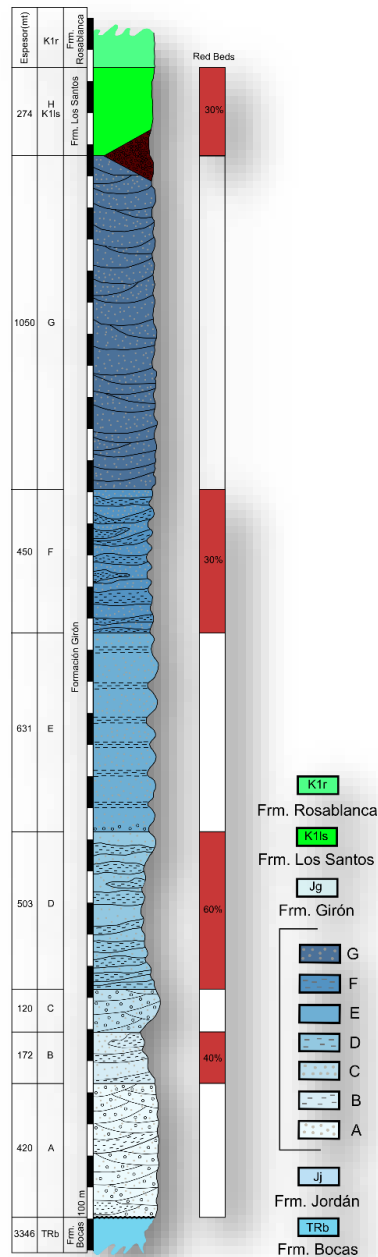
**7.2.1 Sector Río Lebrija.** En esta sección se presentan los resultados obtenidos correspondientes a la medición del espesor de la Formación Girón en su sección tipo, ubicada en el Río Lebrija y al análisis estratigráfico y sedimentológico de una sección de la Formación Girón aflorante a lo largo de la vía Zapatoaca - San Vicente de Chucurí.

En este sector se ubica la sección tipo la Formación Girón, el espesor fue medido desde la base, que suprayace en discordancia angular a la Formación Bocas, justo en el sitio de represa del Río Lebrija, hasta el tope, que infrayace en concordancia transicional a la Formación Los Santos aproximadamente 2 km aguas arriba de la quebrada Piedra Azul, afluente del Río Lebrija. El espesor obtenido fue de 3350 m, la cartografía detallada se presenta en la figura 62 y el espesor de cada miembro según las descripciones presentadas en Cediell (1968) se presenta en la figura 63.

**Figura 62.** Mapa del sector del río Lebrija con la distribución cartográfica de los miembros de la Formación Girón.



**Figura 63.** Columna esquemática de la Formación Girón en la sección del Río Lebrija con los espesores medidos para cada miembro; el espesor del segmento H es según Clavijo (1985).



Fuente: Modificada de Cediel (1968).

**7.2.2 Sector Zapatoca.** Se presenta la medición del espesor y la descripción de una sección estratigráfica, correspondiente a la parte superior de la Formación Girón en el corte expuesto a lo largo de la vía que conduce del municipio de Zapatoca a los municipios de Betulia y San Vicente de Chucuri (Figura 64). Se describieron en total 777 m de espesor estratigráfico. Debido al estado de deformación de la secuencia, donde las capas se encuentran muy deformadas, en posición casi vertical debido a la presencia de fallas normales e inversas que pueden ocasionar omisión y/o repetición de la secuencia, únicamente se tiene seguridad en la posición estratigráfica de los 525 m superiores. Las columnas levantadas junto con su interpretación se presentan en los anexos A y B.

**Figura 64.** Mapa con la ubicación de las columnas levantadas en el sector de Zapatoca.



Los 252 m inferiores se representan en la columna A, esta a su vez se subdivide en 5 segmentos. El segmento I mide 45 m y se caracteriza por la presencia de capas tabulares a prismáticas principalmente, en ocasiones deformadas dando un aspecto curvo-no paralelo, de muy finas a gruesas. Está compuesta por una serie

de secuencias granocrecientes que inician con capas de limolitas a limolitas arenosas hasta areniscas conglomeráticas con guijarros, que es la litología que más abunda en este segmento. Las limolitas son principalmente de color rojo oscuro (5 R 2/2), aunque se presentan una capas delgadas de color amarillo verdoso (10 Y 7/4) a verde amarillento (10 GY 6/4); las areniscas y areniscas conglomeráticas son principalmente de colores marrón amarillento (10 YR 4/2) a amarillo grisáceo (5 Y 8/4). Los contactos entre las limolitas rojizas y las areniscas son ondulados e irregulares mientras que son netos los contactos entre las limolitas verdosas y las areniscas y entre areniscas. Las capas de areniscas presentan laminación cruzada (Figura 65, f), laminación plano-paralela y gradación inversa, aunque la estructura masiva es la más común. El calibrado es pobre a medio y no se distingue ninguna tendencia, la forma de los granos es subangular a subredondeado, se distingue un aumento en el porcentaje de matriz hacia el tope de las secuencias. Estos depósitos corresponden principalmente a formas de fondo arenosas (SB) desarrolladas en ríos trezados someros con sedimentos gravo-arenosos principalmente como carga de tracción que se acrecionan a barras longitudinales y transversales (Miall, 2006); la parte superior de este segmento representa un segmento marginal del río (LV) donde la carga de sedimento es tal que rebasa los límites del canal y los deposita en forma de abanico (CS) en una llanura de inundación (Reineck & Singh, 1973; Miall, 2006)(Figura 65, e). La composición de este segmento es principalmente cuarzosa aunque los porcentajes de feldespato y fragmentos de roca aumentan hacia el tope.

El segmento II representa los siguientes 21 m. Se caracterizan por la intercalación repetitiva de secuencias granodecrecientes de capas tabulares muy finas a medias, de areniscas conglomeráticas y areniscas con limolitas de color rojo oscuro (5 R 2/2) y verde amarillento (10 GY 6/4). Los contactos son irregulares en su mayoría y se reconocen estructuras de erosión y relleno (Reineck & Singh, 1973) (Figura 8.19, d). El calibrado es pobre a medio y la forma de los granos es subangular a subredondeado, el porcentaje de matriz en las areniscas es moderado. Estos depósitos corresponden a rellenos de canales abandonados (FF (CH)) desarrollados en una llanura de inundación (Miall, 2006). La composición es constante en la mayoría del segmento a excepción de algunas capas arenosas muy ricas en cuarzo.

El segmento III mide 67 m. Los primeros 12 m constan de dos secuencias

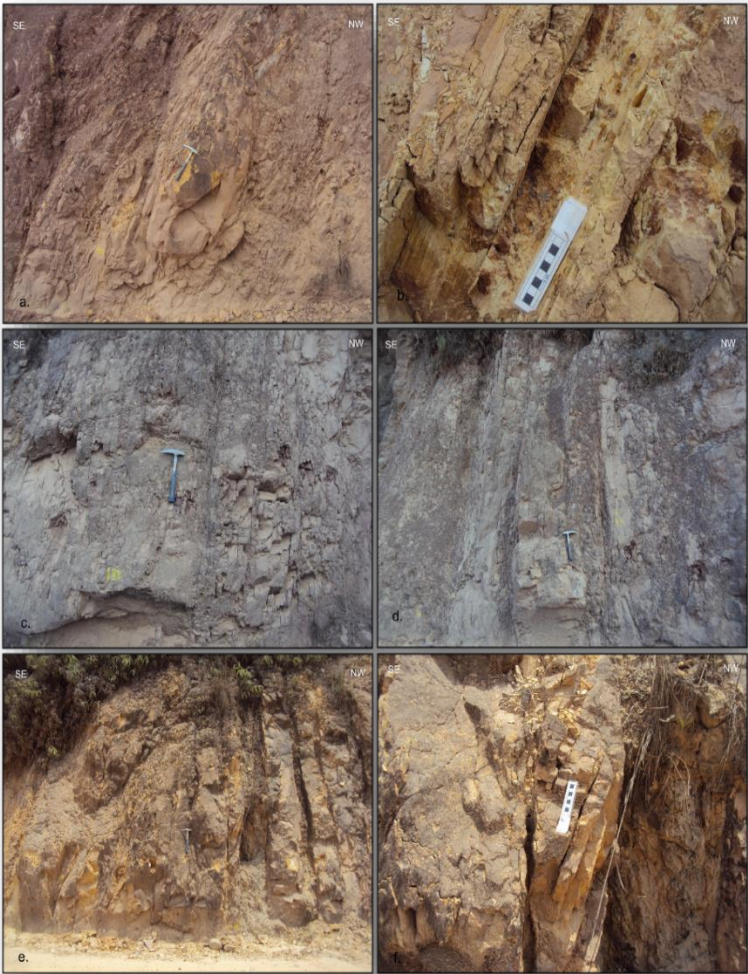
granocrecientes de capas prismáticas a onduladas no paralelas, medias, de arenisca a arenisca conglomerática con intraclastos lodosos en los topes. Posteriormente se presentan varias secuencias granodecrescentes de capas prismáticas a tabulares, de finas a gruesas, desde areniscas conglomeráticas hasta limolitas arenosas de color rojo oscuro (5 R 2/2); la estructura principal es la gradación normal en las areniscas conglomeráticas, también se encuentra laminación cruzada planar junto con intraclastos de lodolitas verdes y rojas en la base de muchas capas de arenisca conglomerática y arenisca. El calibrado es moderado generalmente aunque aumenta en las capas de arenisca, los granos son subangulares a subredondeados, el porcentaje de matriz en las areniscas es moderado. Estos depósitos representan la generación de formas de fondo arenosas (SB) y gravosas (GB) en barras longitudinales y transversales que junto con el depósito de rellenos de canal (CH) revelan el desarrollo de ríos trenzados a anastomosados (Miall, 2006); la parte fina de las secuencias granodecrescentes representan depósitos de dique natural (LV) (Figura 65, c) y rellenos de canal abandonado (FF (CH)) en las planicies de inundación de estos ríos. El porcentaje de fragmentos de roca disminuye hacia el tope de la secuencia.

El segmento IV representa los siguientes 26 m. Presenta capas tabulares finas, algunas deformadas, de limolitas verde amarillento (10 GY 6/4) con laminación ondulosa a plano-paralela (Figura 65, b), entre las cuales se intercalan capas de areniscas conglomeráticas con gradación normal, inversa y laminación cruzada. El contacto entre las limolitas y el paquete de areniscas con gradación inversa es irregular, mientras los demás contactos son netos. La presencia de matriz es alta, el calibrado es pobre a moderado y la forma de los granos es subangular en las areniscas. Estas secuencias representan depósitos de acreción vertical desarrollados en llanuras de inundación (FF) en cercanía a canales activos donde formas de fondo areno-gravosas se desarrollaban (SB, GB). Se detecta un aumento en la presencia de fragmentos de roca hacia la parte media de la secuencia, aunque vuelve a disminuir hacia el tope.

El segmento V representa los últimos 93 m de esta columna. Presenta series de secuencias granodecrescentes que van desde capas curvas no-paralelas gruesas (Figura 65, a) apiladas de areniscas conglomeráticas con gradación normal y algunas con laminación cruzada planar, hasta capas tabulares de limolitas arenosas de color rojo oscuro (5 R 2/2). La presencia de matriz es alta, el calibrado es pobre y la forma de los granos subangular en las areniscas. Estos depósitos representan

la migración de formas de fondo gravo-arenosas (GB, SB) en el fondo de cauces de ríos meandriformes (Miall, 2006); las facies finas representan depósitos de acreción vertical en llanuras de inundación (FF). La composición relativa se mantiene aproximadamente constante en el segmento, siendo importante la presencia de feldespatos y fragmentos de roca.

**Figura 65.** Características litológicas y faciales reconocidas en la columna A. ver explicación en el texto



La columna B representa los 525 m superiores levantados después de una zona altamente deformada en la misma vía.

El segmento I representa los primeros 18 m. Consta de una serie de secuencias granodecrecientes que van desde capas curvas de areniscas conglomeráticas con gradación normal que pasan a capas prismáticas de areniscas y finalmente a limolitas rojizas. Las capas de arenisca llegan a ser muy gruesas y bien calibradas, los granos son subangulares a subredondeados y la matriz es generalmente moderada; se reconoció laminación cruzada en algunas capas de arenisca. Estos depósitos representan formas de fondo arenosas y gravosas (SB, GB) que se desarrollaban en conjunto con canales (CH) en ríos meandriformes; los depósitos finos representan llanuras de inundación (Figura 66, f). La composición está marcada por la gran presencia de feldespato y fragmentos de roca, casi equivalente a la de cuarzo.

El segmento II mide 48 m y se caracteriza por presentar una serie de secuencias granocrecientes que van desde capas tabulares de limolitas arenosas de color rojo oscuro (5 R 2/2) hasta capas prismáticas de areniscas conglomeráticas con gradación inversa de color amarillo verdoso (10 Y 7/4) (Figura 66 d, e) la estructura principal reconocida fue la laminación cruzada en algunas capas de arenisca y la presencia de intraclastos lodosos que muchas veces causan la coloración rojiza y/o verdosa de la roca que los contiene. Los rasgos texturales son similares al anterior segmento. Estas secuencias representan formas de fondo arenosas (SB) desarrolladas en orillales, depósitos de abanico de desborde (CS) y llanuras de inundación (FF) en un río meandriforme arenoso (Miall, 2006).

El segmento III consta de 39 m de secuencias primordialmente granodecrecientes que inician en capas prismáticas gruesas de areniscas conglomeráticas con gradación normal y laminación cruzada planar (Figura 66, c) hasta capas de areniscas limosas rojizas, algunas areniscas presentan gradación inversa. El calibre aumenta hacia el tope del segmento, así como se reduce el porcentaje de matriz, la redondez aumenta hacia el tope. Estos depósitos fueron considerados como formas de fondo arenosas y gravosas (SB,GB), así como rellenos de canal (CH) desarrollados en los cauces de ríos trenzados someros que acarrearán sedimento gravo-arenoso, los depósitos finos intercalados con algunas areniscas

representan diques naturales (LV). El porcentaje de cuarzo aumenta en las capas de arenisca, disminuyendo el de feldespatos.

El segmento IV representa los siguientes 69 m. Consta de una serie de secuencias granodecrecientes que se pueden agrupar en una macrosecuencia representada por el paso de capas prismáticas de arenisca conglomerática con gradación normal (Figura 8.20, b) siguiendo por capas de areniscas curvadas con gradación normal y laminación cruzada hasta capas tabulares de limolitas verdosas con laminación plano-paralela intercalada con areniscas finas (Figura 66, a). Los rasgos texturales son bastante uniformes en el segmento, siendo las rocas bien calibradas, subredondeadas con matriz moderada. Estos depósitos fueron interpretados como formas de fondo arenosas y gravosas (SB, GB) y relleno de canal (CH) desarrolladas en un río meandriforme arenoso que pasan a depósitos de areniscas laminadas (LS) formados en una planicie arenosa distal y finalmente el desarrollo de facies finas (FF) en la llanura de inundación. El porcentaje de cuarzo sigue un aumento a la par de una reducción en el porcentaje de feldespatos y fragmentos de roca hacia el tope. Desde este segmento no se vuelve a encontrar la fracción grava en ninguna roca.

El segmento V representa los siguientes 18.8 m que constan de una serie granocreciente de capas de areniscas tabulares con laminación cruzada. Los rasgos texturales siguen similares al anterior segmento. Este depósito se puede interpretar como un abanico de desborde (CS) desarrollado en una llanura de inundación cercana al cauce de un río probablemente meandriforme o trenzado de baja sinuosidad (Miall, 2006).

El segmento VI está compuesto por 74.3 m de limolitas arenosas rojizas intercaladas con pocas capas finas de areniscas de grano grueso a fino (Figura 67 f). Este segmento representa depósitos desarrollados en una amplia llanura pantanosa. Los porcentajes de feldespato y cuarzo vuelven a aumentar hacia el tope del segmento.

El segmento VII representa los siguientes 50 m. Se caracteriza por presentar una serie de secuencias granodecrecientes que van desde capas prismáticas a

curvadas, finas, de areniscas con gradación normal y laminación cruzada, hasta capas tabulares a curvadas de limolitas rojizas (Figura 67 d,e). La redondez y el calibrado aumentan hacia el tope del segmento mientras el contenido de matriz disminuye, mejorando la madurez textural. Estos depósitos corresponden al desarrollo de canales (CH) y formas de fondo arenosas (SB) en un río meandriforme areno-lodoso que también desarrolla depósitos de dique natural (LV) y depósitos de canal abandonado (FF (CH)) de la llanura de inundación.

El segmento VIII representa los últimos 148 m de columna que constan de una intercalación uniforme de capas tabulares a curvadas de limolitas arenosas rojizas con algunas capas esporádicas de areniscas finas con laminación ondulosa (Figura 67 a,b,c). Estos depósitos fueron desarrollados por acreción vertical en una amplia llanura pantanosa. El porcentaje de cuarzo aumenta de base a tope desde el anterior segmento a medida que los porcentajes de feldespatos y fragmentos de roca disminuyen.

**Figura 66.** Características litológicas y faciales reconocidas en la parte inferior de la columna B. ver explicación en el texto.



**Figura 67.** Características litológicas y faciales reconocidas en la parte superior de la columna B. ver explicación en el texto



### 7.3 ANÁLISIS DE FRACTURAS

Se realizará la descripción de los datos de fracturas obtenidos en campo y de los

resultados obtenidos del tratamiento estadístico, geométrico y gráfico de estos. La descripción se realizará de norte a sur.

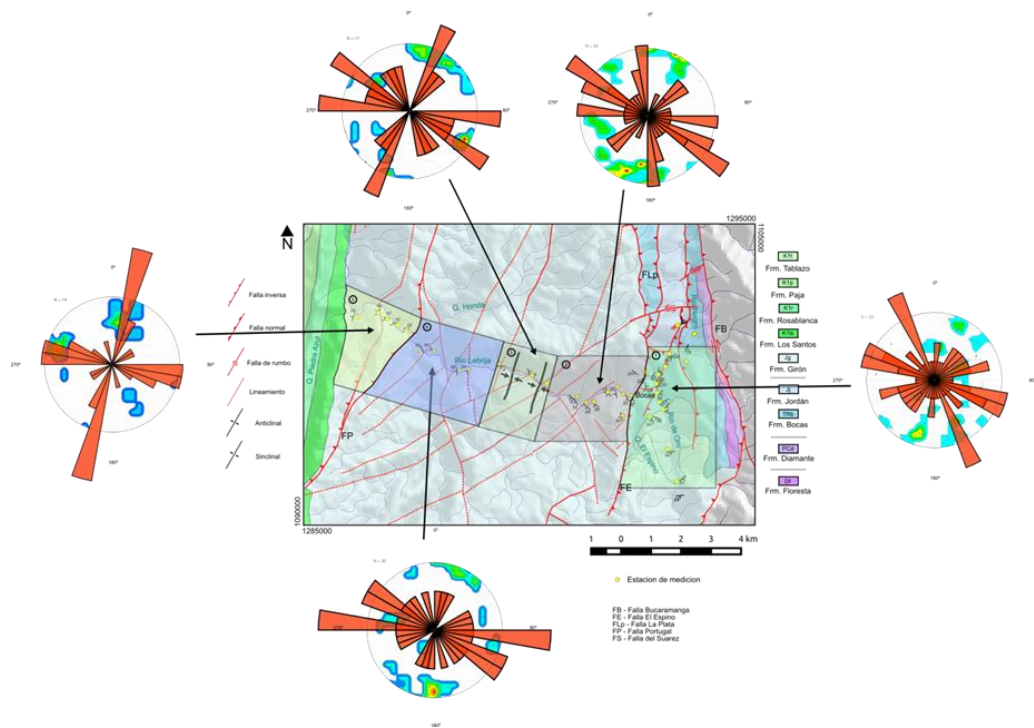
**7.3.1 Sector Río Lebrija.** En éste sector se obtuvieron un total de 142 datos de diaclasas y 47 datos de estrías medidos a lo largo de las vías Bucaramanga – Bocas, Bocas – El Conchal y Bocas – Café Madrid y en los caminos que conducen de Bocas a Llano de Palmas y a la Plataforma de Lebrija.

**7.3.1.1 Diaclasas.** Teniendo en cuenta la presencia de estructuras, actitud de los estratos y litología, el sector de estudio se dividió en 5 zonas (Figuras 68 y 69): 1) Localizada al este de la Falla El Espino donde afloran litologías Pre-Girón; 2) Se localiza entre la Falla El Espino y el flanco oriental del sinclinal del Río Lebrija; 3) Zona de charnelas de los pliegues sinclinal y anticlinal; 4) Se encuentra entre el flanco occidental del anticlinal del Río Lebrija y la Falla Portugal; 5) Localizada entre la Falla Portugal y el contacto litológico Fm. Girón – Fm. Los Santos.

En la zona 1 se midieron un total de 50 diaclasas las cuales tienen una orientación preferente NNW-SSE y WNW-ESE (Figura 68) debido a la cercanía al trazo de la Falla de Bucaramanga, estas fracturas pueden estar asociadas a la acción transpresiva de esta falla, hecho soportado también por el tensor hallado para esta zona (Figura 70). En la zona 2 se midieron un total de 33 diaclasas, las orientaciones predominantes son NW-SE, N-S, E-W y en menor medida NE-SW. Todas estas fracturas guardan cierto paralelismo con fallas y lineamientos identificados en el área (Figura 68, 69), además, no se asocian geoméricamente al plegamiento regional; el tensor hallado para este sector revela una componente compresiva mayoritaria cuya orientación pudo haber rotado. En la zona 3 se midieron un total de 17 diaclasas que se orientan en sentido NE-SW, NW-SE y E-W; a pesar de estar ubicada esta zona en la charnela, no todas las fracturas conservan una relación geométrica con el plegamiento; el tensor hallado revela un régimen transtensivo para la generación de las fracturas. En la zona 4 se midieron un total de 20 diaclasas con orientaciones E-W, N-S y NW-SE, estas fracturas, como ocurre en la zona 3 no guardan una relación geométrica con el plegamiento; el tensor hallado revela un régimen transtensivo cuyos ejes se orientan manera simétrica a los

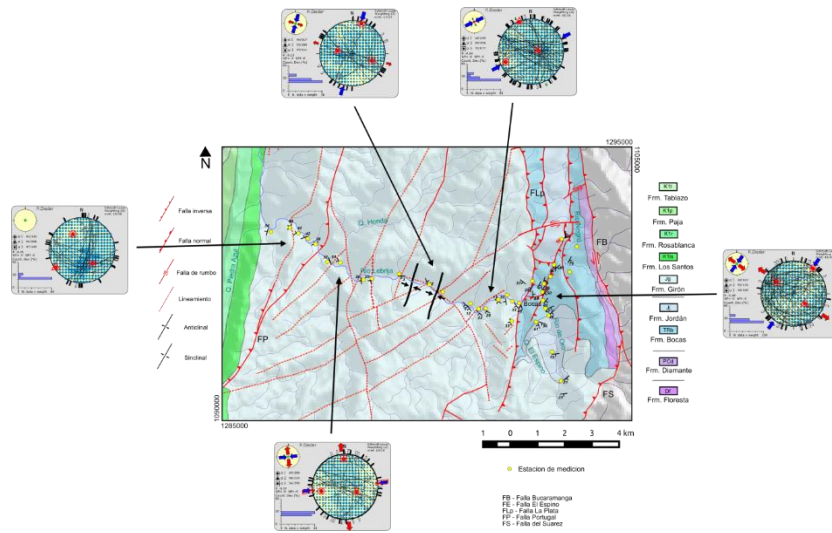
principales planos que se generarían por tensión. La zona 5 al oeste de la Falla de Portugal es la que presenta una mayor uniformidad en la orientación y naturaleza del fracturamiento, pues de 19 datos medidos, la gran mayoría se orientan paralela y perpendicularmente al trazo del plano axial del plegamiento regional (NNE-SSW y WNW-ESE); quizá debido a esta uniformidad en la distribución de los datos, el método de diedros rectos no pudo calcular un tensor válido. En la zona de trabajo se encontraron fracturas rellenas con calcita y/o cuarzo en relación de corte con diaclasas y/o clivaje (Figura 71); estas estructuras sirvieron para determinar, al menos de manera incipiente el desarrollo progresivo de la deformación.

**Figura 68.** Distribución de las fracturas sin desplazamiento (diaclasas) medidas en el sector de Río Lebrija. Las líneas rojas discontinuas corresponden a los lineamientos identificados que corresponden con fracturas con desplazamiento (fracturas de cizalla, fallas). Nótese la separación en zonas, ver descripción en el texto.

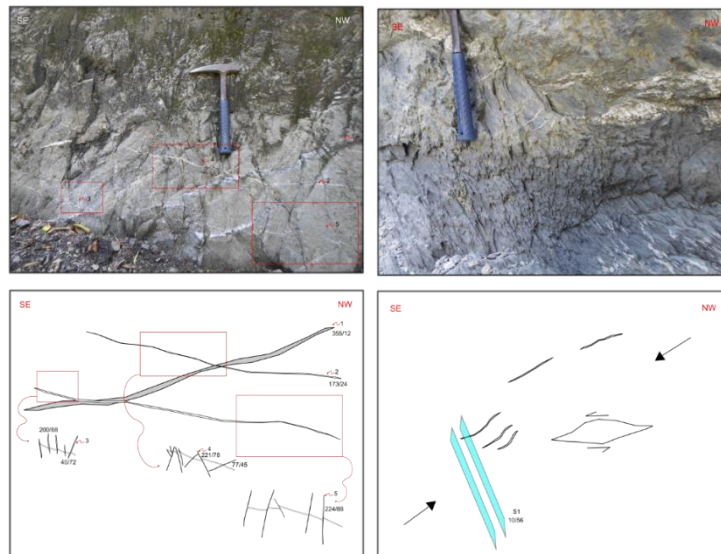


**Figura 69.** Distintos afloramientos estudiados a lo largo del corte a – a' en el sector de Río Lebrija, se resaltan las principales familias de fracturas medidas en cada afloramiento y la cinemática de las que presentan desplazamiento. Nótese la separación en zonas, ver descripción en el texto.





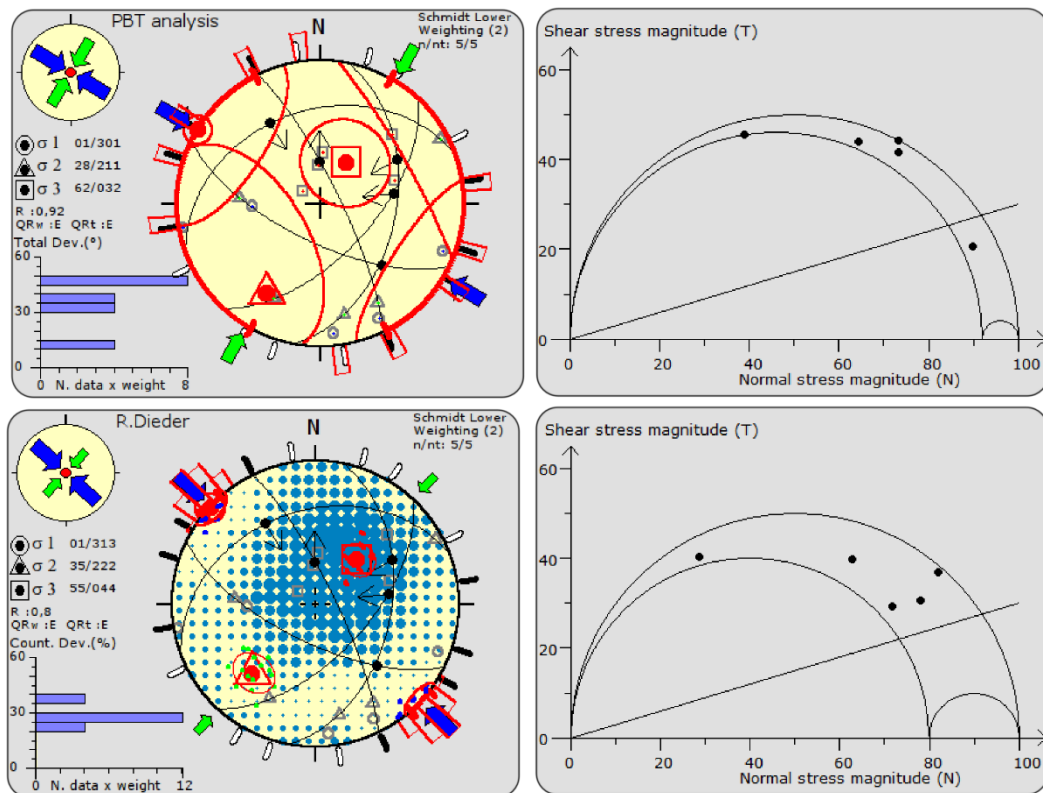
**Figura 71.** Afloramientos afectados por el desarrollo de venas y diaclasas en distintas etapas de deformación: 1 - 5 (izquierda, Formación Bocas, Doboc 23) y por el desarrollo progresivo de venas en-echelon y clivaje (derecha, Formación Girón, Doboc 46)



**7.3.1.2 Estrías.** Para el análisis de planos estriados se utilizó la misma subdivisión en zonas realizadas para los planos de diaclasas, sin embargo, las zonas 4 y 5 se unieron quedando únicamente la zona 4. Dado que el tratamiento mecánico que se

le puede realizar a los datos de estrías es mucho más completo que a los datos de diaclasas, se presentaran primero los resultados de los tratamientos realizados a los datos antes de presentar su distribución. En la zona 1 se midieron un total de 5 datos de estrías los cuales dan como resultado un tensor de compresión mayoritariamente radial (R: 0.5 – 0.9) con una orientación del  $\sigma_{max}$  entre  $301^\circ - 313^\circ$  (Figura 72); en los respectivos círculos de Mohr se observa que los datos se encuentran en la zona de reactivación siendo todos compatibles con este tensor (Figura 72).

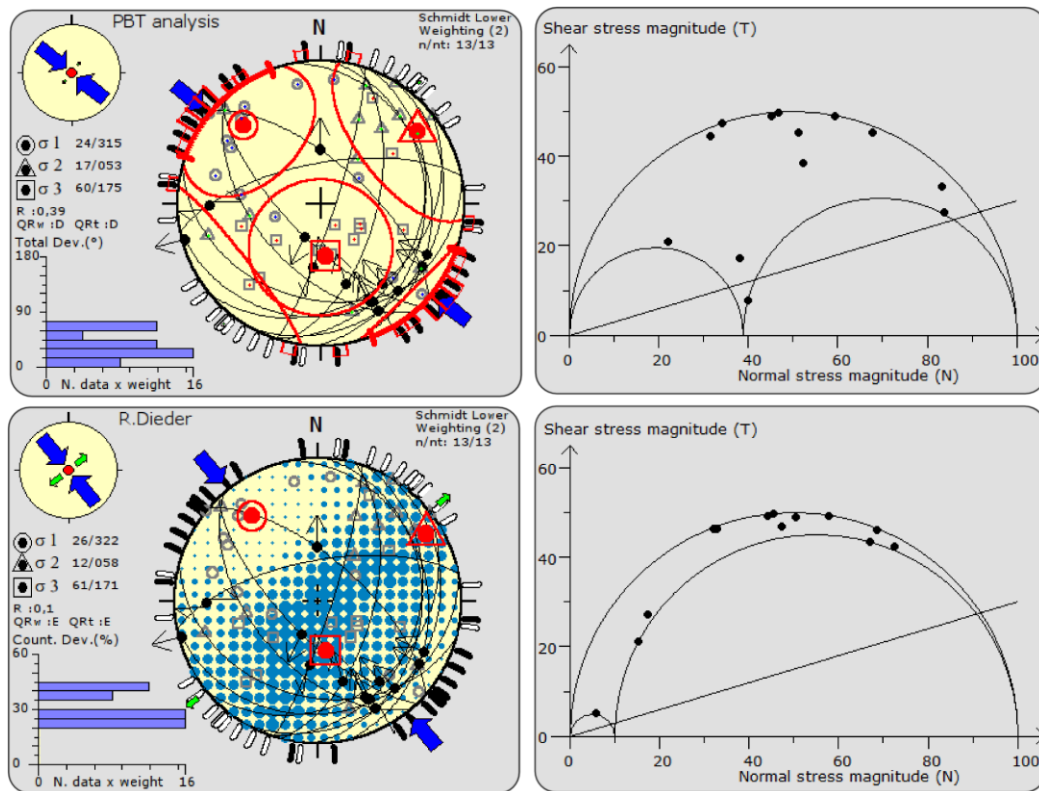
**Figura 72.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 1 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



En la zona 2 se midieron un total de 13 datos de estrías que dieron como resultado

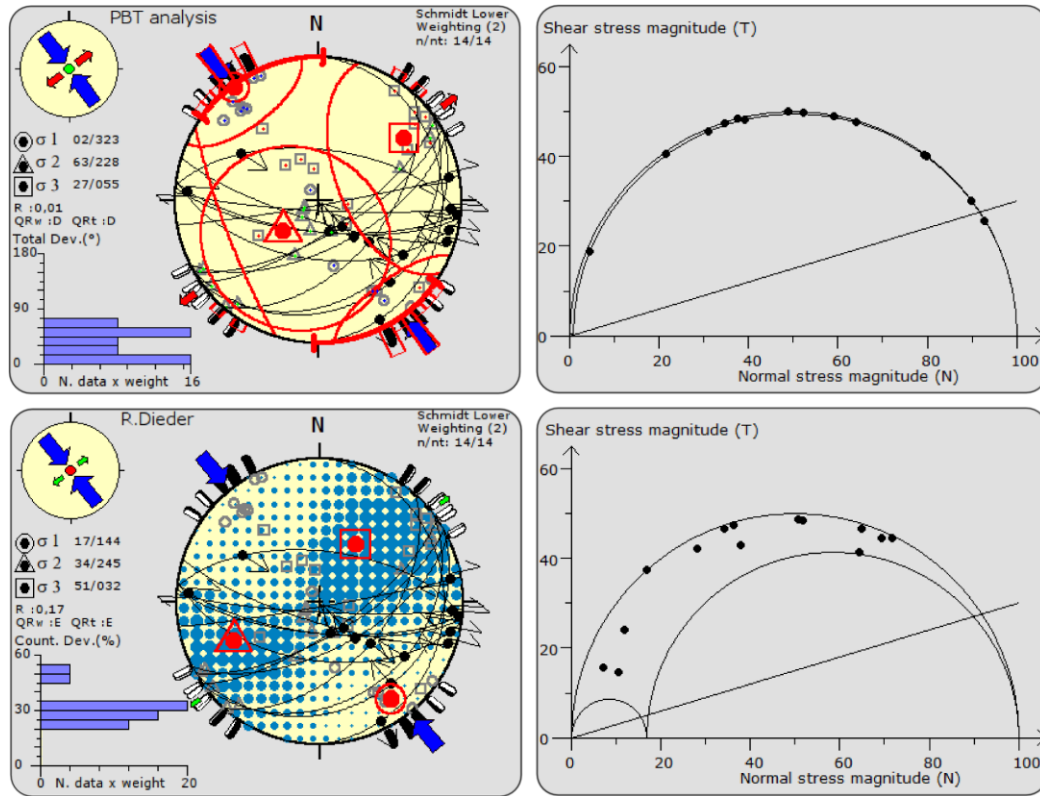
un tensor transpresivo (R: 0.1 – 0.39) con una orientación del Shmax entre 315° - 322° (Figura 73); en los círculos de Mohr, la mayoría de los datos se distribuyeron en los dominios de reactivación y neoformación (Figura 73)

**Figura 73.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 2 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



En la zona 3 se midieron un total de 14 datos de estrías que dieron como resultado un tensor transpresivo (R: 0.01 – 0.17) con una orientación del Shmax de 323° en un caso y de 144° en el otro (Figura 74); en los círculos de Mohr se aprecia que la mayoría de los datos se ubican en la envolvente, correspondiendo a datos neoformados, algunos se ubican en la zona de reactivación (Figura 74).

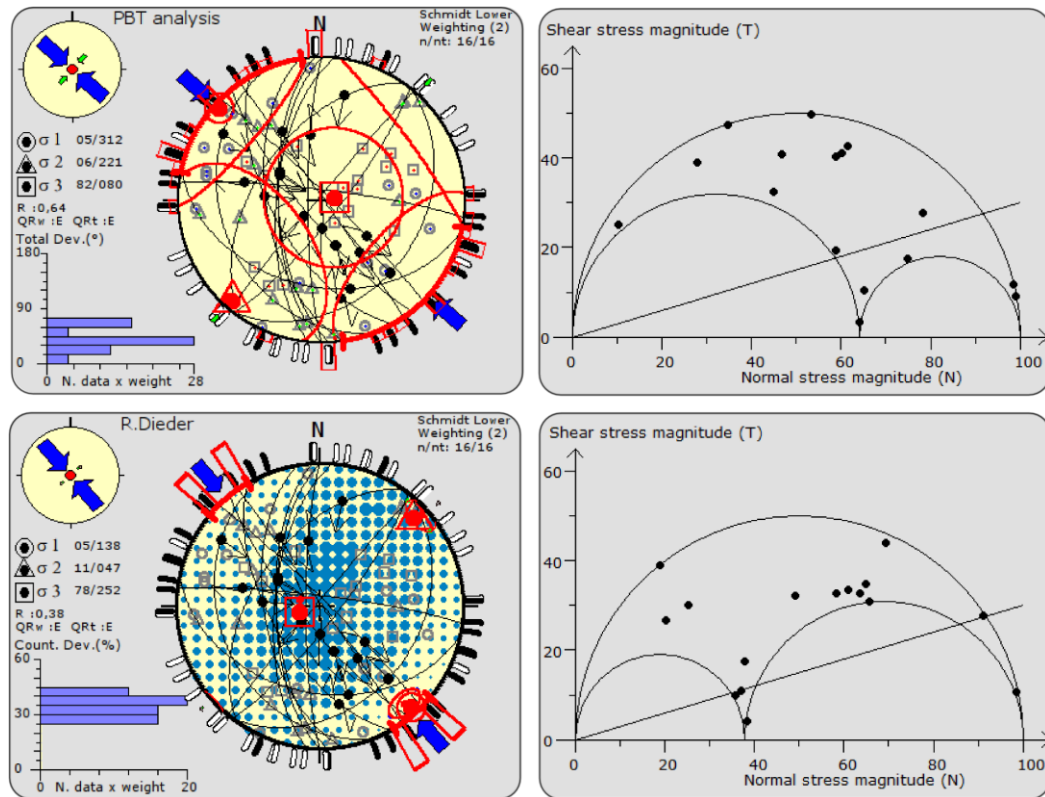
**Figura 74.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 3 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



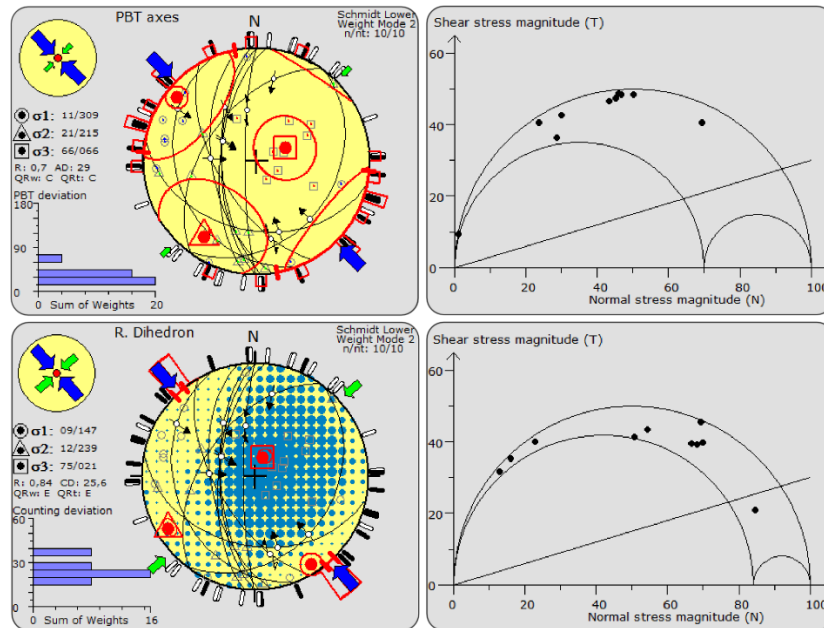
En la zona 4 se midieron un total de 16 datos de estrías que dieron como resultado un tensor de compresión transpresivo (R:0.38) a ligeramente radial (R: 0.64) con una orientación del Shmax de 135° y 312° (Figura 75) 10 de estos datos fueron coherentes mecánicamente, el tratamiento aparte de estos datos dio como resultado un tensor de compresión radial (R: 0.7 – 0.84; Shmax: 147° y 309°)(Figura 76); es importante anotar que la mayoría de los datos se orientan en sentido N-S a NNW–SSE y no coinciden las fracturas analizadas en esta zona, evidencias de campo muestran que muchas de estas estrías fueron generadas por procesos de deslizamiento flexural indicando el predominio de los procesos de plegamiento sobre las fallas en el desarrollo de la deformación, al menos en esta zona. Los 6 datos que se ubicaron en el campo inestable, tratados individualmente

dieron como resultado un tensor transtensivo (R: 0.36 – 0.5; Shmax: 130° - 134°) (Figura 77).

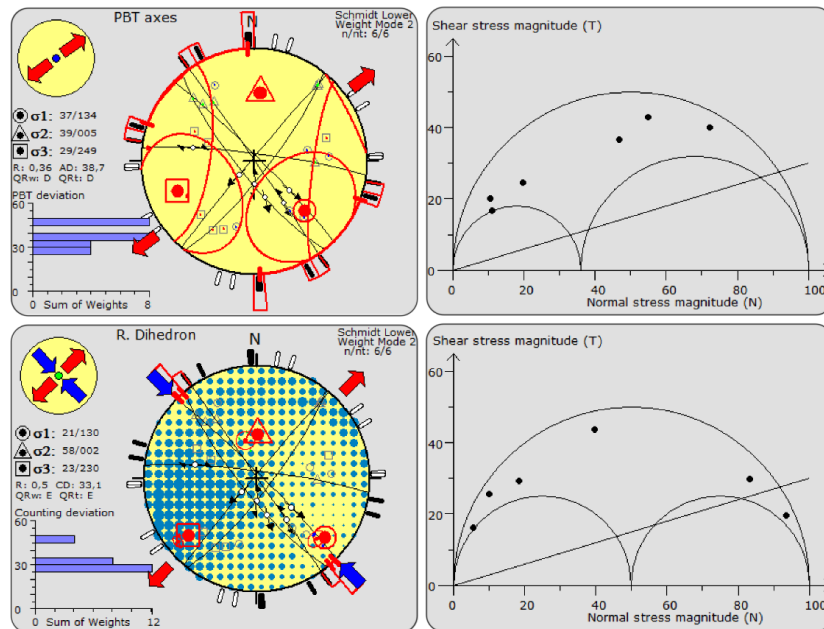
**Figura 75.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona 4 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



**Figura 76.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías compatibles reunidos en la zona 4 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



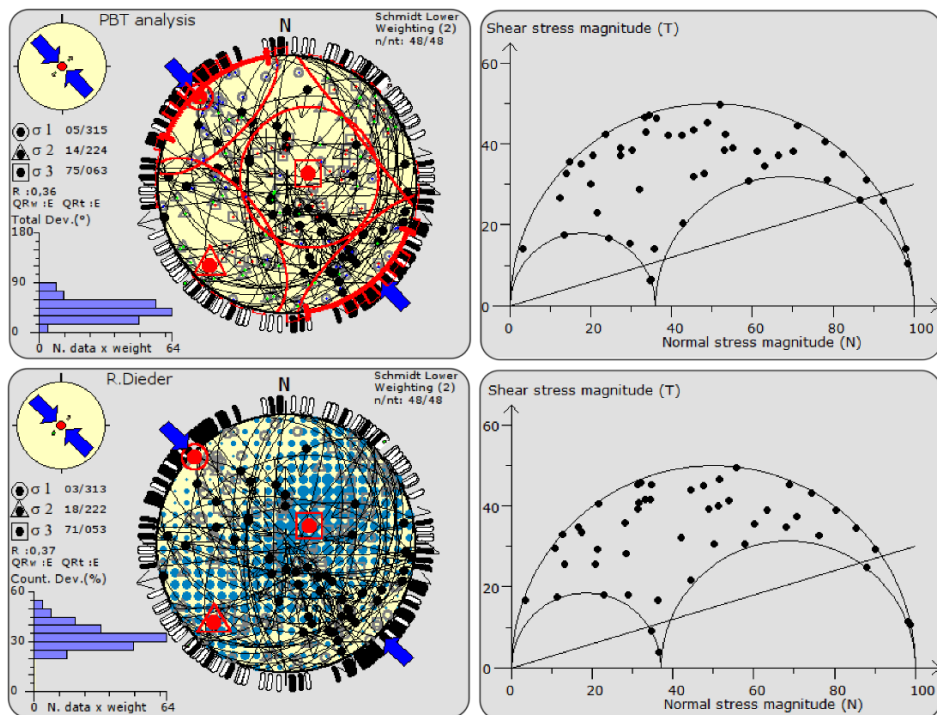
**Figura 77.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías incompatibles reunidos en la zona 4 del sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



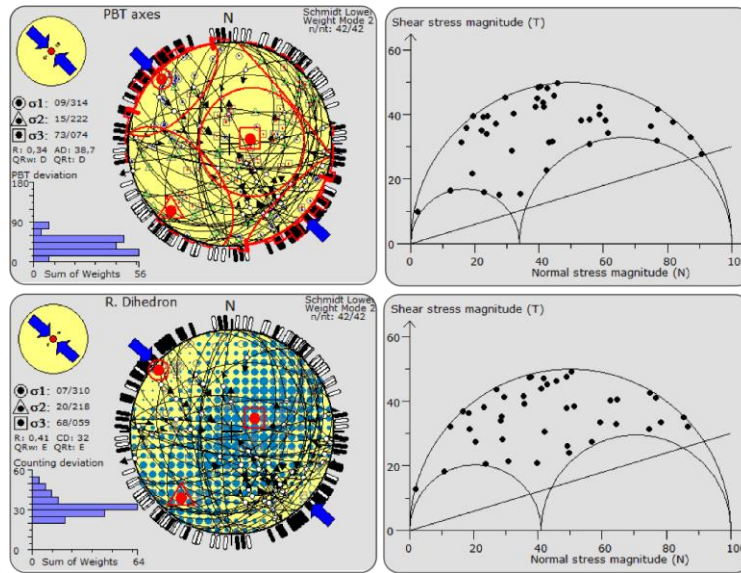
Mediante este análisis se pudo determinar que la mayoría de los datos medidos se ajustan a un tensor regional y que las variaciones locales en el control estructural

no generan cambios significativos en la orientación del tensor, pero si ocasionan variaciones en las relaciones entre los esfuerzos principales. El tratamiento en conjunto de todos los 48 datos reunidos en el sector de Río Lebrija dio como resultado un tensor transpresivo (R: 0.36 – 0.37; Shmax: 313° - 315°) (Figura 78); 42 de estos datos fueron compatibles con este tensor y su tratamiento aislado dio como resultado un tensor muy similar (R: 0.34 – 0.41; Shmax: 310° - 314°) (Figura 79). Los 6 datos incompatibles dieron como resultado un tensor distensivo (R: 0.19; Shmax: 158° - 159°) (Figura 80). Los resultados de esa integración de datos muestra que no hay mucha variación del tensor en la zona, por lo tanto se considera más valida la evaluación de los tensores por zonas, debido a la existencia de estructuras que modifican localmente las relaciones entre los esfuerzos.

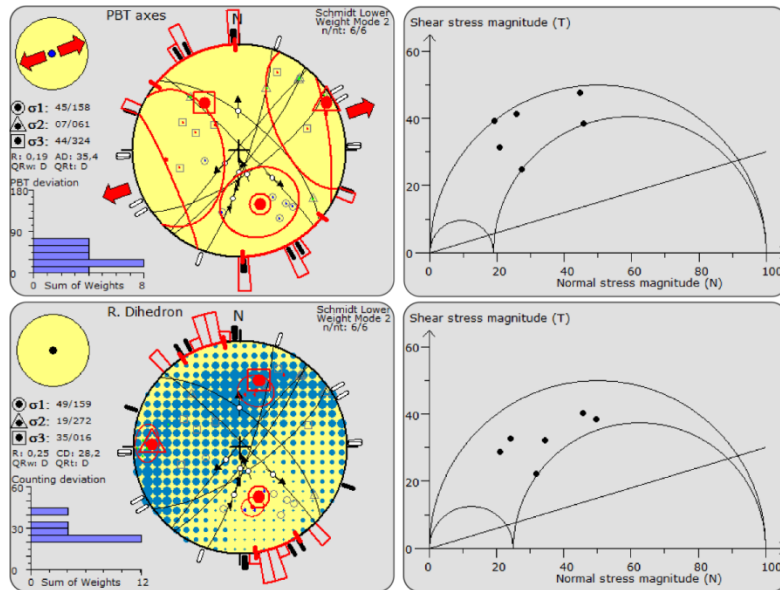
**Figura 78.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías reunidos en el sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



**Figura 79.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías compatibles reunidos en el sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos

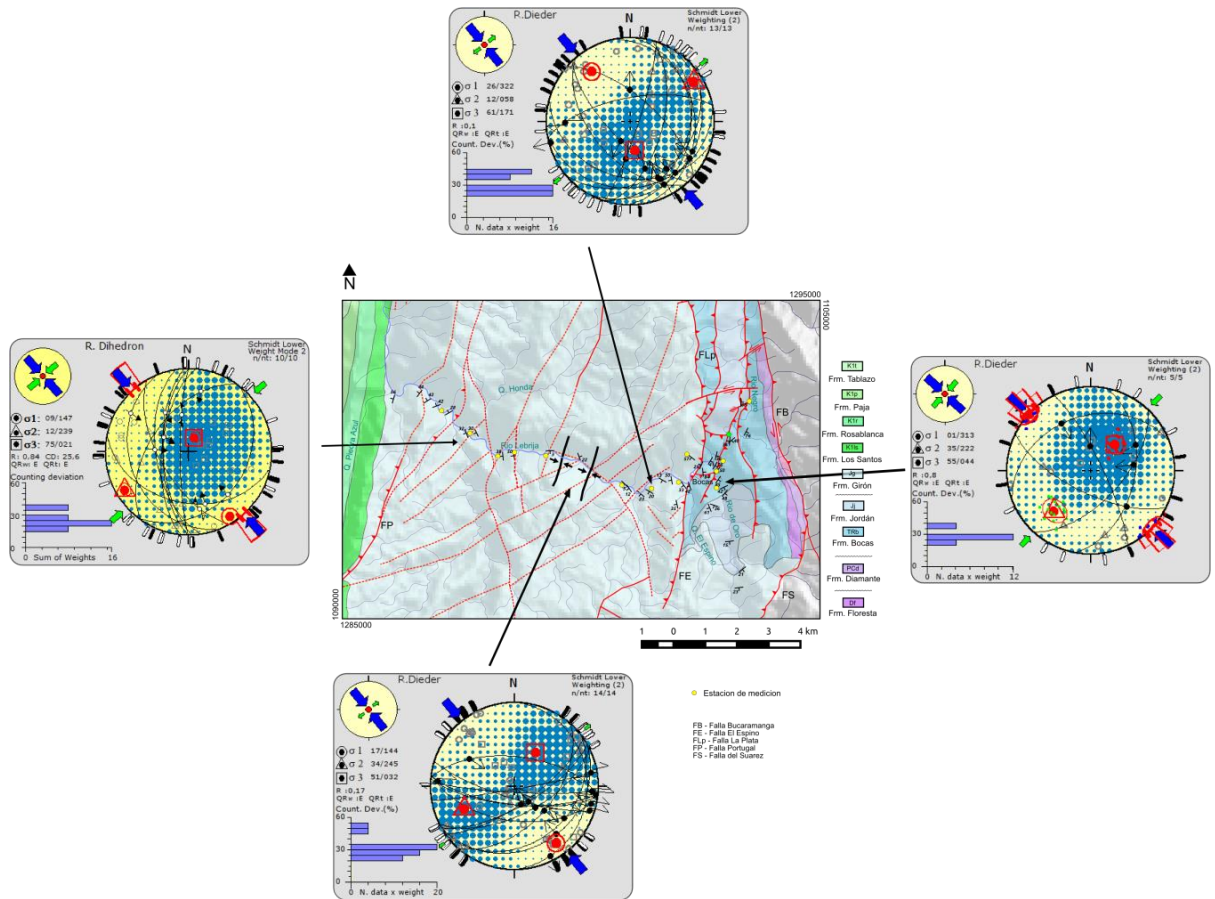


**Figura 80.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías incompatibles reunidos en el sector de Río Lebrija; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.

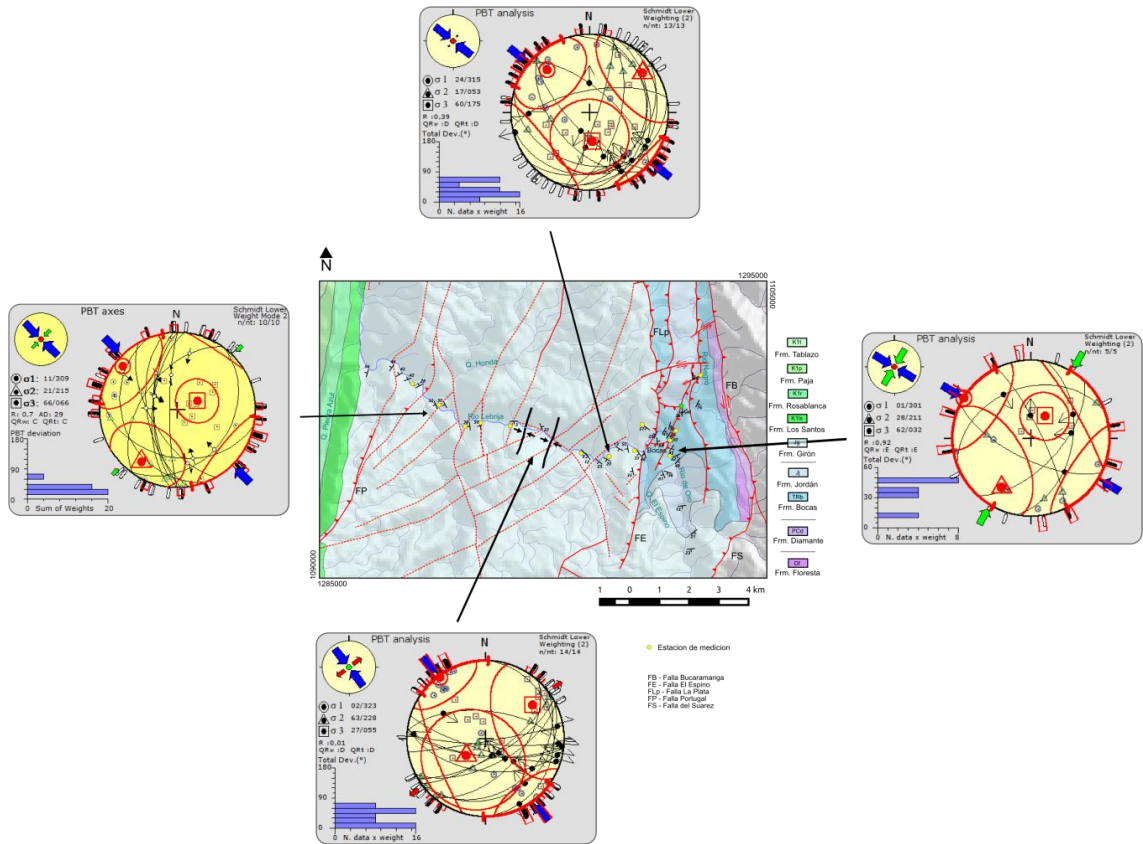


Las figuras 81 y 82 muestran la distribución de los tensores que mejor se ajustan a los datos para cada zona mediante los métodos de diedros rectos y PBT respectivamente.

**Figura 81.** Distribución los tensores hallados mediante el método diedros rectos en el sector de Río Lebrija.



**Figura 82.** Distribución los tensores hallados mediante el método PBT en el sector de Río Lebrija.

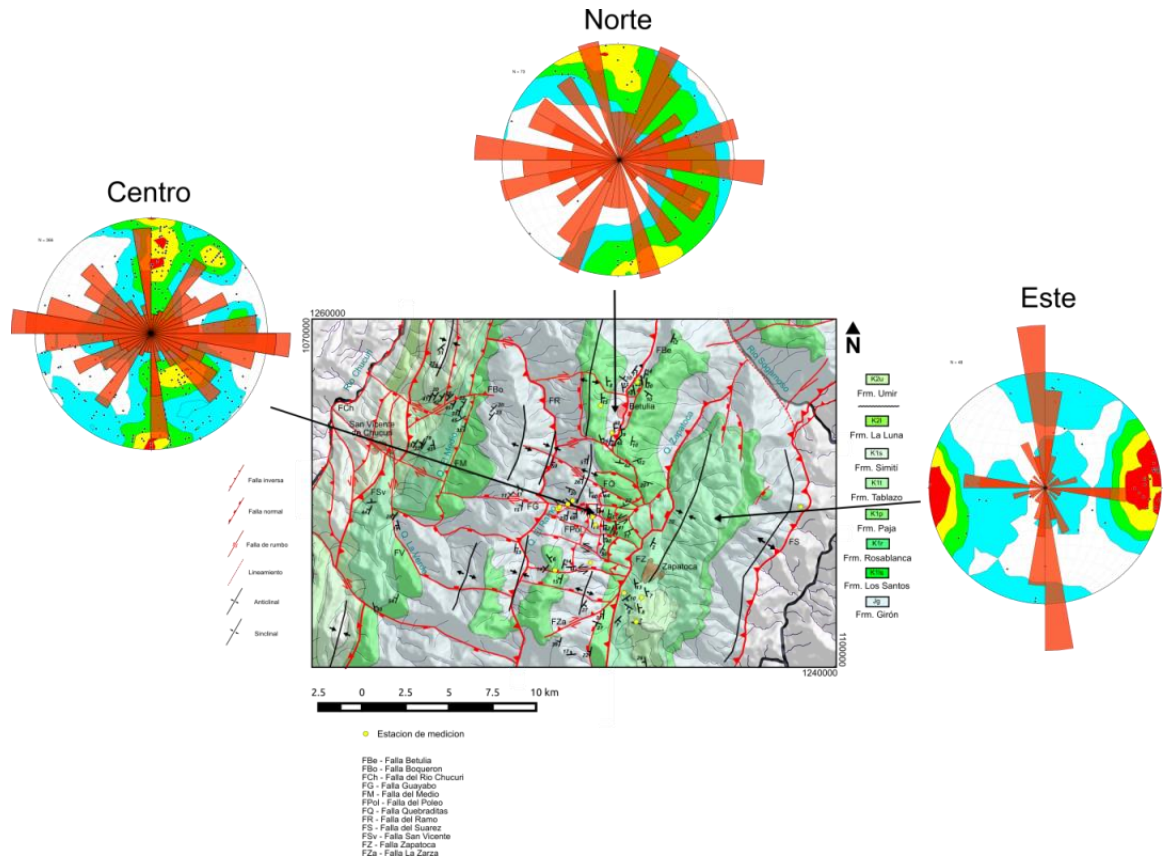


**7.3.2 Sector Zapatoca.** En este sector se obtuvieron un total de 487 datos de diaclasas y 17 datos de estrías medidos a lo largo de las vías Zapatoca – San Vicente de Chucurí, Zapatoca – Betulia y de los caminos veredales Zapatoca – La Fuente, Zapatoca – Piedras Blancas, Zapatoca – San Javier y en la vía Betulia – Bucaramanga.

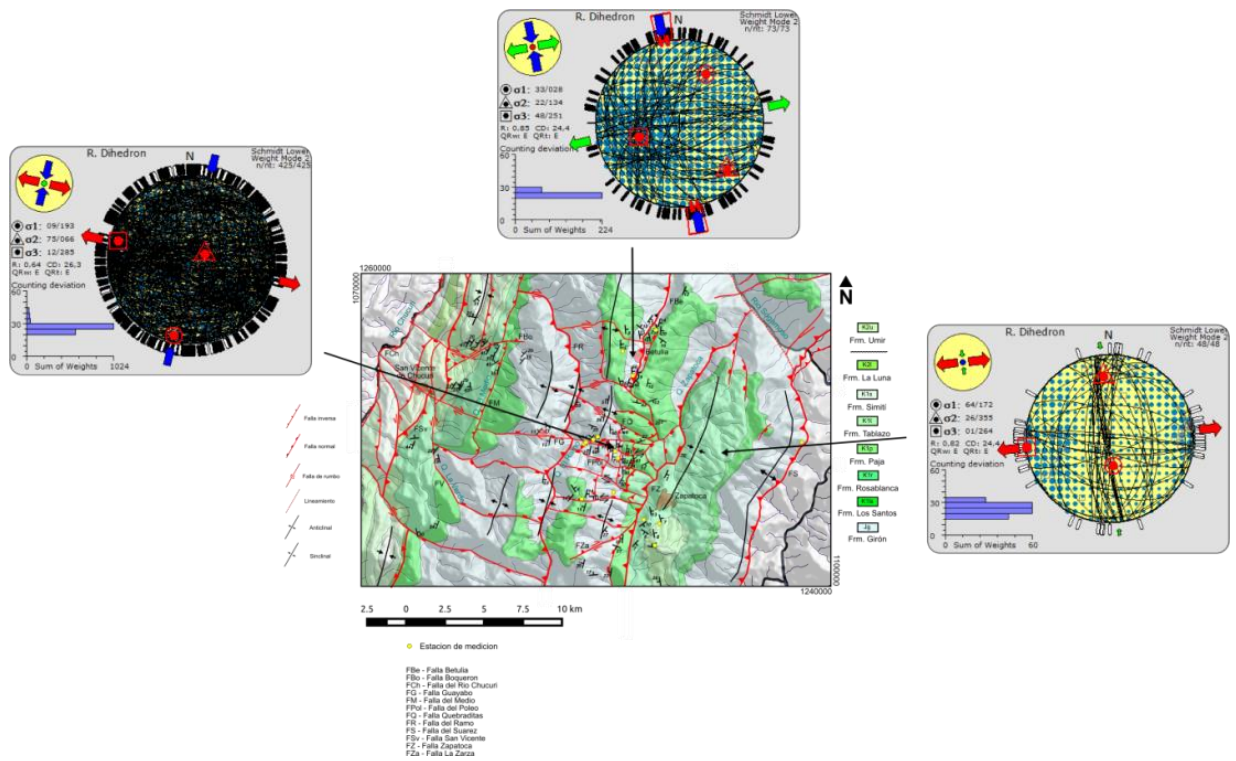
**7.3.2.1 Diaclasas.** El sector fue dividido en 3 zonas: norte, centro y este (Figura 83). La zona norte está ubicada cerca de la cabecera municipal de Betulia. En esta zona se midieron un total de 73 diaclasas las cuales presentan tres orientaciones principales: E-W, NNE-SSW, NNW-SSE y NW-SE (Figura 83); la distribución de este fracturamiento conserva una relación de paralelismo con fallas longitudinales (Falla

de Betulia) y transversales (Falla El Tablazo). Se calculó un tensor transtensivo ( $R:0.85$ ;  $Sh_{max}: 28^\circ$ ) (Figura 84) el cual, junto con observaciones de campo indica que muchas de las fracturas tienen un origen somero originado por mecanismos de extensión (E-W) y algunas una generación por mecanismos cizallantes como fracturas secundarias R, R' y P de la falla de Betulia (NNW-SSE, NW-SE, NNE-SSW), el efecto de la Falla El Tablazo puede verse representado por algunas fracturas orientadas NW-SE. La zona centro comprende los sectores cercanos a los trazos de fallas transversales al constado occidental del municipio de Zapatoca, en esta zona se midieron 425 diaclasas las cuales se orientan principalmente E-W, N-S, NE-SW y SW-NE (Figura 83); El tensor obtenido se relaciona a un régimen transtensivo ( $R:0.64$ ;  $Sh_{max}: 193^\circ$ ) (Figura 84) este le atribuiría a las fallas N-S y NE-SW una generación por mecanismos de cizalla como planos conjugados; Las fracturas con orientación E-W, NW-SE y NE-SW se interpretan como generadas por la acción de fallas transversales como trazos principales y como trazos R y R'. La zona este está ubicada entre la Falla de Zapatoca y la Falla del Suarez, en esta zona se midieron 48 diaclasas las cuales tienen orientaciones principalmente N-S y E-W (Figura 83); El tensor calculados para esta zona es transtensivo ( $R: 0.82$ ;  $Sh_{max}: 264^\circ$ ) (Figura 84) el cual le atribuiría a las fracturas un origen por mecanismos de extensión; estas fracturas, en su mayoría están relacionadas con el trazo de la Falla del Suarez.

**Figura 83.** Distribución de las fracturas sin desplazamiento (diaclasas) medidas en el sector de Zapatoca.

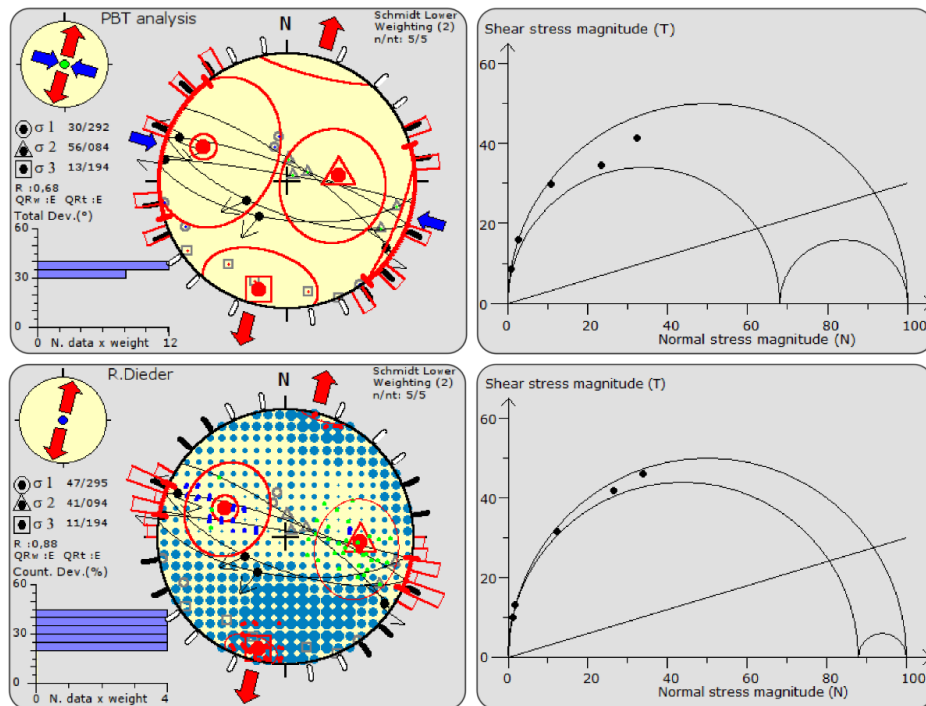


**Figura 84.** Distribución de los tensores de esfuerzos hallados mediante el método de diedros rectos aplicado a datos de diaclasas en el sector de Zapotoca.



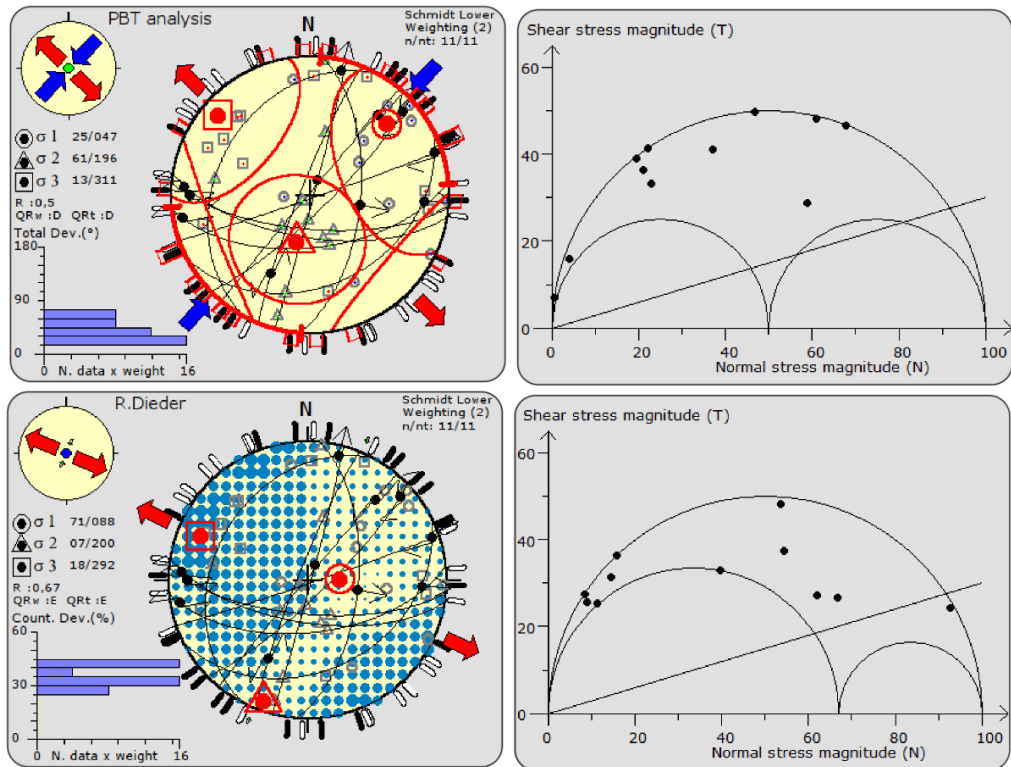
**7.3.2.2 Estrías.** Para el análisis de planos estriados se utilizó una subdivisión en tres zonas: norte, centro y sur. La zona norte está ubicada al norte de la cabecera municipal de Betulia, en esta zona se midieron 5 datos de estrías los cuales dan como resultado tensores transpresivos a distensivos netos ( $R: 0.68, 0.88$ ;  $Sh_{max}: 292^\circ, 194^\circ$ ) (Figura 85). La mayoría de estos planos se ubican en la zonas de reactivación y neoformación y tienen una orientación NW – SE (Figura 85), subparalela a la orientación de las principales fallas transversales (Falla el Tablazo); algunas fracturas medidas en esta zona se ubican paralelas a la dirección de estos planos estriados (Figura 83), por lo tanto se puede relacionar la generación de estos planos ya sea a la acción de las fallas transversales y/o a la reactivación de las diaclasas.

**Figura 85.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona norte del sector de Zapoteca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos



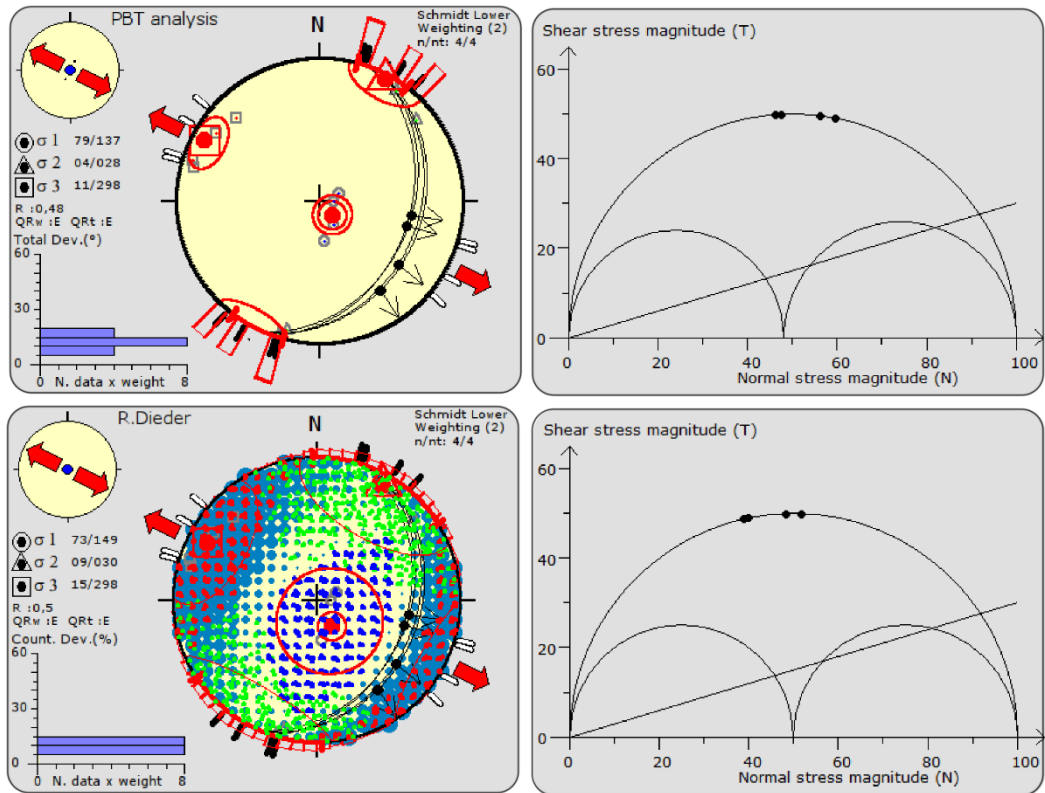
La zona centro está ubicada al oeste de la Falla de Zapatoca, los datos fueron tomados principalmente a lo largo de la vía Zapatoca – San Vicente de Chucurí, en esta se midieron 11 datos de estrías los cuales dan como resultado tensores transpresivos a distensivos ( $R: 0.5, 0.67$ ;  $Sh_{max}: 47^\circ, 292^\circ$ )(Figura 86); la mayoría de estos datos son mecánicamente compatibles, aunque no presentan una orientación preferencial, su origen se puede atribuir a la acción local de las fallas transversales que se encuentran en esta zona (Figuras 59 y 83).

**Figura 86.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona centro del sector de Zapatoca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



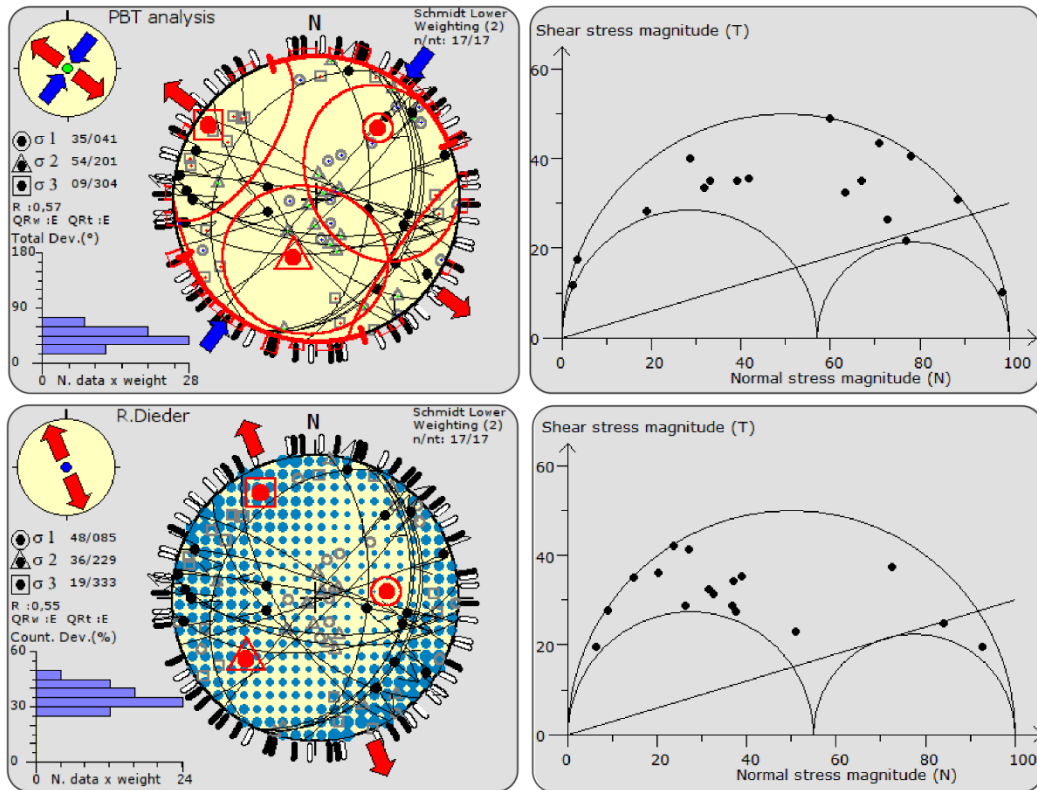
La zona sur está ubicada en la carretera que conduce a la vereda La Guyana, en esta se midieron 4 estrías que dan como resultado tensores distensivos (R: 0.48, 0.5;  $Sh_{max}$ : 298°) (Figura 87), estos planos están relacionados a un proceso de fallamiento y basculamiento local, debido a que representan una falla normal de bajo ángulo, subparalela a la Falla de Zapatoca.

**Figura 87.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para los datos de estrías reunidos en la zona sur del sector de Zapatoca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.



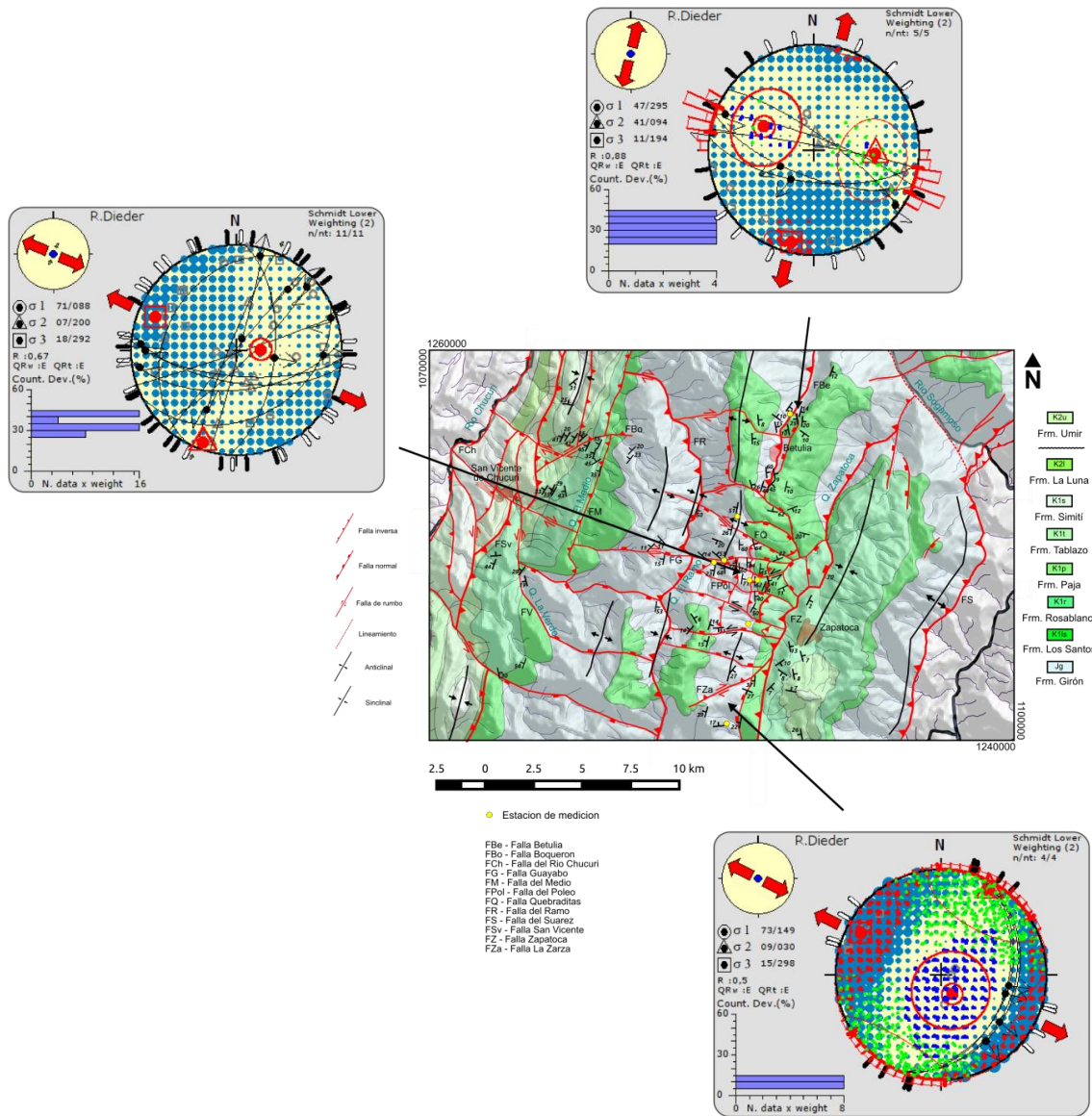
Los 17 datos medidos en el sector de Zapatoaca fueron procesados conjuntamente, dando como resultado tensores transpresivos a distensivos (R: 0.57, 0.55; Shmax: 41°, 333°) (Figura 88); este resultado se asemeja al obtenido en la zona centro, lo que representa el dominio de las estructuras transversales en la obtención de los tensores de esfuerzos.

**Figura 88.** Tensores de esfuerzos y círculos de Mohr hallados para todos los datos de estrías reunidos en el sector de Zapatoaca; arriba: método PBT; abajo: diedros rectos.

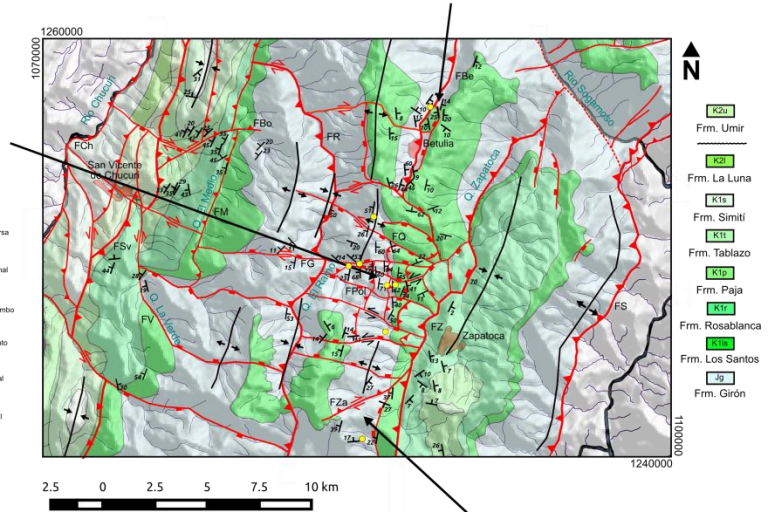
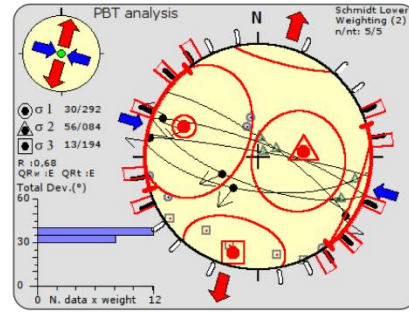
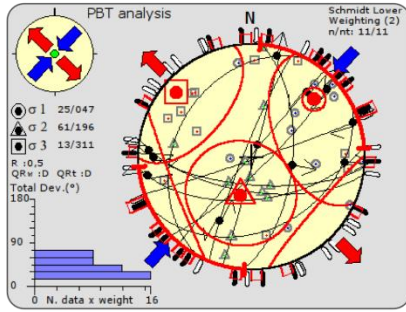


La distribución de los tensores en el sector de Zapatoca se presenta en las figuras 89 y 90.

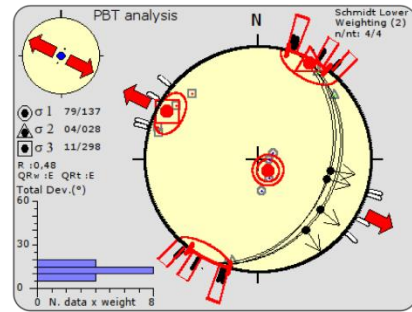
**Figura 89.** Distribución los tensores hallados mediante el método diedros rectos en el sector de Zapatoca.



**Figura 90.** Distribución los tensores hallados mediante el método PBT en el sector de Zapotoca.



- Estacion de medicion
- FBe - Faja Betulia
- FBo - Faja Boqueron
- FCh - Faja del Rio Chucuri
- FG - Faja Guayabo
- FM - Faja del Medio
- FPol - Faja del Poleo
- FQ - Faja Quebraditas
- FR - Faja del Ramo
- FS - Faja del Suarez
- FSv - Faja San Vicente
- FZ - Faja Zapatoca
- FZa - Faja La Zarza



## 8. DISCUSIÓN

## 8.1 FORMACIÓN GIRÓN EN EL ANTICLINAL DE LOS COBARDES

La Formación Girón y el Anticlinal de Los Cobardes son dos términos imprecisos. Después de realizar el análisis bibliográfico, estratigráfico y estructural de estos dos términos se puede precisar que estos no describen de manera correcta las unidades estratigráficas y estructurales que designan.

Los trabajos pioneros sobre las rocas jurásicas en Colombia y en la Cordillera Oriental (Hettner, 1892; Hedberg, 1931 en Etayo-Serna, 1989; Cediel, 1968) consideraron a las sucesiones de areniscas, lodolitas y conglomerados aflorantes cerca de los municipios de Girón y Zapatoca y que subyacen las calizas del Cretácico, como parte del Grupo Girón. La sección tipo fue ubicada en el Río Lebrija, medida (de manera inexacta según Cediel (2001)) y descrita por Cediel (1968), la edad fue determinada en el Jurásico superior con algo de precisión por Pons (1982) (Royero & Clavijo, 2001) y el estilo estructural de los alrededores fue descrito por Julivert (1958), Cediel (1968) y Tesón (2013).

El espesor medido en la sección tipo de la Formación Girón (3350 m) (Osorio-Afanador & Velandia, 2015) además de la subdivisión por miembros realizada por Cediel (1968) servirían como herramienta para determinar las relaciones estratigráficas de la localidad tipo con otras secciones dentro del mismo dominio geológico (Anticlinal de los Cobardes). Sin embargo, la columna de la parte superior de la Formación Girón de 777 m levantada en Zapatoca, localizada en la zona central del Anticlinal de Los Cobardes, no revela similitud ni en las características faciales, ni en la arquitectura de los estratos con los metros superiores de la Formación Girón en su localidad tipo (Conjunto G) de 1050 m que se ubica en la zona más norte de la misma estructura, sino que al contrario, revela procesos distintos en su deposición.

La parte superior de la sección tipo exhibe una secuencia arenosa, muy homogénea y potente con esporádicas intercalaciones de limolitas, sus características faciales y geométricas se asocian a la acción de ríos de poca sinuosidad con carga de tracción arenosa levemente gravosa, cercanos a un frente montañoso (Cediel, 1968); hacia el tope y cerca al contacto con la Formación Los Santos, desarrolla un potente depósito conglomerático matriz soportado, con forma de lente, denominado

erróneamente en trabajos anteriores como Formación Tambor (Hedberg, 1931 en Etayo-Serna, 1989) e interpretado por Clavijo (1985) como un depósito gravitatorio asociado a un abanico aluvial. La sección de Zapatoca por el contrario exhibe una macrosecuencia granodecreciente que inicia con areniscas conglomeráticas y termina con potentes depósitos de limolitas arenosas rojizas, dentro de la cual se reconocen ciclos granodecrecientes que revelan la evolución episódica desde ríos trezados con carga de tracción asociados a un abanico aluvial cercano a una fuente detrítica, a ríos meandriformes con mucha carga en suspensión asociados a planicies aluviales más estables y maduras.

El contacto con la Formación Los Santos es transicional tanto en el Río Lebrija como en Zapatoca (Clavijo, 1985; Laverde & Clavijo, 1985), también en otros sectores dentro de la misma estructura (ver capítulo 8) y en otras estructuras como las mesas de Ruitoque y Los Santos (Blanco & Rincón, 2014); sus características faciales son similares, siendo más maduras textural y composicionalmente y careciendo de depósitos conglomeráticos (Clavijo, 1985; Laverde & Clavijo, 1985) a excepción de las secciones de la quebrada Pujamanes en la Plataforma de Lebrija (Renzoni, 1985) y del camino del Roto en la Mesa de los Santos (Laverde, 1985) donde se desarrollan conglomerados basales, que sin embargo, como lo discuten Blanco & Rincón (2014) pueden hacer parte de la Formación Girón, de una manera similar al sector del sector del Río Lebrija. Estos depósitos han sido reinterpretados como asociados a ríos trezados evolucionando a meandriformes (Clavijo, 1985; Laverde & Clavijo, 1985; Laverde, 1985; Blanco & Rincón, 2014) en contraposición a la interpretación de Cediél (1968) como un depósito marino. Las características faciales y la geometría de los estratos de la Formación Los Santos es más uniforme dentro de la región estudiada presentándose apenas pequeñas variaciones en su espesor (Ward et al., 1973).

Según el orden de ideas expuesto anteriormente se considera que la sección tipo de la Formación Girón en el cañón del Río Lebrija es una secuencia poco favorable para realizar correlaciones regionales, por lo tanto la utilización de un nombre local como Formación Angostura del Río Lebrija propuesto por Etayo (1989) sería más recomendable, siendo los límites los mismos propuestos por Cediél (1968) y el espesor el medido en Osorio-Afanador & Velandia (2015). A la secuencia descrita en el sector de Zapatoca, debido a que no se le reconoció una base, no puede atribuírsele una categoría de formación, por lo tanto, se propone el nombre informal de Capas Rojas de los Yariguíes para designar este conjunto de rocas que aflora en la zona central del Anticlinal de los Cobardes, suponiendo un espesor de más de 2000 m para toda la secuencia, con base en consideraciones paleogeográficas. La

sección de referencia sería la descrita en este trabajo y otra similar se encuentra en el camino que conduce del municipio de Zapatoca a las minas de yeso de la cuchilla Lagunetas, en el costado oriental del Sinclinal de Zapatoca. Las rocas similares presentes en los sectores de la Mesa de Ruitoque y La Mesa de los Santos que miden desde algunos cientos de metros en el costado oeste (Rocha-Urbina, 2005) y se adelgazan hacia el este (Julivert, 1958; Ward et al., 1973) y se encuentran en contacto discordante con la Formación Jordán (Ward et al., 1973) y transicional con la Formación Los Santos (Blanco & Rincón, 2014) serían parte de esta misma unidad, apoyado en las similitudes faciales, geométricas y en la presencia de niveles de paleosuelos parecidos. A partir de estas consideraciones el termino Formación Girón no tendría aplicación valedera.

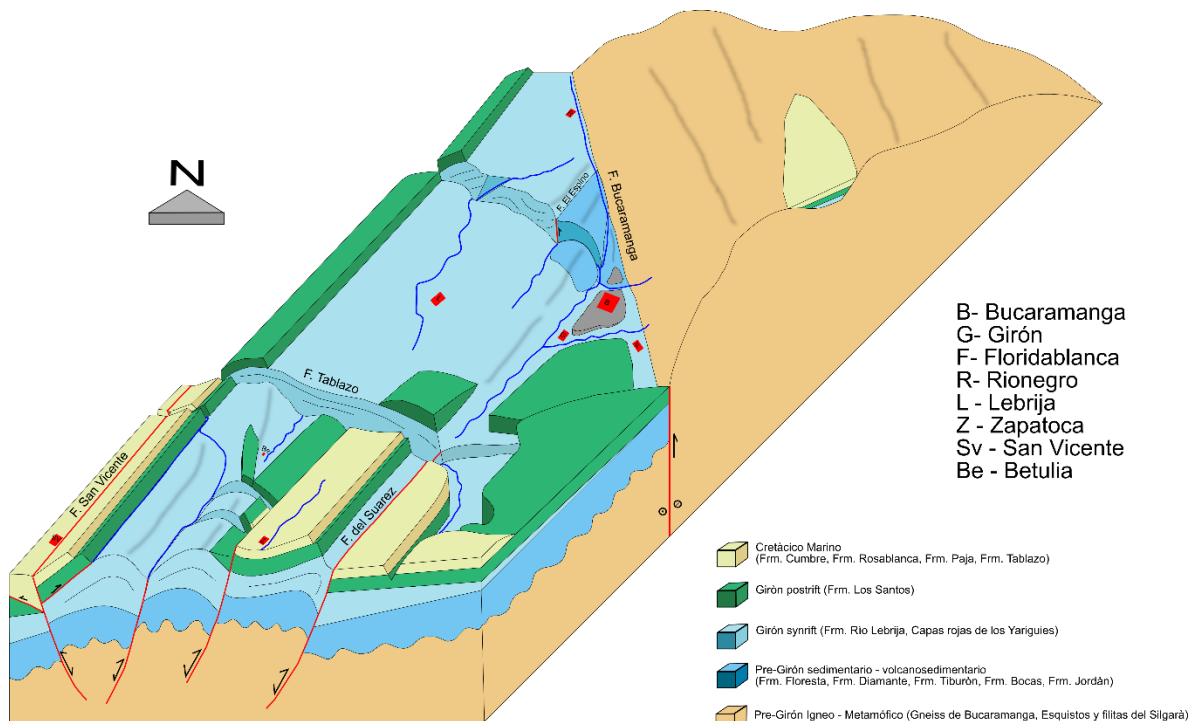
Con el fin de ofrecer claridad en la definición de estos cuerpos litológicos se reafirma la conveniencia del uso del término Grupo Girón para el conjunto de cuerpos litológicos descritos anteriormente. Siendo parte de este grupo localmente las Capas Rojas de los Yarigués, en el sector de Zapatoca y posiblemente en las mesas de Ruitoque y Los Santos, y la Formación Angostura del Río Lebrija en el sector de Río Lebrija; ambos constituirían la parte inferior del grupo, representando ambientes diferentes pero contiguos y posiblemente sincronicos, parte de un mismo sistema (Figura 9.4). La parte superior del Grupo Girón la constituye la Formación Los Santos, que se extiende de manera regional y representa una homogeneización en los ambientes de depósito. El depósito conglomerático presente en la parte superior de la Formación Angostura del Río Lebrija se reafirma como un depósito local y se denomina Miembro Tambor, siguiendo la propuesta de Etayo (1989).

El Anticlinal de los Cobardes es bautizado por Pulido (1979) debido a su situación geográfica. Se describe como una estructura plegada que se extiende desde el municipio de El Guacamayo en el sur hasta cerca de Rionegro en el norte, con un eje orientado casi N-S (Pulido, 1979) o NNE-SSW (Royero & Clavijo, 2001). Estas descripciones, aunque muestran de manera general la estructura, no expresan de forma precisa las características estructurales y geográficas que se observan en la zona abarcada dentro de la definición de este concepto.

En un sentido amplio la estructura es configurada por la disposición contrastante y divergente de las capas a lado y lado de un aparente plano axial que recorre la parte media de la zona en sentido NNE, sin embargo, dentro de esta zona, se reconocieron pliegues de arrastre anticlinales y sinclinales, asociados a fallas inversas (Falla del Suarez, Falla de San Vicente) así como pliegues suaves

desarrollados en las partes centrales del orógeno (Figuras 8.13, 8.14 y 8.15). El desarrollo de este replegamiento es continuo en toda la estructura pero no uniforme, debido a la presencia de zonas transversales de deformación que dividen la estructura en sectores. Estas características describen un anticlinorio, renombrado en este trabajo: Anticlinorio de Los Yariguíes, que configura un rasgo orográfico conocido como Serranía de Los Yariguíes (también conocida como Serranía de los Cobardes), una descripción mucho más verídica de este dominio geológico se presenta en la Figura 91.

**Figura 91.** Bloque diagrama del Anticlinorio de los Yariguíes



En este orden de ideas, y volviendo al punto inicial, El Grupo Girón en el Anticlinorio de Los Yariguíes, serían términos más precisos. La aplicación de estos términos tiene consecuencias importantes en el reconocimiento de múltiples estructuras dentro un mismo orógeno y en el papel que juegan durante la evolución de los medios sedimentarios.

## 8.2 DEFORMACIÓN

El análisis cartográfico y estructural del área de estudio permite definir que el Anticlinorio de los Yariguíes se encuentra segmentado de norte a sur por la presencia de zonas transversales de deformación, estas zonas se expresan geomorfológicamente mediante el alineamiento de geoformas estructurales y el control en el curso de drenajes, que se orientan paralelos a fallas en sentido NW-SE, subverticales, que tienen un comportamiento normal y/o de rumbo. La Falla del Tablazo orienta el curso del río Sogamoso desde el puente del Río Sogamoso en la vía Girón – Zapatoca, entre las plataformas de Zapatoca y de Lebrija, hasta el sector del Tablazo en la vía Bucaramanga – San Vicente. Esta falla segmenta la zona en dos sectores con características geomorfológicas, estructurales y estratigráficas distintas. Hacia el sur se encuentra el sector de Zapatoca donde se reconocen una serie de sierras alargadas en sentido NE-SW disectadas por drenajes en la misma dirección (Quebrada El Ramo, Q. Zapatoca, Q. La Betuliana, entre otras) que, en general, se orientan paralelas a fallas longitudinales; y una serie de espolones orientados en sentido NW-SE disectados por drenajes en la misma dirección (Quebrada Quebraditas, Q. El Guayabo, Q. El Poleo, entre otras) que se orientan paralelas a fallas transversales. Hacia el norte se encuentra la Plataforma de Lebrija, de morfología mucho más suave dominada por colinas y ondulaciones del terreno en la cual los drenajes no desarrollan orientaciones preferentes y se orientan siguiendo una pendiente regional hacia el norte donde es disectada por el Río Lebrija. La Falla del Tablazo ya había sido determinada como una fractura ancestral responsable de la captura del Río Sogamoso (Julivert, 1958) y como un lineamiento translitosférico por Ujueta (1991) que la denominó Lineamiento Sogamoso y le atribuyó características estructurales y sísmicas importantes.

Los patrones de fracturamiento determinados en el sector de Río Lebrija, permiten afirmar siguiendo las conclusiones de Bergbauer & Pollard (2004), que las fracturas halladas se encuentran relacionadas a estructuras regionales (Falla de Bucaramanga, Falla del Suarez) y a lineamientos similares al del Tablazo, estando más relacionadas con el plegamiento las fracturas de la zona occidental, donde la influencia de estas fallas es reducida y el efecto del plegamiento flexural es mayor, desarrollándose además diversas estructuras relacionadas con este proceso. Los planos estriados se desarrollaron principalmente por la reactivación de antiguas fracturas y planos de anisotropía mecánica dentro de la sucesión estratigráfica

(Fossen, 2010; Aydin, 2014) presentando desplazamientos muy cortos. Es por este motivo, que en esta zona la secuencia no presenta un estado de deformación importante, que pueda ocasionar repeticiones en la medición del espesor estratigráfico (Osorio-Afanador & Velandia, 2015). El sector de Zapatoca presenta una distribución en los planos de fracturamiento relacionada principalmente con las fallas longitudinales y transversales cartografiadas en la zona.

Una variación importante entre los sectores de Río Lebrija y Zapatoca es la orientación de los tensores hallados y el régimen de esfuerzos: para el sector de Río Lebrija, estos tensores tienen una orientación promedio del  $S_{max}$  de  $317^\circ$ , similar a los tensores hallados en otros sectores para la última fase deformativa de la Cordillera Oriental (Taboada et al., 2000, Cortés et al., 2005; Cetina & Patino, 2013) y están relacionados a la acción transpresiva de la Falla de Bucaramanga. En el sector de Zapatoca las orientaciones de estos tensores varían de un lugar a otro y están relacionados con estructuras locales, hallándose en algunas zonas (zona centro) tensores relacionados con antiguas fases tectónicas (Cortés et al., 2005; Cetina & Patino, 2013) que imprimen a algunas fallas (transversales) una cinemática que no es acorde con el régimen actual de esfuerzos; esto sucede en fallas que no son reactivadas en las últimas fases deformativas de un orógeno (Sarmiento, 2001).

El estilo de deformación varía de norte a sur y de este a oeste: El noreste presenta una tectónica de piel gruesa asociada a la Falla de Bucaramanga, que absorbe la mayor parte de la deformación transpresiva influenciando el desarrollo de las estructuras cercanas, la Falla del Suárez ejerce un efecto secundario; hacia el centro del sector norte se desarrolla un suave plegamiento y una reactivación incipiente de fracturas, el plegamiento es controlado por mecanismos de deslizamiento, flujo flexural y flexura ortogonal; las estructuras relacionadas con estos mecanismos son las que más se desarrollan en el noroeste. En el sureste la deformación es acomodada principalmente por la Falla del Suárez, las demás estructuras (pliegues y fallas) se configuran a partir de esta. La falla proviene de niveles bastante profundos e incluso desde el basamento (escamación gruesa) y desarrollan en su frente fallas de atajo (Falla La Virgen, Falla Río de Oro) que afectan los niveles más someros e incluso los depósitos cuaternarios (escamación delgada). El centro de la zona sur se encuentra afectado por fallas longitudinales y transversales y por el desarrollo de plegamientos suaves. En el sureste predominan procesos de escamación delgada, relacionadas con la Falla de San Vicente.

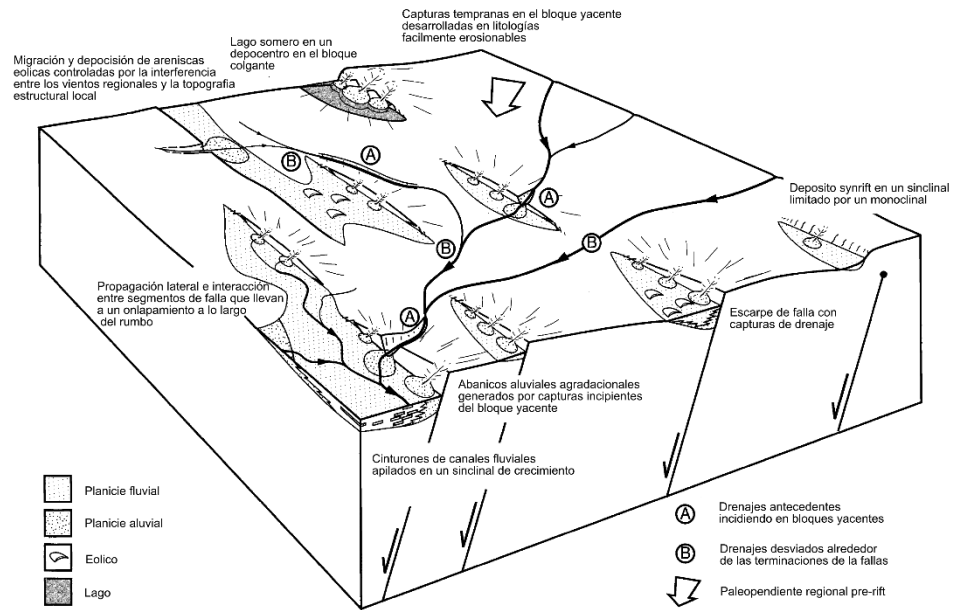
### **8.3 PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA**

Según estos datos se pueden reafirmar las hipótesis de Julivert (1958), Ujueta (1991), Kammer (1995, 2001), Cooper et al. (2005), Sarmiento (2001) y Tesón (2013) que sostienen que esta zona, durante el Jurásico superior, estuvo controlada por una tectónica distensiva que ocasionó la generación de diversas cuencas extensionales en forma de hemigraben, segmentadas a lo largo y ancho por fallas longitudinales y transversales; las fallas longitudinales corresponderían a antiguas fallas normales maestras de borde de graben (Falla del Suarez) y a fallas internas sintéticas (Falla de Zapatoca, Falla del Ramo, Falla de Betulia). Las fallas transversales corresponderían a antiguas zonas de acomodación y/o de transferencia (Falla la Zarza, Falla el Poleo, Falla el Guayabo, Falla Quebraditas, Falla el Tablazo) que segmentaron las antiguas cuencas extensivas a lo largo de su rumbo, controlando la distribución de las facies y la geografía de la zona (Figura 92). El Grupo Girón se depositó discordante sobre varios niveles Jurásicos (Frm. Jordán, Frm. Bocas) que formaban parte de la superficie de estas cuencas y aportaban gran cantidad de sedimento a medida que las fallas actuaban (este mecanismo puede haber producido la coloración roja de muchas facies dentro del Grupo Girón). Es debido a estas condiciones paleogeográficas que el Grupo Girón presenta grandes variaciones faciales y de espesor a lo largo y ancho de esta zona.

El efecto normal de las fallas cesó posiblemente durante el Berriasiano temprano, cuando inició el depósito regional y uniforme de las areniscas de la Formación Los Santos sobre una antigua superficie arrasada (Julivert, 1958), lo que causó una mayor madurez textural y composicional y el desarrollo de pliegues suaves en la cobertera. El intervalo de tiempo comprendido entre el Berriasiano tardío y el Maastrichtiano temprano la región fue cubierta por un océano que depositó una serie de secuencias sedimentarias durante una fase de subsidencia tectónica de las cuencas (Fabre, 1983; Cooper et al., 1995). El Maastrichtiano – Paleoceno marcó el cambio en la tectónica marginal del continente hacia un régimen compresivo condicionado por la acreción de bloques en el borde occidental continental (Toussant, 1995; Sarmiento, 2001; Cedié, 2003; Bayona et al., 2013, Ross et al., 2009; Parra et al., 2012; Mora et al., 2013) que inicia un proceso de inversión tectónica incipiente, desarrollado durante el Oligoceno (Mora et al., 2013) y concluido en el Mioceno medio - Pleistoceno con la acreción del Bloque Chocó (Duque-Caro, 1990; Cooper et al., 1995; Taboada et al., 2000; Cortes et al., 2005; Mora., 2007; Ross et al., 2009; Parra et al., 2012). Este proceso ocasionó que las fallas longitudinales invirtieran su comportamiento normal a inverso, principalmente las fallas de borde (Falla del Suarez) (Julivert, 1963; Sarmiento, 2001; Mora, 2007; Tesón et al., 2013) generando plegamientos de arrastre en los bloques colgantes y fallas de atajo en los yacientes, en los sectores internos del orógeno las fallas longitudinales y algunas transversales también desarrollaron inversión.

No todas las fallas sufren inversión, solo se reactivan las fallas que tienen una orientación favorable con el tensor de esfuerzos y cuyo coeficiente de fricción es menor al esfuerzo tectónico (Caballero, 2013), en este sentido, pueden quedar fallas fosilizadas con comportamiento normal, un claro ejemplo es la Falla de Aratoca en la Mesa de los Santos, que se encuentra fosilizada bajo la Formación Los Santos (Julivert, 1963). En este sentido, las fallas transversales, en su mayoría, no sufrieron procesos de inversión con el último tensor, conservando la tectónica transtensiva de sus fases iniciales (Falla la Verde) y la tectónica impresa por tensores de antiguas fases de compresión (Falla Quebraditas, Falla el Poleo, Falla el Tablazo), sin embargo, algunas fallas con mejor orientación con respecto al tensor de esfuerzo si se reactivaron en rumbo (Falla el Guayabo, Falla La Zarza). La tectónica transcurrente se ve desarrollada solo con relación a la Falla Bucaramanga y a las fallas transversales en la parte central del orógeno, una explicación de este hecho puede ser la tendencia de las zonas marginales de los orógenos a desarrollar estructuras de cizallamiento puro mientras que las zonas axiales desarrollan tectónica de rumbo relacionada a cizallamiento simple localizado a lo largo de grandes fallas (Montes, 2005; Fossen, 2010; Jiménez et al., 2014). Una última fase de tectónica extensiva local fue sobreimpuesta en el sector sur principalmente, debido a la carga gravitatoria e isostática ejercida por el nuevo orógeno, la que generó fallas normales longitudinales locales en los sectores más altos topográficamente.

**Figura 92.** Esquema de la distribución de caracteres tectónicos y sedimentológicos de la zona de estudio durante el Jurásico. Modificado de Gawthorpe & Leeder, 2000.



Fuente: Modificado de Gawthorpe & Leeder (2002).

## 10. CONCLUSIONES

Después de realizar el análisis geológico de la zona descrita en las páginas anteriores se puede concluir:

Que los 700 m de la secuencia sedimentaria aflorante en la vía Zapatoca – San Vicente de Chucurí subyaciendo a la Formación Los Santos, representa depósitos formados por la acción de ríos trenzados evolucionando a meandriformes y finalmente a grandes pantanos. Estos depósitos presentan características geológicas distintas a las de los 700 m superiores de la secuencia aflorante en el sector del Río Lebrija.

Que la sección estratigráfica expuesta a lo largo del corte del Río Lebrija entre la localidad de Bocas y 1 km aguas arriba de la quebrada Piedra Azul corresponde a un depósito local, de 3350 m de espesor y no sirve como sección tipo de la Formación Girón, un nombre más favorable sería Formación Angostura del Río Lebrija o Formación Río Lebrija.

Que la sección de Zapatoca debido a que no expone un límite estratigráfico inferior no puede recibir una nomenclatura formal, El nombre Capas Rojas de los Yariguíes se propone como nombre informal de esta secuencia y se recomiendan como secciones de referencia las ubicadas en las vías Zapatoca – San Vicente de Chucurí, Zapatoca – Minas de Yeso de la cuchilla el Platanalillo y la ubicada en el cañón del río Sogamoso en la vía Bucaramanga - Zapatoca.

Que no se pueden realizar correlaciones regionales entre depósitos continentales del Jurásico superior ya que corresponden con ambientes, aunque similares, restringidos lateralmente.

Que el término Formación Girón, dado que no describe de manera clara una secuencia de rocas específica, con base y techo determinados, con una sección tipo que describa sus características principales y que permita hacer correlaciones, quede en desuso.

Que el término Grupo Girón se emplee para describir las secuencias de rocas de facies continentales depositadas durante el Jurásico superior – Cretácico inferior y que representan la transición de depósitos synrift (Formación Río Lebrija, Capas Rojas de los Yariguíes) a postrift (Formación Los Santos).

Que la provincia geológica conocida como anticlinal de Los Cobardes debe ser llamada anticlinorio de los Yariguíes, debido a sus características estructurales y estratigráficas.

Que el anticlinorio de los Yariguíes se encuentra segmentado transversalmente por

zonas de deformación a través de las cuales se presentan cambios en la configuración estructural y estratigráfica.

Que la Falla el Tablazo es una de las principales zonas transversales de deformación, habiendo existido desde el Jurásico o antes como una barrera geográfica.

Que el anticlinorio de los Yariguíes representa un orógeno de inversión el cual ha experimentado varias fases tectónicas que han generado y reactivado diversas estructuras dentro de sus límites.

Que la Falla del Suarez y la Falla de Bucaramanga son las principales estructuras responsables de la configuración geológica actual y de la evolución del anticlinorio de Los Yariguies.

Que las fallas y pliegues internos del anticlinorio están desarrolladas por la influencia de las antiguas fallas que configuraban las cuencas extensionales.

## BIBLIOGRAFÍA

ACOSTA, J.; LONERGAN, L.; COWARD, M. P. Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 2004, vol. 17, no 3, p. 181-194.

ACOSTA, J., et al. Strike-slip deformation within the Colombian Andes. In: Ries, A. C., Butler, R.W.H. and Graham, R. H. (Eds), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*. Geological Society, London, Special Publications. 2007. Vol. 272, p. 303–319.

ALVARADO, B., DEL RIO, A. Central hidroeléctrica Del Rio Lebrija departamento de Santander. *Compilación de estudios geológicos oficiales en Colombia*. Servicio Geológico Nacional. 1947. vol. 7, p. 157-176.

ALLMENDINGER, R. W. *Stereonet. Program for stereographic projection*. 2005.

ANDERSON, E.M. The Dynamics of Faulting. In: *Facsimile reproduction of The Dynamics of Faulting* by E. M. Anderson. Geological Society, London, Special Publications. 1951. Vol. 367, p. 231–246.

AYALA-CALVO, R.C., et al. Paleomagnetismo y mineralogía magnética en las unidades Del Mesozoico de Bucaramanga y Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*. 2005. vol. 30, p. 49-66.

AYDIN, A. Failure modes of shales and their implications for natural and man-made fracture assemblages. *AAPG Bulletin*. November, 2014. vol. 98, no. 11, p. 2391–2409.

BAYONA, G., et al. Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean – South America convergence in early Palaeogene time. Nemcok, M., Mora, A. & Cosgrove, J. W. (Eds), *Thick-Skin-*

Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion. Geological Society, Special Publications. 2013. Vol. 377.

BERGBAUER, S., POLLARD, D. A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. GSA Bulletin. 2004. vol. 116, no. 3/4, p. 294–307.

BLANCO, M.N. & RINCÓN, A.V. 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 Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Físicoquímicas, 2004. 124 pp.

BOGGS, S. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 4th Ed. Pearson Education Inc., 2006. 662 p.

BURG, J.P. Structural Geology and Tectonics. Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich. 2001.

BÜRGL, H. El Jura-Triásico de Colombia. Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional. 1964. Vol. 12, no 1-2, p. 5-31,

CABALLERO, V., et al. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca del Valle Medio del Magdalena. Boletín de Geología. 2010. vol.32, no.1, p. 45-77.

CABALLERO, V., et al. Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick-skin orogens: a case study in the Magdalena Valley, Colombia. Geological Society, London, Special Publications. 2013. vol. 377, no 1, p. 343-367.

CAMPBELL, C.V. Lamina, Laminaset, bed and bedset. Sedimentology. 1987. vol. 8, p. 7-26.

CEDIEL, F., El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional. 1968. vol. 16, no.1-3, p. 5-96.

CEDIEL, F., GEYER, O. Mediciones Radiométricas en Red Beds del Paleozoico Joven y Mesozoico Antiguo del Norte de Colombia. Mitt. Inst. Colombo-Aleman Invest. Cient. 1971. vol. 5, p. 95 – 102.

CEDIEL, F. El Grupo Girón una molasa (?) Mesozoica (?) de la Cordillera Oriental (?) de Colombia (?). Boletín de Geología. 2001. vol. 23, no. 38, p. 88.

CEDIEL, F. et al. Tectonic assembly of the northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, T and Blickwede, J. (Eds.), the Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG Memoir. 2003. Vol. 1, no. 79, p. 815-848.

CETINA, L.M. y PATIÑO, H.A. Determinación de los tensores de esfuerzos asociados a la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, Santander. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 2013. 182 p.

CHACON, M. Estratigrafía y Análisis Paleoambiental de la Formación Girón en los alrededores de Chima y Contratación (Santander). Trabajo de grado Geología. Bogota: Universidad Nacional de Colombia, 1981.

CLAVIJO, J. La secuencia de la Formación Los Santos en la Quebrada Piedra Azul: registro de una hoya fluvial evanescente. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo IV, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985. Vol. 16, 18 p.

COE, A.L. Geological field techniques. Blackwell Publishing Ltd. 2010. 337 p.

COOPER, M. A., et al. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. In: AAPG Bulletin. 1995. no. 10, p. 1421-1443.

CORREDOR, F. Eastward extent of the Late Eocene –Early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 2003. vol. 16, p. 445–457.

CORTES, M., et al. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. Tectonics, 2005. vol. 24, 27 p.

CREWS, S.G. Tectonic control of synrift sedimentation patterns, Reserve Graben, southeastern New Mexico. New Mexico Geological Society guidebook, 45th field conference, 1994. p. 125 – 134.

DAVIS, G.H., REYNOLDS, S.J., KLUTH, C.F. Structural Geology of Rocks and Regions. 3rd Edition. John Wiley & Sons, Inc., 2012. 861 p.

DELVAUX, D. Version 4.04 and above of the Win-Tensor Program. 2013.

DENGO, C., COVEY, M. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. AAPG Bulletin. 1993. vol. 77, p. 1315-1337.

DICKEY, P.A. Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1941. vol. 25, no. 9, p. 1789-1795,

DIEDERIX, H., et al. Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosismológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga. INGEOMINAS. 2008. 145 p.

DUQUE-CARO, H. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 1990. vol. 3, pp. 71-84.

ETAYO-SERNA, F. and Laverde-Montaña, F., (eds.) Proyecto Cretácico, contribuciones. Ingeominas, Publ. Geol. Esp. 1985. Vol. 16, 200 p.

ETAYO-SERNA, F. Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. V Congreso Colombiano de Geología. Guía de Excursión Técnica. 1989. 41 p.

FABRE, A. La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: esquema de evolución y tectónica. *Geología Norandina*. 1983. vol. 8, p. 21-28.

FOLK, R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 1980. 190 p.

FOSSSEN, H. *Structural geology*. Cambridge University Press, 2010. 481p.

GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 2000, vol. 12, no 3-4, p. 195-218.

GUZMAN, G. Los Grifeidos Infracretácicos *Aetostreon couloni* y *Ceratostreon boussingaulti*, de la Formación Rosablanca, como indicadores de oscilaciones marinas. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo XII, Ingeominas Publicación Geológica Especial 1985. Vol. 16. 16 p.

HORTON, B. K., et al. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital

zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. Geological Society of America Bulletin, 2010, vol. 122, no 9-10, p. 1423-1442.

HUS, R. Structure and Evolution of Transfer Zones in Extensional Tectonic Basins — A Study based on Examples from Lake Baikal and Analogue Sandbox Models. PhD Thesis, Ghent University, 2005.

JAIMES, E.L., LOPEZ, O.A. Contribución al conocimiento geológico del sector sureste de la plancha 120-III-C, Valle Medio del Magdalena. Proyecto de grado Geología. Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Físicoquímicas, 2015. 120 p.

JIMENEZ, G., et al. Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and nonrotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift, Tectonics. 2014. v. 33.

JULIVERT, M. La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga (Colombia S.A.). Bol. Geol., Univ. Ind. de Sant. 1958. vol. 1, p. 7-43.

JULIVERT, M. Nuevos datos sobre la dinámica del ámbito del Macizo de Santander durante el Secundario (Cordillera Oriental, Colombia). Bol. Geol., Univ. Ind. de Sant. 1963. vol. 12, p. 45-49.

JULIVERT, M., Colombie. Lexique stratigraphique International. Precambrian, Paleozoique et Mesozoique. 1968. vol. V, Fasc. 4a, premiere partie: 651 p.

JULIVERT, M. Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, and a comparison with other folded chains. Geol. Soc. Am. Bull. 1970. v. 81, p. 3623-3646.

JULIVERT, M. Curso de Geología estructural. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga. 1986.

KAMMER, A. Tectónica Jurasica de la parte septentrional de la Cordillera Oriental de Colombia. En: Resúmenes presentados durante la IV conferencia de campo del proyecto IGCP-Unesco 322: Correlación de eventos Jurasicos en América del Sur. Geología Colombiana. 1995. v. 20, pp. 162-163.

KAMMER, A. Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. Geología Colombiana. 1999. vol. 24, pp.29-53.

KAMMER, A. Tectónica extensiva Jurásica al margen continental Norandina y el origen de la Falla de Bucaramanga. Resumen Coloquio Triásico-Jurásico en Colombia. Ingeominas, Univ. Indust. Santander, Sociedad Colombiana de Geología. 2001. 1 p.

LANGENHEIM, J.H. Preliminary notes on plant fossils from Late Paleozoic and Early Mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia. Bol. Geol., Univ. Ind. Santander. 1959. vol. 3, pp. 51-53, Bucaramanga.

LANGENHEIM, J.H. Late Paleozoic and Early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón Formation. Bol. Geol., Serv. Geol. Nal. 1960. vol. 8, no 1-3, pp. 95-132.

LANGENHEIM, R.L. Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. Bol. Geol., Univ. Ind. Santander. 1959. vol. 3, pp. 35-50.

LAVARDE, F. La Formación Los Santos: Un depósito continental anterior al ingreso marino del Cretácico. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.), Proyecto Crétacico, contribuciones. Capitulo XX, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985. Vol. 16, 20 p.

LAVARDE, F. y CLAVIJO, J. Análisis facial de la Formación Los Santos, según el corte de «Tu y Yo» (Zapatoca). En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.),

Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo VI, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985. Vol. 16, 9 p.

MCCLAY, K.R. The Mapping of Geological Structures. John Wiley & Sons Ltd, 1987. 168 p.

MCCLAY, K.R. Analogue models of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.D.(Eds.), Inversion tectonics, 44. Geological Society of London, Special Publication. 1989. p. 41-62.

MCCLAY, K.R. Glossary of thrust tectonics terms. Department of Geology, Royal Holloway and Bedford New College, University of London. 1992.

MCCLAY, K.R., et al. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. AAPG Bulletin. 2002. vol. 86, no. 6, pp. 935–959.

MENDOZA, P. Geología y Comportamiento Geoquímico del Uranio en la Formación Girón, en la parte meridional del Anticlinal de Los Cobardes (Santander). Geología Colombiana. 1990. vol. 17, pp. 183-195.

MIALL, A.D. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer Berlin Heidelberg, 3rd printing. 2000. 634 p.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits. 4th printing, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 2006. 599 p.

MITRA, S. Fold accommodation faults. AAPG Bulletin. 2002. Vol.86, No.4, p.671-693.

MONTES, C., Three dimensional structure and kinematics of the Piedras–Girardot foldbelt in the northern Andes of Colombia. PhD thesis, The University of Tennessee, Knoxville, 2001. 201 pp.

MONTES, C.; HATCHER, R. D.; RESTREPO-PACE, P. A. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras–Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 2005, vol. 399, no 1, p. 221-250.

MONTES, C., et al. Arc-continent collision and orocline formation: Closing of the Central American seaway. *Journal of Geophysical Research*. 2012. vol. 117.

MORA, A. Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis Doctoral. Universität Potsdam, 2007. 146 p.

MORLEY, C. K., et al. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *A.A.P.G. Bull.* 1990. vol. 74, p. 1234-1253.

NAVAS, J. Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental). *Boletín Geológico UIS*. 1963. vol. 12, pp. 19 -33.

NICHOLS, G. *Sedimentology and Stratigraphy*. Second Edition. John Wiley & Sons Ltd., 2009. 432 p.

OSORIO-AFANADOR, D.A.; VELANDIA, F.A. Espesor estratigráfico medido y análisis de fracturas en la sección tipo de la Formación Girón (Rio Lebrija). *Resúmenes XV Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga*. 2015. p. 975 – 980

OPPENHEIM, V. Jurassic-Cretaceous (Girón) beds in Colombia and Venezuela. *AAPG Bulletin*. 1940. vol. 24, no. 9, pp 1611-1619.

PARRA, M., et al. Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust belt hinterlands: Example from the Colombian Andes. *Geology*, 2012, vol. 40, no 2, p. 175-178.

PARIS, G., et al. Map and database of quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. U.S Geological Survey, Open-file Report 00-0284. 2000.

PAUL, D. and MITRA, S. Experimental models of transfer zones in rift systems. *AAPG Bulletin*. 2013. vol. 97, no. 5, pp. 759–780.

PATERSON, M.S., WEISS, L.E. Symmetry Concepts in the Structural Analysis of Deformed Rocks. *Geological Society of America Bulletin*. 1961. vol. 72, p. 841-882.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R. Sand and Sandstone. Springer-Verlag New York· Heidelberg· Berlin, 1973. 631 p.

POLLARD, D.D., FLETCHER, R.C. Fundamentals of Structural Geology. Cambridge University Press, 2005. 516 p. UK

PULIDO, O. Geología de las planchas 135, San Gil y 151, Charalá, Cuadrangulo I-12. *Ingeominas. Boletín Geológico*. 1979. vol. 23, no. 2, 69 p.

QGIS, D. T. Quantum GIS geographic information system. Open Source Geospatial Foundation Project. 2011.

RAMSAY, J.G., HUBER M.I. The techniques of modern structural geology, Volume 2: Folds and fractures. London: Academic Press, Elsevier Ltd., 1987. 406 p.

REINECK, H.E., SINGH, I.B. Depositional Sedimentary Environments With Reference to Terrigenous Clastics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 1973. 453 p.

RENZONI, G. Paleoambientes de la Formación Tambor en la Quebrada Pujamanes. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo III, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985. Vol. 16, 18 p.

ROCHA-URBINA, M.A. Estudio facial de la secuencia de la Formación Girón aflorante sobre la carretera que conduce al Ruitoque Golf Club. Proyecto de grado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías fisicoquímicas, 2005. 116 p.

RODRIGUEZ, C., y ROJAS, R. Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácica en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo XXI, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985. Vol. 16, 21 p.

ROEDER, D.; CHAMBERLAIN, R. L. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution. 1995.

ROLON, L. Structural Geometry of the Jura-Cretaceous Rift of the Middle Magdalena Valley Basin-Colombia. Msc. Tesis. West Virginia University. 2004.

ROSELLO, E. A. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial. 2001. no.5, pp. 19-43.

ROSSELLO, E. A. La Sintaxis Tectónica Neógena de las Cordilleras Oriental y Santander: Aportes de Modelos Analógicos y Controles Regionales Sobre los Sistemas Petroleros. En: Neogene Tectonic Thesis of the Eastern Cordillera and Santander: Contributions. 2004.

ROSS, I., et al. AFTA apatite fission track analysis constraints on the Mesozoic to Quaternary thermal and tectonic evolution of the Middle Magdalena Basin and

Santander Massif, Eastern Cordillera, Bucaramanga area, Colombia. En X Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, Memoir, Cartagena, Colombia. 2009

ROYERO, J.M. y VARGAS, R. Geología del Departamento de Santander. Escala Escala 1:300.000. 1999.

ROYERO, J.M. y CLAVIJO, J. Mapa geológico generalizado departamento de Santander.- Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear -INGEOMINAS-. Escala 1: 400.000. 2001. 92 p.

SARMIENTO, L.F. Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. Amsterdam: PhD Thesis Vrije Universiteit, 2001. 297 p.

TABOADA, A., et al. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics. 2000. vol. 19, no. 5, p. 787-813.

TORO, J. The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia, Msc. Tesis. Tucson: University of Arizona, 1990. 53 p.

TOUSSAINT, J.F. Evolución geológica de Colombia 2. Triásico Jurásico. Contribución al IGCP 322 "Correlation of Jurassic events in South America" International Geological Correlation Programme Unesco IUGS. Univ. Nacional de Colombia. 1995. 94p.

TRUMPY, D. Pre-Cretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Amer. 1943. vol. 54, no. 9, pp. 1281-1304.

UJUETA, G. Lineamientos de dirección Noroeste- Sureste en los departamentos de Santander y Norte de Santander, Colombia.- Boletín de Geología, UIS, 1991. v. 20, no. 35, p. 27-51.

VARGAS, H., et al. Corte estratigráfico panorámico de la Formación Los Santos carretera quebrada el Medio-El Boquerón (Santander). En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaño (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo III, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985. Vol. 16, 18 p.

VAN DER PLUIJM, B., MARSHAK, S. Earth Structure an introduction to structural geology and tectonics. Second Edition, W. W. Norton & Company, Inc. 2004.

VELANDIA, F. Interpretación de la transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyaca a partir de imagenes Landsat TM. Boletín de Geología. 2005. vol. 27, no. 44,

VERA, J 1994. Estratigrafía Principios y Métodos. Madrid: Editorial Rueda.

WARD, D., et al. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona departamento de Santander. Instituto nacional de investigaciones geológico-mineras. 1973. Vol. 1-3, no. 21, p. 1-32.

WARD, D.E., et al. Mapa Geológico Del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga. Escala 1:100.000. 1977.