

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y MICROTTECTÓNICO  
DE LA FALLA DE CAPACHO, ESTADO TÁCHIRA,  
VENEZUELA**

PRESENTADO ANTE LA ILUSTRE  
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

Por los T.S.U:

Chacón M. Juan C. C.I: 14.265.240

Pernía C. Imelda Y. C.I: 14.042.911

Caracas, Junio 2010

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y MICROTTECTÓNICO  
DE LA FALLA DE CAPACHO, ESTADO TÁCHIRA,  
VENEZUELA**

Tutor Académico: Prof. Toribio Enrique

PRESENTADO ANTE LA ILUSTRE  
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

Presentado por:

T.S.U, Chacón M. Juan C. C.I: 14.265.240

T.S.U, Pernía C. Imelda Y. C.I: 14.042.911

Caracas, Junio 2010

Caracas, Junio de 2010

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los T.S.U Chacón M. Juan C y Pernía C. Imelda Y.

**“ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y MICROTTECTÓNICO  
DE LA FALLA DE CAPACHO, ESTADO TÁCHIRA,  
VENEZUELA”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

---

Ricardo Alezones

Jurado

---

David Mendi

Jurado

---

Enrique Toribio  
Tutor Académico

*A mis Padres Cecilia Maldonado de Chacón  
y Carlos Chacón, y a la memoria de José Cabezas.*

*Juan Carlos*

*Dedicatoria*

*A mis Padres Aura de Pernía y  
Orlando Pernía los Amo.  
Imelda*

**AGRADECIMIENTOS**

## ***Juan Carlos***

Gracias a mi Dios por darme la vida.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela mi segunda casa, la cual me abrió sus puertas y permitió que llenara mis sueños de realidad, gracias mí siempre Universidad por permitirme alcanzar mis metas, te llevaré en mi corazón y pensamientos siempre.

A mi profesor y tutor Enrique Toribio por el tema de tesis y su valiosa colaboración en la ejecución de este trabajo, a los profesores: Ricardo Alezones y André Singer por su generosa e incondicional colaboración en la revisión del trabajo pero además por la trasmisión de conocimientos impartidos durante la carrera, a la Sra. Morella por su amable colaboración en la biblioteca de la escuela.

A mi amiga y compañera de tesis Yeli quien me ha ofrecido su valiosa amistad durante todos estos años, mis amigos: Wilmer Lozada y especialmente a Ender Rivas por toda su gran ayuda en la ejecución de este trabajo, a él Pija, Firas, Luis Palma por su amistad.

A la familia Franco quien ha sido también mi segunda familia, gracias por tenderme la mano en los momentos difíciles incondicionalmente. También a la Sra Nelly por su apoyo y amistad.

A mi novia, compañera y amiga Nerlly Cabezas por todo su apoyo y estar conmigo siempre, sencillamente gracias mi amor por existir.

Finalmente a mi preciosa familia, a mis amados padres por creer siempre en mí y apoyarme en todos los aspectos de mi vida, gracias mamita y papito, a mis hermanos por apoyarme siempre y en especial gracias mi viejo Oni por el apoyo prestado en el trabajo de campo.

## ***Imelda Pernía***

A DIOS por ser mi todo, la fuente de vida, de sabiduría, y de amor gracias Señor por creer en mí y estar a mi lado en todo momento no hay tinta ni papel para expresarte lo maravilloso que eres.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela por haberme brindado la oportunidad de realizar mis estudios en la facultad de Ingeniería.

A nuestro Profesor y Tutor Enrique Toribio por plantear este tema tan interesante, por su apoyo y estímulo para la realización de este trabajo.

A mi Padre por enseñarme a ser una persona responsable y correcta en todas las cosa, a mi Madre por ser la mujer maravillosa que es, por enseñarme constancia y a no desmayar en las dificultades sino a terminar lo que se empieza, gracias mami por creer en mí, por ayudarme en todo momento y por tus palabras de motivación cada vez que lo necesité, aunque estando fuera de casa siempre estuviste, lo logramos. A mi hermana por el apoyo en esta etapa tan importante de mi vida.

A todos los profesores que integra la escuela de Geología, gracias por todos los conocimientos que impartieron durante estos años, entre estos mencionaré al profesor Sheret, profesor Mederos, profesor Lenin, profesora Olga Rey, profesor De Santis, profesor Falcón, profesora Ángela Rojas, profesor Sebastián Grande, profesor Quintero, profesora Carolina Machillanda, profesora Aleida, profesor Orlando Méndez, profesor Pietro De Marco, y por ultimo pero no por ser menos importante a los profesores Ricardo Alezones, y André Singer por su ayuda incondicional en la realización de este trabajo.

A Juan Carlos Chacón (Juancho) mi compañero de tesis y amigo, gracias por tu paciencia y por tu comprensión en esta última etapa de la universidad, Dios te bendiga Juan y te conceda el mejor trabajo para que puedas desempeñar y seguir enriqueciendo tus conocimientos, te aprecio mucho amigo lo logramos.

A la familia Sotillo Lobo, por abrirme las puertas de su casa, y hacerme parte de su familia, los amo mucho, gracias por los consejos por las oraciones y por su amistad, siempre los tendré en mi corazón no tengo como agradecerles tanta ayuda para poder alcanzar este sueño; también a Mary, la abuela Teresa, Jesmary y Jesús, gracias por sus oraciones.

A Ender Riva, Sra. Mórela y Wilmer Lozada por su amable colaboración y apoyo en la realización de este trabajo.

A Antonio Bertsch por ser mi mejor amigo, mi compañero hasta mi profesor, gracias mi amor por tu apoyo a lo largo de la carrera este triunfo también es tuyo te Amo.

A Nailett Sotillo y a Christian Huanca, a ella por ser una hermana para mí, gracias Nai por todo lo bonito que pasamos durante la carrera, por tu ayuda y apoyo cuando más lo he necesitado, nunca te voy a olvidar eres una gran persona. Y a él por nunca quejarse ni decirme un no por respuesta cada vez que necesite un favor te quiero mucho amigo gracias por todos los momentos que compartimos muchacos.

A mis amigos lindas personas que dejaron huellas en mi a lo largo de la carrera, Tamara, Julio, Winkel, Nailett, Christ, Aura, Carlos, Angel, Javier, Maibely, Andrés, Firas, gracias por todos los momentos que compartimos, dentro y fuera de los salones de clase, y en sus casas estudiando como locos para presentar parciales.

A la Iglesia M.I.R.A.V en especial a los pastores principales, y todos los pastores de red por siempre tener una palabra de motivación, gracias por sus oraciones.

A mis tíos Dilía Botello y Oscar Pernía por su motivación a lo largo de toda la carrera.

Chacón M. Juan C, Pernia C. Imelda Y

## **ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y MICROTTECTÓNICO DE LA FALLA DE CAPACHO, ESTADO TÁCHIRA, VENEZUELA**

**Tutor Académico: Prof. Toribio Enrique. Trabajo Especial de Grado.  
Caracas U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología Minas y  
Geofísica (Geología). Año 2010, 226 p.**

**Palabras Claves:** Estado Táchira, Falla de Capacho, Microtectónica,  
Geomorfología.

### **Resumen.**

Se realizó el análisis geológico estructural de un transecto de los Andes venezolanos meridionales ubicado en el estado Táchira en una extensión de 600 km<sup>2</sup>, con el objetivo de definir el estilo morfoestructural y la dirección de los esfuerzos principales para interpretar la configuración estructural de la falla de Capacho la cual es una estructura de tipo dextral con orientación NE-SW, esta estructura constituye la expresión más notoria dentro de la zona de estudio; y junto a la falla de San Cristóbal, y la falla El Zumbador forman el sistema de fallas de Boconó en el estado Táchira.

La depresión del Táchira es una silla estructural que separa a los Andes Venezolanos de la Cordillera Oriental de Colombia, en esta se encuentra una potente secuencia sedimentaria de más de 7.500 m de espesor que se depositó desde el Jurásico hasta el Cuaternario. La zona de estudio este registro sedimentario está conformado por las formaciones La Quinta, Río Negro, Apón, Aguardiente, Capacho, La Luna, Colón-Mito Juan, Barco, Los Cuervos, Mirador, Carbonera, y terrazas cuaternarias.

El estudio se realizó a través de la interpretación y análisis de mapas geológicos, mapas topográficos a escala 1:50.000, en conjunto con sensores remotos como las fotografías aéreas imágenes *Landsat*, y de *Radar* definiendo de esta manera las estructuras más resaltantes de la zona, también se realizó observaciones de campo con la finalidad de recolectar datos estratigráficos y estructurales para posteriormente hacer el análisis microtectónico y así poder definir los tensores de esfuerzos dominantes de la región.

En el estado Táchira, la traza de la falla de Capacho se puede distinguir gracias al sistema de valles lineales y levantamientos asociados a esta estructura, sin embargo el trazo de la falla no siempre es conspicuo, y esto se debe principalmente a la pérdida de potencial morfogenético de las unidades litológicas involucradas en la deformación, y a la insuficiencia de control estructural como consecuencia de un acomodo del desplazamiento horizontal en una componente vertical.

Por otra parte la falla de Capacho no constituye un patrón único en cuanto a orientación y geometría, por el contrario cambia su geometría de acuerdo al lugar que ocupa, definiendo tres dominios estructurales en función de la orientación de

la falla: sistemas transpresivos (orientación de la falla NE-SW), sistemas transtensivos (orientación de la falla E-W) y fallas inversas cuando la falla tiene una orientación aproximadamente N-S

Para el análisis microtectónico se tomaron datos en 38 estaciones de las cuales se tomaron en cuenta 15 de ellas debido a la cantidad, calidad de datos estructurales a escala de afloramiento y a la presencia de indicadores cinemáticos en los mismos, luego de analizados los datos a través de métodos automáticos de inversión de esfuerzos (*Win-Tensor*, *Tectonics FP*, *Faille*, *Tecto*) fue posible determinar estadísticamente dos estados de esfuerzos el primero con una dirección NW-SE y el segundo NE-SW. Se proponen dos ideas principales para la explicación de los tensores, la primera radica en la consideración de una rotación del vector de compresión NW-SE y la segunda implica la rotación de bloques corticales en las cercanías de la falla principal.

## ÍNDICE

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.2 JUSTIFICACIÓN.....	2
1.3 OBJETIVO GENERAL.....	4
1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.5 UBICACIÓN DE LA ZONA.....	4
1.6 VÍAS DE ACCESO.....	6
1.7 TRABAJOS PREVIOS.....	7
1.8 MARCO METODOLÓGICO.....	13
CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO.....	26
2.1 BORDES DE PLACA.....	26
2.2 PROPIEDADES MECÁNICAS.....	29
2.3 MODELOS ESTRUCTURALES ASOCIADOS A FALLAMIENTO TRANSCURRENTE.....	30
2.4 MODELO DE FALLAS CONJUGADAS DE ANDERSON.....	31
2.5 EVIDENCIAS DEL SISTEMA DE FALLAS TRANSCURRENTES.....	32
2.6 MICROTTECTÓNICA.....	40
2.6.1 Criterios Microtectónicos para la Determinación del Sentido de Movimiento de un Plano de Falla.....	41
2.7 PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA APLICADA A LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	43
2.8 SELECCIÓN DE LOS DATOS Y SU SEPARACIÓN EN SUBTIPOS.....	45
2.9 PROGRAMAS USADOS Y SUS MÉTODOS.....	48
CAPÍTULO III GEOGRAFÍA FÍSICA.....	54
3.1 TOPOGRAFÍA.....	54
3.2 PENDIENTE.....	57
3.3 HIDROGRAFÍA.....	59
3.4 TEMPERATURA.....	63
3.5 PLUVIOSIDAD.....	65

3.6 ZONAS DE VIDA.....	67
3.7 COBERTURA VEGETAL.....	71
CAPÍTULO IV MARCO GEOLÓGICO.....	72
4.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	72
4.1.2 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LOS ANDES VENEZOLANOS.....	76
4.2 GEOLOGÍA LOCAL.....	81
4.2.1 ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	81
4.2.1.1 Mesozoico.....	84
4.2.1.1.1 Jurásico.....	84
4.2.1.1.1.1 Formación La Quinta.....	84
4.2.1.1.2 Cretácico.....	86
4.2.1.1.2.1 Formación Río Negro.....	86
4.2.1.1.2.2 Formación Apón.....	87
4.2.1.1.2.3 Formación Aguardiente.....	88
4.2.1.1.2.4 Formación Capacho.....	90
4.2.1.1.2.5 Formación La Luna.....	91
4.2.1.1.2.6 Formación Colón-Mito Juan.....	93
4.2.1.2 Cenozoico.....	94
4.2.1.2.1 Terciario.....	94
4.2.1.2.1.1 Formación Barco.....	94
4.2.1.2.1.2 Formación Los Cuervos.....	95
4.2.1.2.1.3 Formación Mirador.....	97
4.2.1.2.1.4 Formación Carbonera.....	98
4.2.1.2.2 Cuaternario.....	100
4.2.1.2.2.1 Terrazas.....	100
4.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL.....	101
CAPÍTULO V PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	105
5.1 OBSERVACIONES MORFOESTRUCTURALES.....	105
5.1.1 CARACTERIZACIÓN DE RASGOS FISIográficos.....	106
5.1.1.1 Unidad de Montañas.....	107
5.1.1.1.1 Sierra la Maravilla (T.1).....	107

5.1.1.1.2 Levantamiento de Borotá (T.2).....	109
5.1.1.1.3 Levantamiento de Independencia (T.3).....	109
5.1.1.1.4 Sierra de Cazaderos (T.4).....	110
5.1.1.2 Valles Intramontinos.....	115
5.1.1.2.1 Valle del Río Torbes (T.5).....	115
5.1.1.2.2 Valle de la Quebrada La Danta (T.6).....	115
5.1.1.2.3 Depresión de Peribeca (T.7).....	117
5.1.1.2.4 Valle de la Quebrada La Capacha (T.8).....	117
5.1.1.2.5 Depresión de Michelena (T.9).....	118
5.1.1.2.6 Piedemonte Aluvial (T.10).....	120
5.1.2 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL.....	121
5.1.2.1 Plegamientos.....	123
5.1.2.1.1 Sinclinal de Las Dantas.....	123
5.1.2.1.2 Anticlinal de Capote-La Mulera.....	123
5.1.2.1.3 Anticlinal de Libertad.....	124
5.1.2.1.4 Sinclinal de Rubio.....	125
5.1.2.1.5 Anticlinal de Llano Grande.....	125
5.1.2.1.6 Anticlinal de Borotá.....	126
5.1.2.1.7 Anticlinal de La Fila.....	126
5.1.2.2 Fallamiento.....	128
5.1.2.2.1 Falla de Capacho.....	129
5.1.2.2.2 Falla de Llano Grande.....	131
5.1.2.2.3 Falla de Borotá .....	131
5.1.2.2.4 Falla La Cuesta.....	132
5.1.2.2.5 Falla de Caña Brava.....	132
5.1.2.2.6 Falla Las Dantas.....	132
5.1.2.2.7 Falla de Bramón.....	133
5.1.3 ANÁLISIS DEL TRAZADO DE LA FALLA DE CAPACHO....	133
5.1.4 MORFOTECTÓNICA.....	139
5.1.4.1 Escarpes de falla.....	140
5.1.4.2 Drenajes.....	141
5.1.4.3 Lomos de Falla y Lomos de Presión.....	144

5.1.4.4 Cuencas de tracción y lagunas tectónicas.....	148
5.2 MICROTTECTÓNICA.....	151
5.2.1 Estación Microtectónica FC-001.....	153
5.2.1.1 Generalidades.....	153
5.2.1.2 Estructuras Observadas.....	154
5.2.1.3 Análisis Cinemático.....	155
5.2.2 Estación Microtectónica FC-002.....	157
5.2.2.1 Generalidades.....	157
5.2.2.2 Estructuras Observadas.....	159
5.2.2.3 Análisis Cinemático.....	160
5.2.3 Estación Microtectónica FC-003-004.....	162
5.2.3.1 Generalidades.....	162
5.2.3.2 Estructuras Observadas.....	163
5.2.3.3 Análisis Cinemático.....	164
5.2.4 Estación Microtectónica FC-006.....	165
5.2.4.1 Generalidades.....	165
5.2.4.2 Estructuras Observadas.....	166
5.2.4.3 Análisis Cinemático.....	168
5.2.5 Estación Microtectónica FC-010.....	169
5.2.5.1 Generalidades.....	169
5.2.5.2 Estructuras Observadas.....	171
5.2.5.3 Análisis Cinemático.....	172
5.2.6 Estación Microtectónica FC-014.....	173
5.2.6.1 Generalidades.....	173
5.2.6.2 Estructuras Observadas.....	174
5.2.6.3 Análisis Cinemático.....	176
5.2.7 Estación Microtectónica FC-020.....	179
5.2.7.1 Generalidades.....	179
5.2.7.2 Estructuras Observadas.....	180
5.2.7.3 Análisis Cinemático.....	182
5.2.8 Estación Microtectónica FC-024.....	183
5.2.8.1 Generalidades.....	183

5.2.8.2 Estructuras Observadas. ....	184
5.2.8.3 Análisis Cinemático.....	186
5.2.9 Estación Microtectónica FC-039.....	188
5.2.9.1 Generalidades. ....	188
5.2.9.2 Estructuras Observadas.....	188
5.2.9.3 Análisis Cinemático.....	190
5.2.10 Estación Microtectónica FC-030.....	192
5.2.10.1 Generalidades.....	192
5.2.10.2 Estructuras Observadas.....	193
5.2.10.3 Análisis Cinemático.....	194
5.2.11 Estación Microtectónica FC-033.....	195
5.2.11.1 Generalidades.....	195
5.2.11.2 Estructuras Observadas.....	196
5.2.11.3 Análisis Cinemático.....	198
CAPÍTULO VI DISCUSIÓN.....	200
6.1 DISCUSIONES GENERALES.....	200
6.2 CONCLUSIONES.....	208
6.3 RECOMENDACIONES.....	210
BIBLIOGRAFÍA.....	211
ANEXOS.....	224
Anexo 1 Mapa Geológico Estructural de San Cristóbal escala	
1:50.000.....	225
Anexo 2 Mapa Morfotectónico de San Cristóbal a escala	
1:100.000.....	226

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura N° 1.1 Mapa de tensores de esfuerzo en la zona occidental y central de Venezuela.....	3
Figura N° 1.2 Mapa Geológico de relieve de Venezuela de la USGS (2005).....	5
Figura N° 1.3 Mapa de vías de acceso de la zona de estudio.....	6
Figura N° 1.4 Cuadro Metodológico.....	15
Figura N° 1.5 Fotografías aéreas digitalizadas y georeferenciadas con el software <i>ArcGis</i> .....	20
Figura N° 1.6 Imagen <i>Landsat</i> .....	21
Figura N° 1.7 Imagen de <i>Radar</i> .....	21
Figura N° 1.8 Modelo de Elevación Digital (DEM).....	22
Figura N° 1.9 Fotografía mostrando rumbo, buzamiento y plunge de una estría. Dirección de la foto (95°).....	24
Figura N° 2.1 Bloques diagramáticos que muestran la tectónica extensional. El fallamiento normal es el que predomina en estas zonas de deformación.....	27
Figura N° 2.2 Bloques diagramáticos que muestran la tectónica compresional. El fallamiento inverso es la fractura predominante en estas zonas de deformación.....	28
Figura N° 2.3 Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica transformante. El fallamiento transcurrente es la estructura predominante de estas zonas de deformación. En esta figura se muestra una cuenca <i>pull-apart</i> y un pequeño graben que conecta los extremos de ambas fallas transcurrentes.....	28
Figura N° 2.4 Orientación de los corrimientos respecto al régimen de esfuerzos según el modelo de Anderson.....	29
Figura N° 2.5 a) Esquema del diagrama de Wilcox. b) Elipsoide de deformación de Wilcox.....	31
Figura N° 2.6 Bloques diagramáticos que muestran los diferentes sistemas conjugados de fallas a partir de la teoría de fallamiento de Anderson. a)	

Falla Normal, b) Falla Inversa, c) Falla Transcurrente.....	32
Figura N° 2.7 Placa de arcilla donde se observa cizalla simple.....	33
Figura N° 2.8 Geometría curva de una falla transcurrente donde se observa en la parte superior la extensión e inferior compresión.....	34
Figura N° 2.9 Superior formación de una cuenca de tracción ( <i>pull-apart</i> ). Inferior formación de un lomo de presión ( <i>pop-up</i> ).....	34
Figura N° 2.10 a) Relevos de extensión. b) Relevos de compresión.....	35
Figura N° 2.11 a) Lomos de líneas de fallas. b) Laguna de falla.....	35
Figura N° 2.12 Modelo de una falla transcurrente en profundidad y en superficie donde genera cizallas tipo Riedel sintéticas que produce lomo de presión con estructuras en flor en zonas de traslape.....	36
Figura N° 2.13 Lomo de obturación, escarpe de falla. ....	37
Figura N° 2.14 Drenaje Rectilíneo.....	37
Figura N° 2.15 Drenaje Desplazado.....	38
Figura N° 2.16 Valle lineal.....	39
Figura N° 2.17 Ensilladura de falla.....	40
Figura N° 2.18 Fotografía donde se observan las canaladuras o estrías en un plano de falla representadas por las líneas negras. Dirección de la foto (135°).....	41
Figura N° 2.19 Facetas escalonadas.....	42
Figura N° 2.20 Marcas de fricción.....	42
Figura N° 2.21 Riedel y el ángulo de inclinación.....	43
Figura N° 2.22 Superficie estriada.....	43
Figura N° 2.23 Proyección Esférica Equiangular.....	44
Figura N° 2.24 Proyección Esférica Equiareal.....	45
Figura N° 2.25 Separación de un conjunto imaginario de datos en subclases por medio de un proceso automatizado de separación. ....	48
Figura N° 2.26 Diedros rectos y mecanismo focal de una falla.....	49
Figura N° 2.27 Principios del método del Diedro Recto (en el hemisferio inferior de la red de Shmidt.....	51
Figura N° 3.1 Topografía del área de estudio (DEM).....	56

Figura N° 3.2 Terraza donde se muestra la ciudad de Cordero ubicado al noreste del Estado Táchira, altura 1.149 msnm.....	57
Figura N° 3.3 Mapa de pendiente.....	58
Figura N° 3.4 Mapa Hidrográfico.....	60
Figura N° 3.5 Río Torbes en temporada de sequía.....	61
Figura N° 3.6 Quebrada la Dantera, cerca de Peracal. Dirección de la foto (30°).....	62
Figura N° 3.7 Mapa de Isotermas.....	64
Figura N° 3.8 a) Mapa de alturas. b) Mapa de Isoyetas.....	66
Figura N° 3.9 Mapa de zonas de vida.....	70
Figura N° 3.10 Porcentajes de cobertura vegetal.....	71
Figura N° 4.1 Interacción entre las placas Caribe, Suramerica y Nazca.....	73
Figura N° 4.2 Emplazamiento de Placa Caribe y Placa Suramericana. El alineamiento central corresponde a la falla de Boconó.....	74
Figura N° 4.3 Mapa estructural de la fase tectónica compresiva donde se observa el Punzón de Pamplona (representado por el cabalgamiento de Chinacota, la falla de Boconó y la falla de Chucarima). El cuadro rojo representa la zona de estudio.....	75
Figura N° 4.4 Evolución del borde norte de Suramérica a partir del Cretácico Tardío.....	77
Figura N° 4.5 Evolución del borde norte de Suramérica a partir del Cretáceo Tardío.....	79
Figura N° 4.6 Cuadro resumen de la evolución geodinámica de los Andes Venezolanos.....	80
Figura N° 4.7. Columna estratigráfica del área de estudio.....	83
Figura N° 4.8 La línea roja indica el contacto discordante entre la Formación la Quinta y la Formación Río Negro. Orientación de la foto (140°).....	85
Figura N° 4.9 Afloramiento de la Formación Aguardiente. Dirección de la fotografía (40°).....	90
Figura N° 4.10 Afloramiento de la Formación Capacho la línea roja indica el contacto con la Formación Aguardiente. Dirección de la fotografía	

(45°).....	91
Figura N° 4.11. Afloramiento de la Formación La Luna donde se observan las calizas ftaníticas. Dirección de la foto (65°).....	92
Figura N° 4.12 floramiento de la Formación Barco donde se observa la intercalación de base a tope de areniscas, lutitas y limos. Dirección de la foto (145°).....	95
Figura N° 4.13 Afloramiento de la Formación Cuervos se puede observar la intercalación de arcillitas, lutitas, carbón y areniscas. Dirección de la foto (95°).....	96
Figura N° 4.14 Afloramiento de la Formación Carbonera. Dirección de la foto (45°).....	99
Figura N° 4.15 Terraza donde se muestra la ciudad de Cordero ubicado al noreste del Estado Táchira, altura 1.149 msnm.....	100
Figura N° 4.16 Mapa tectónico de la región del Táchira.....	103
Figura Nª 4.17 Cortes estructurales del Táchira.....	104
Figura N° 5.1 Mapa de relieve de los Andes Venezolanos. Los elipses rojos delimitan los valles lineales asociados a las zonas de falla.....	105
Figura N° 5.2 Mapa de Unidades Topográficas.....	106
Figura N° 5.3 a) Mapa en relieve donde se detalla la orientación NE-SW de la Sierra la Maravilla. b) Corte topográfico.....	108
Figura N° 5.4 Imagen 3D con vista a la Sierra La Maravilla.....	108
Figura N° 5.5 Imagen 3D con vista al norte de Peribeca donde se encuentra el levantamiento de Borotá, la línea resalta la orientación de la cresta apuntando hacia el declive de las mismas.....	109
Figura N° 5.6 Imagen 3D donde se resalta el levantamiento de Independencia .....	110
Figura N° 5.7 a) Mapa en relieve de la Sierra de Cazadero. b) Cortes topográficos A-A' y B-B'.....	111
Figura N° 5.8 Fotografía panorámica con vista al cerro Rangel y confluencia de las quebradas La Laja y La Danta. Las flechas indican el cambio de dirección de la Sierra de Cazadero. Dirección de la fotografía (150°).....	112

Figura N° 5.9 a) Mapa topográfico en relieve donde se observa una garganta transversal al cerro Rangel. b) Fotografía con vista al este del cerro Rangel. Tomada desde la carretera Rubio-Peracal.....	112
Figura N° 5.10 a) Mapa topográfico en relieve, donde se puede observar las formas arqueadas de las filas al oeste de Independencia. b) Situación relativa.....	113
Figura N° 5.11 a) Mapa topográfico en relieve donde se muestra filas en forma de T pertenecientes a la Unidad II. b) Situación relativa.....	114
Figura N° 5.12 a) Mapa topográfico en relieve donde se muestra la fila de orientación NW-SE pertenecientes a la Unidad II. b) Situación relativa.....	114
Figura N° 5.13 Mapa topográfico en relieve donde se detalla el valle del río Torbes.....	116
Figura N° 5.14 Mapa topográfico en relieve, donde se detalla el valle de la quebrada La Danta.....	116
Figura N° 5.15 a) mapa en relieve detallando la depresión de Peribeca. b) cortes topográficos A-A' y B-B'.....	117
Figura N° 5.16 Mapa topográfico en relieve, donde se detalla el valle de la quebrada La Capacha.....	118
Figura N° 5.17 a) Mapa en relieve donde se detalla la depresión de Michelena al norte del poblado de Peribeca. b) Imagen 3D de la misma área.....	119
Figura N° 5.18 Fotografía panorámica con vista al poblado de Cordero, donde se observan 4 niveles de terrazas cuaternarias. Dirección de la fotografía (120°).....	120
Figura N° 5.19 Vista de abanicos–terrazas de edad cuaternaria cerca del poblado de Cordero, las flechas indican la polaridad de los mismos. Dirección de la fotografía (170°).....	121
Figura N° 5.20 Mapa Estructural.....	122
Figura N° 5.21 Imagen 3D con vista al anticlinal asimétrico de Capote al oeste del poblado de Rubio.....	124

Figura N° 5.22 a) Mapa geológico-estructural detallando el anticlinal Llano Grande. b) Corte geológico A-A' .....	126
Figura N° 5.23 a) Mapa geológico-estructural detallando el anticlinal de La Fila. b) Corte geológico A-A' .....	127
Figura N° 5.24 Mapa tectonoestratigráfico simplificado del Táchira, donde se detallan los bloques estructurales que definen la falla de Capacho.....	130
Figura N° 5.25 Expresión topográfica de la falla de Capacho, donde se puede apreciar la forma en V del valle asociado al fallamiento. Dirección de la foto (155°).....	136
Figura N° 5.26 Mapa en relieve, detallando el rumbo de las serranías que limitan el valle de la falla de Capacho.....	137
Figura N° 5.27 Vista panorámica de un valle lineal tomada desde el poblado de La Mulera. Dirección de la fotografía N-S.....	138
Figura N° 5.28 a) Imagen <i>Landsat</i> . b) Imagen <i>Landsat</i> detallando la traza de la falla de Capacho.....	139
Figura N° 5.29 Fotografía aérea donde se detalla un escarpe de falla.....	141
Figura N° 5.30 Fotografía aérea donde se detalla la quebrada Caternica desplazada dextralmente (dx) en una longitud aproximadamente de 1200 m .....	142
Figura N° 5.31 Fotografía aérea donde se detallan las quebradas La Dantera y La Laja, desviadas por el prominente cerro Rangel.....	142
Figura N° 5.32 Imagen 3D donde con vista al oeste de Rubio, donde se detalla un <i>wind gap</i> en las cercanías de la quebrada La Dantera.....	143
Figura N° 5.33 Bloques diagramáticos de un modelo genérico de lomos de falla y lagos de falla en tramos rectos de fallas transcurrentes, relacionando la geometría del plano de falla con la dirección del movimiento.....	144
Figura N° 5.34 Vista panorámica al lomo de falla ubicado en el poblado de Palmira.....	144
Figura N° 5.35 Mapa en relieve donde se detalla a través de un corte las dimensiones del lomo de presión al oeste de Independencia.....	145

Figura N° 5.36 a) Fotografía aérea donde se detalla el lomo de presión en Libertad. b) Interpretación de la traza de la falla de Capacho la cual corta y desplaza dextralmente la parte noroeste del lomo.....	146
Figura N° 5.37 Mapa en relieve donde se detalla a través de un corte transversal las dimensiones del lomo de presión al oeste de Independencia.....	147
Figura N° 5.38 Vista oblicua al lomo de presión nombrado en la región como Cerro Rangel.....	148
Figura N° 5.39 Mapa estructural en relieve, donde se detalla la zona de relevo dextral que genera una cuenca de tracción, ubicada en el poblado de Peribeca.....	149
Figura N° 5.40 a) Fotografía aérea interpretada donde se detalla el lomo de presión y laguna tectónica asociada, ubicada en el poblado de Sabana Larga. b) Fotografía con vista transversal al trazado de la falla.....	150
Figura N° 5.41 Mapa de ubicación de las estaciones de trabajo las cuales se denotaron con la nomenclatura FC-000. Las líneas en rojo representan las vías principales en el estado Táchira.....	152
Figura N° 5.42 a) Fotografía. b) Afloramiento de arenisca donde se puede observar un sistema de fallas inversas. Orientación de la fotografía (40°).....	153
Figura N° 5.43 Datos de las estructuras para la estación FC-001 representación estereográfica diagrama de rosetas para las fallas. a) Diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	155
Figura N° 5.44 Ficha microtectónica FC-001.....	156
Figura N° 5.45 Mapa estructural en relieve y ubicación del tensor de la estación FC-001 en posición estructural a un frente de corrimiento hacia el levógiro de la falla de Capacho.....	157
Figura N° 5.46 a) Fotografía, Derecha: afloramiento de la estación FC-002. Izquierda: planos estriados de falla pertenecientes a esta estación microtectónica. b) Interpretación estructural de la estación FC-002. ....	158

Figura N° 5.47 Datos de las estructuras para la estación FC-002. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	160
Figura N° 5.48 Ficha microtectónica FC-002.....	161
Figura N° 5.49 a) Fotografía. b) Bosquejo de afloramiento de la estación FC-003, se puede observar la deformación representada por fallas normales. Orientación de la fotografía (40°).....	162
Figura N° 5.50 Datos de las estructuras para la estación FC-003; FC-004. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	164
Figura N° 5.51 Ficha microtectónica FC-003; FC-004.....	165
Figura N° 5.52 a) Fotografía. b) Bosquejo del afloramiento de la estación FC-003, se puede observar la deformación representadas por las fallas normales. Orientación de la fotografía (35°).....	166
Figura N° 5.53 Datos de las estructuras para la estación FC-006. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	167
Figura N° 5.54 Ficha microtectónica FC-006.....	169
Figura N° 5.55 a) Fotografía. b) Bosquejo de afloramiento de la estación FC-10, se puede observar la deformación de las capas causado por fallas inversas. Orientación de la fotografía (45°).....	170
Figura N° 5.56 Datos de las estructuras para la estación FC-010. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	172
Figura N° 5.57 Ficha microtectónica FC-010.....	173
Figura N° 5.58 Afloramiento de la estación FC-014. Las líneas continuas representan fallas, la segmentada falla asumida, las flechas curvas zonas de carcavamiento. Orientación de la fotografía (60°).....	174
Figura N° 5.59 Datos de las estructuras para la estación FC-014. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de roseta para las lineaciones.....	175
Figura N° 5.60 a) Fotografía de plano de falla donde se observa dos	

sistemas de estrías denotado como L1 y L2. b) Bosquejo.....	176
Figura N° 5.61 Ficha microtectónica FC-014-1. Primera fase de deformación.....	178
Figura N° 5.62 Ficha microtectónica FC-014-2. Segunda fase de deformación.....	179
Figura N° 5.63 a) Fotografía de dos planos de falla, donde se observa dos sistemas de estrías. b) Bosquejo.....	180
Figura N° 5.64 Datos de las estructuras para la estación FC-020. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	181
Figura N° 5.65 Ficha microtectónica FC-020.....	183
Figura N° 5.66 Afloramiento de la estación FC-024. Orientación de la fotografía (150°).....	184
Figura N° 5.67 Datos de las estructuras para la estación FC-024. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	185
Figura N° 5.68. Ficha microtectónica FC-024.....	186
Figura N°5.69 Tensor de esfuerzos arrojados por el <i>software Tecto</i> , a) y b) primera y segunda fase deformante respectivamente.....	187
Figura N° 5.70 Plano de falla con dos sistemas de estrías, resaltados en la fotografía por las líneas marcadas en el plano de falla.....	187
Figura N° 5.71 Afloramiento de la estación FC-039. Orientación de la fotografía (150°).....	188
Figura N° 5.72. Fotografía de planos de fallas estriados pertenecientes a la estación FC-039.....	189
Figura N° 5.73 Datos de las estructuras para la estación FC-039. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	190
Figura N° 5.74 Ficha microtectónica FC-039.....	191
Figura N° 5.75 a) Fotografía. b) bosquejo de afloramiento de la estación FC-030, se puede observar un espejo de falla estriado con movimiento dextral. Orientación de la fotografía N-S.....	192

Figura N° 5.76 Datos de las estructuras para la estación FC-030. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	194
Figura N° 5.77 Ficha microtectónica FC-030.....	195
Figura N° 5.78 a) Fotografía. b) Bosquejo de afloramiento de la estación FC-033. Orientación de la fotografía N-S.....	196
Figura N° 5.79 Datos de las estructuras para la estación FC-033. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.....	197
Figura N° 5.80 Ficha microtectónica FC-033.....	198
Figura N° 6.1 Modelo de elevación digital de la parte norte de los Andes Suramericanos.....	200
Figura N° 6.2 Diagrama esquemático de la geometría general de la traza (líneas oscuras) de la Falla de Capacho (FC) y las estructuras asociadas al rumbo de la traza.....	201
Figura N° 6.3 Mapa estructural de la zona de estudio, el cual muestra los resultados de la inversión de esfuerzos calculados en 11 estaciones de trabajo a lo largo del trazo de la falla de Capacho.....	202
Figura N° 6.4. Esquema de una falla en dirección en el borde del cual $\sigma_1$ cambia de rumbo. ....	203
Figura N° 6.5 Partición en una zona transpresiva.....	203
Figura N° 6.6. Modelo para fallas ciegas, confinadas en un medio plástico. Los puntos indican la trayectoria de las partículas, nótese que el esfuerzo (flechas) es particionado hacia los lados de la falla.....	205
Figura N° 6.7 Escape del Bloque de Trujillo bajo relación de esfuerzos regionales ENE-WSW.....	206
Figura N° 6.8. a) Mecanismos de rotaciones en zona de fallamiento transcurrente. b) Dominios estructurales generados por fallas transcurrentes.....	207

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla N° 1.1 Características de las fotografías aéreas.....	18
Tabla N° 3.1 Municipios ubicados en la zona de estudio.....	54
Tabla N° 3.2 Cuadro síntesis con información del área.....	59
Tabla N° 5.1 Bloques estructurales desarrollados en el área de estudio y las fallas que los limitan.....	128
Tabla N° 5.2 Relación del trazado de la falla y la topografía.....	134
Tabla N° 5.3 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-001.....	155
Tabla N° 5.4 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-002 .....	160
Tabla N° 5.5 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-003-004 .....	164
Tabla N° 5.6 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-006 .....	168
Tabla N° 5.7 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-010.....	172
Tabla N° 5.8 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-014. Primera fase de deformación.....	177
Tabla N° 5.9 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-014. Segunda fase de deformación.....	177
Tabla N° 5.10 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-020.....	182
Tabla N° 5.11 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-024.....	186
Tabla N° 5.12 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-039.....	191
Tabla N° 5.13 Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-030.....	194
Tabla N° 5.14 Tensor de esfuerzos Calculado por c/u de los programas, para la estación FC-033.....	198

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

Los Andes venezolanos, localizados en la parte noroeste de Suramérica constituyen una cadena montañosa de 400 km de largo y 100 km de ancho orientada NE-SW y alcanza alturas hasta de 5.000 m en su parte central. Esta cordillera comenzó su levantamiento durante el Mioceno definiendo la configuración tectónica andina probablemente como la consecuencia de la colisión del arco de Panamá contra la placa Suramericana (Audemard F. A 1993, De Toni & Kellogg 1993; Colletta *et al.*, 1997). Hacia el norte la placa oceánica Caribe está siendo subducida bajo ambos bloques continentales. Esta convergencia oblicua provocó una transcurrancia lateral dextral a través de la falla de Boconó que corta la cadena en su parte axial con un rumbo promedio de N60°E (Minster & Jordan, 1978; Kellogg & Bonini, 1982; Mann *et al.*, 1990; Pindell & Erickson, 1995). En el estado Táchira una falla de rumbo similar a la falla de Boconó, llamada falla de Capacho se encuentra cortando el sistema andino comenzando en los páramos tachirenses específicamente desde el páramo El Zumbador al NE, hasta Capacho-San Antonio al SW del estado, para luego cambiar su dirección hacia la cordillera oriental de Colombia en una dirección aproximada N-S (Meier *et al.*, 1987; Boinet *et al.*, 1985).

### 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

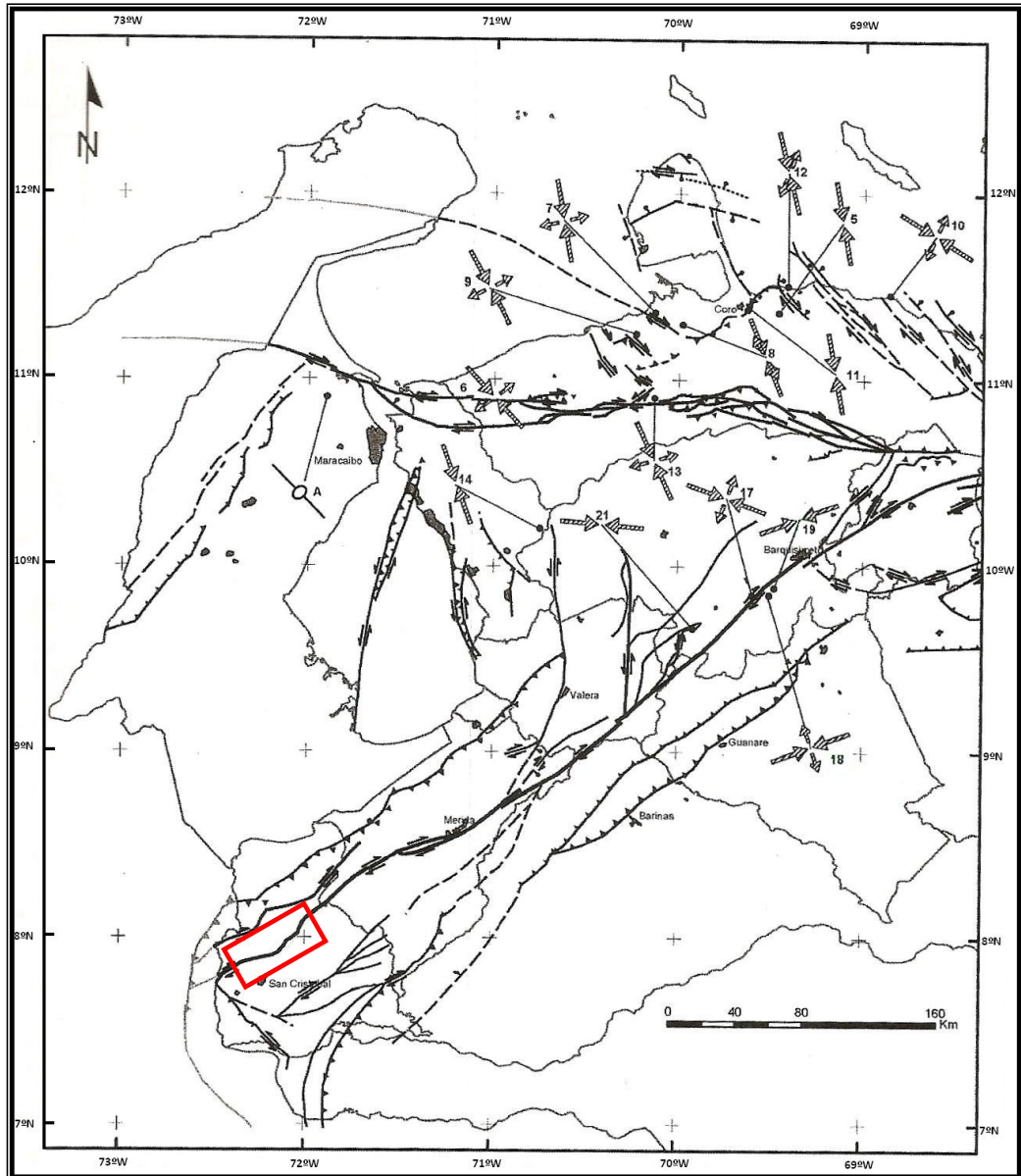
El presente trabajo especial de grado tiene la finalidad de realizar un estudio morfológico y microtectónico del extremo más meridional de la falla de Boconó, citada por algunos autores como falla de Capacho (Renz, 1960; Ferrer, 1977; Meier *et al.*, 1987; Ramirez & Campos, 1972; y otros más); la cual se encuentra ubicada específicamente en el estado Táchira entre el Páramo El Zumbador y Capacho-San Antonio. La misma ha sido objeto de muchos estudios permitiendo comprender el comportamiento de la tectónica y geodinámica que ha incidido en la zona de estudio (Boinet *et al.*, 1985; Beltrán, 1994; Singer & Beltrán, 1996; Audemard & Audemard, 2002); sin embargo, el estudio en detalle de las condiciones dinámicas (microtectónica) que produjeron las deformaciones en

superficie, asociado con la geomorfología para el entendimiento de la configuración estructural local ha sido poco desarrollada en la zona de estudio.

## **1.2 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA**

La falla Boconó ha sido fuente de una cantidad de trabajos geológicos los cuales se han llevado a cabo en los Andes venezolanos (Molnar & Sykes, 1969; Minster y Jordan, 1978; Pérez & Aggarwal, 1981; Schubert, 1980a, Schubert, 1984; Soulas, 1986, Audemard *et al.*, 2005).

Audemard *et al.*, (2005), exhibe un mapa de la región occidental y central de Venezuela (Fig. N° 1.1), donde compila datos microtectónicos de numerosos trabajos a lo largo del sistema de fallas cuaternarias de Venezuela. Pero es de resaltar que dicho mapa no muestra tensores de esfuerzo en la zona meridional del sistema de fallas de Boconó, debido en gran parte a la escases de afloramientos cuaternarios sobre todo en la región del Táchira (*Audemard conversación personal noviembre 2009*). Por tales razones surge la necesidad de realizar un estudio morfoestructural y microtectónico en la zona, con el fin de entender y aportar información acerca del comportamiento de los tensores o paleotensores involucrados en la deformación de la región e interpretar la configuración estructural de esta. Por otra parte la falla de Capacho es una de las estructuras más resaltantes de la región, el entendimiento de su cinemática y su dinámica permite extrapolar esta información a la deformación regional y con ello poder visualizar nuevas regiones de exploración de hidrocarburos.



**Figura N° 1.1** Mapa de tensores de esfuerzo en la zona occidental y central de Venezuela, (Tomado de Audemard *et al.*, 2005). El área marcada en rojo representa la zona de estudio

### **1.3 OBJETIVO GENERAL**

Establecer la configuración tectono-estructural regional, a partir del análisis morfoestructural y microtectónico de la falla de Capacho ubicada en el estado Táchira.

### **1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- a) Realizar un análisis morfoestructural, por medio del uso de las fotografías aéreas de la zona de estudio.
- b) Realizar un estudio microtectónico, a través de datos obtenidos en aquellos afloramientos que puedan ser estudiados.
- c) Obtener las direcciones de los esfuerzos tectónicos principales responsables de las deformaciones ocurridas en la zona.
- d) Integrar la información microtectónica con el análisis fotogeológico y establecer hipótesis acerca de la cinemática de la falla de Capacho.
- e) Generar un mapa geológico estructural de superficie.
- f) Generar mapas de la traza de la falla indicando rasgos morfotectónicos.

### **1.5 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO**

El área de estudio se encuentra ubicada al suroeste del estado Táchira, abarcando un área total de 600 km<sup>2</sup>, se extiende en forma de una franja oblicua NE-SW a través de los municipios José María Vargas, Andrés Bello, Cárdenas, Guasimos, Independencia, Libertad, Junín, y Bolívar, dentro de la periferia de los poblados (Sabana Larga, Monte Carmelo, Cordero, El Torbes, Palmira, Peribeca, Capacho, Rubio, La Mulera, La Dantera, Peracal. El transecto está comprendido entre las coordenadas UTM N (875966-849844) y E (818641-782351). (Fig. N° 1.2).

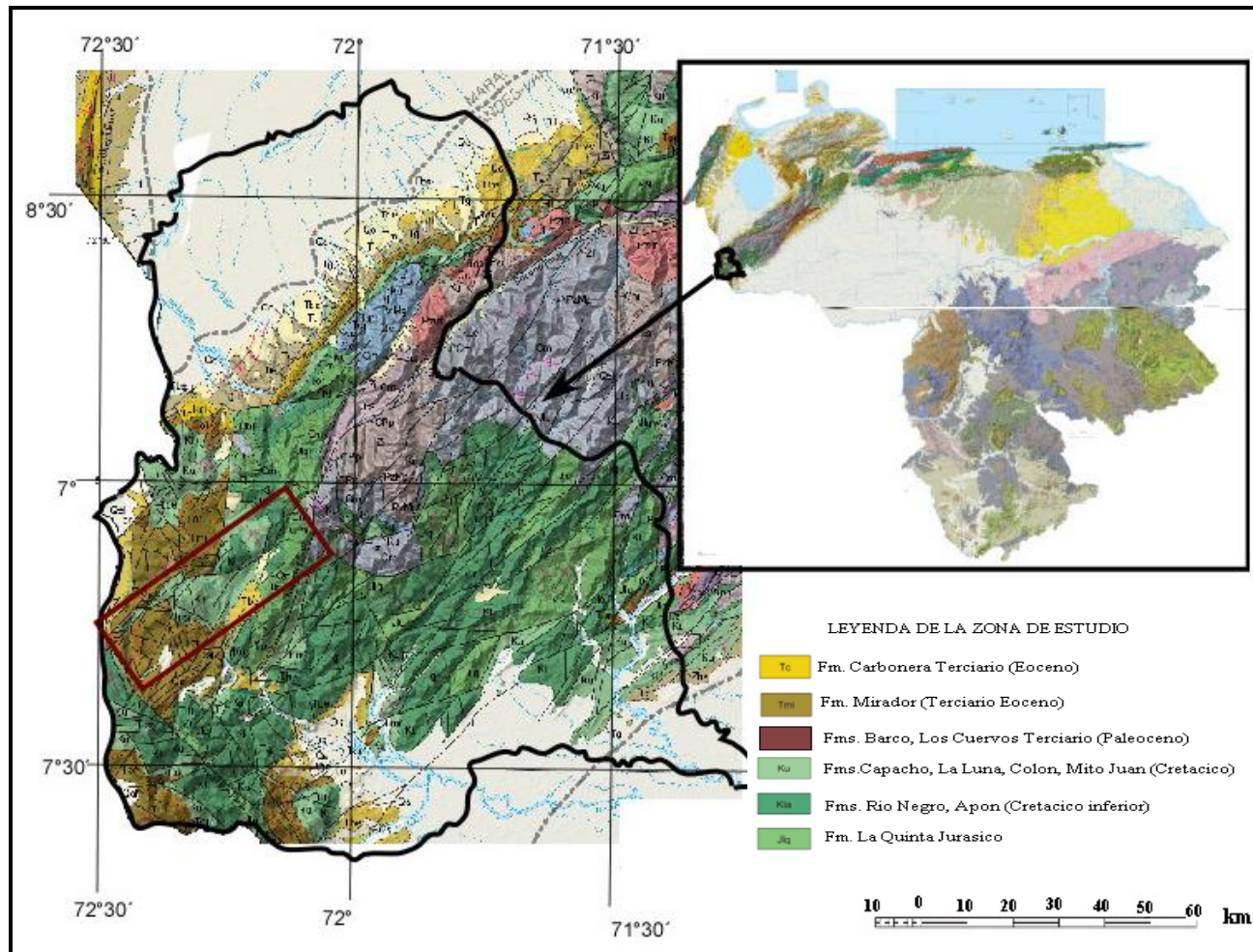
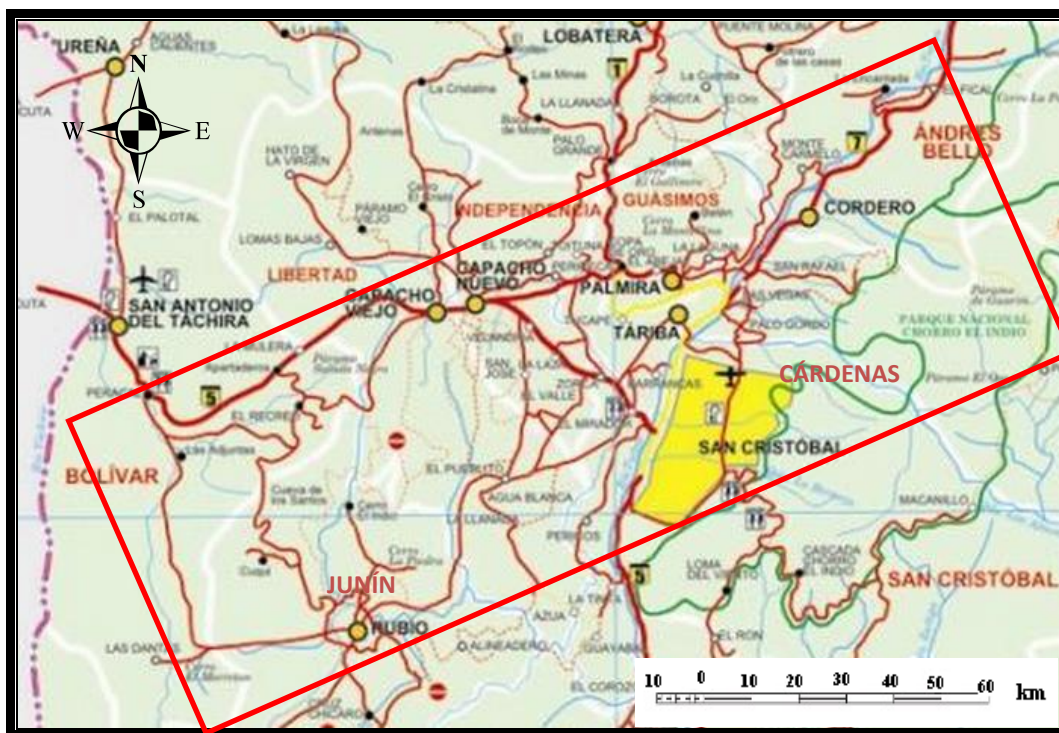


Figura N° 1.2 Mapa Geológico de relieve de Venezuela de la USGS Hackley *et al.*, (2005)

## 1.6 VÍAS DE ACCESO

El acceso a la zona de estudio se realizó principalmente a través de la troncal vía trasandina-Mérida N° 7 ubicada al noreste del estado la cual conecta los municipios Andrés Bello, Cárdenas, Guasimos e Independencia, y por medio de la troncal vía el Llano-Barinas N° 5 al suroeste del estado Táchira conectando los municipios Bolívar, Libertad, (Fig. N° 1.3). La traza de la falla en su mayoría coincide o se hace paralela a estas vías principales, lo que permitió en gran parte la realización del trabajo de campo. Por otra parte por tratarse de una zona de falla y no de una falla individual se accedió a vías secundarias tomando en cuenta el estudio previo de las fotografías aéreas y mapas topográficos para localizar afloramientos, ríos, quebradas, donde se pudieran complementar el levantamiento, en su totalidad el área de estudio está cruzada por carreteras asfaltadas en buen estado.



**Figura N° 1.3** Mapa de vías de acceso a la zona de estudio (tomada y modificada de [www.visitachira.com](http://www.visitachira.com)). El cuadro marcado en rojo representa la zona de estudio.

## 1.7 TRABAJOS PREVIOS

Al realizar la consulta bibliográfica se pudo recopilar información de índole:

### 1.7.1 Tectónica Regional

Schubert (1969), en su trabajo *“Estructuras geológicas de una parte del frente de montañas de Barinas, en los Andes Venezolano”* realizó un estudio de geología estructural en una parte del frente de montañas en el pie de monte andino, y concluyó que la principal unidad estructural presente en el área cartografiada, son enormes bloques de roca de basamento (Grupo Iglesias), los cuales estaban separados por escalones buzando al noreste, o cercanas a fallas verticales a lo largo de las cuales los bloques han sido levantados o deprimidos.

Feo Codecido (1972), en la Conferencia Geológica del Caribe-Margarita expone el trabajo titulado *“Breves ideas sobre la estructura de falla de Oca, Venezuela”* relacionando los sistemas de fallas de transcurrencias dextral de la región andina, con el movimiento relativo entre las placas del Caribe y Suramérica.

Shagam (1972), en el Congreso Geológico Venezolano Tomo II propone la *“Evolución tectónica de los Andes venezolanos”* en términos de tres unidades geológicas a base de la estratigrafía y distribución de los eventos termales, con apoyo de evidencias petrológicas, estructurales, geofísicas y sedimentológicas.

Kellog & Bonini (1982), en su trabajo *“Subducción de la placa Caribe y levantamiento del basamento en la placa suramericana”* postulan que la convergencia oblicua entre Suramérica y Caribe ha producido una dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  (Bloque de Santa Marta) de  $310^\circ \pm 10^\circ$ , basados en determinación de mecanismos focales y data estructural y sísmica.

Khon & Shagam (1984), en su trabajo *“Implicaciones tectónicas de huellas de fisión de edad Mesozoico Pleistoceno obtenidas de roca de la región circum-Maracaibo al oeste de Venezuela y este de Colombia”* con base en edades obtenidas por el método de huellas de fisión presente en cristales de apatito, sugieren que el levantamiento de los Andes venezolanos, durante el Oligoceno-Pleistoceno, fue diacrónico.

Mann P. & Burke K. (1984), "*Neotectonica del Caribe*" realizó una compilación de las soluciones de mecanismos focales junto con interpretación de zonas sísmicas, fallas transcurrentes Neógenas, cuencas controladas por falla y volcanismo fueron usados para probar tres modelos de neotectónica desarrollados sobre el Caribe.

Giegegack (1984), en su trabajo "*Cenozoico tardío entornos tectónicos de los Andes Centrales de Venezuela*" estudió el Cenozoico Tardío, señalando que el esfuerzo principal aplicado sobre la cadena montañosa ha incluido una componente sustancial de compresión. Además interpreta datos de otros trabajos y afirma que: existen zonas de brecha relacionadas con la existencia de un corrimiento asociado a los lineamientos de la falla de Boconó, un período posterior de estabilidad tectónica.

Boinet *et al.*, (1985), por medio de su trabajo titulado "*El Punzón de Pamplona: Un Jalón de la frontal Meridional de la placa Caribe*", exponen un interesante estudio tectónico en la zona de "bisagra" entre la cordillera oriental de Colombia, Macizo de Santander y los Andes venezolanos de Mérida dicho estudio entrega evidencias de dos fases de sobrecorrimiento separados por un episodio extensional. Estos autores definen dos megaestructuras, conocidas como: corrimiento de Chinacota, y falla rumbo deslizante de Boconó, que definen El Punzón de Pamplona la cual representa la extensión del sistema de fallas activas El Pilar y Boconó la cual podría ser un jalón del borde de placa surcaribeño.

De Toni & Kellog (1993), en base a geología de superficie y datos sísmicos del flanco Noreste de los Andes Venezolanos, interpretan un sobrecorrimiento hacia las adyacencias del lago de Maracaibo con vergencia NW-SE.

Beltrán (1994), "Trazas activas y síntesis neotectónicas de Venezuela" presenta un mapa neotectónico a escala 1:2.000.000 actualizado de Venezuela a partir de trabajos realizados en 1979 por el departamento de Ciencias de la Tierra de FUNVISIS, abarca parte de la región nororiental colombiana y la isla de Trinidad. Este mapa incluye características diagnósticas de los accidentes tectónicos sismogénicos, de los cuales algunos fueron estudiados por medio de la excavación de trincheras para fines de investigación paleosismológica, el mapa destaca:

- a) Una franja de deformación principal de unos 40 a 100 km de ancho donde manifiesta las principales evidencias de actividad cuaternaria, la cual se considera como parte integrante del límite entre las placas Caribe y suramericana.
- b) Se destacan dos fajas secundarias que definen parte de los límites del bloque de Maracaibo.

Bellizia & Pimentel (1994), En el trabajo titulado "*Terreno de Mérida: un cinturón alóctono Herciniano en la cordillera de los Andes de Venezuela*" proponen un modelo para explicar la evolución geodinámica de los Andes Venezolanos durante el Precámbrico-Paleozoico, la cual consideran que este orógeno está constituido por dos provincias:

- a) Bloque Caparo (autóctono) constituido por un basamento de rocas metamórficas Precámbricas ubicado en el flanco Surandino.
- b) Terreno Mérida (alóctono), constituido por un núcleo ígneo metamórfico del Precámbrico-Paleozoico que probablemente formaba parte del bloque Maya o Yucatán.

Alezones & Padrón (1992), en el trabajo especial de grado titulado "*Modelo tectónico del flanco norandino entre las poblaciones de Boconó y Mucujepé Estados Táchira y Mérida*" proponen un modelo tectónico del flanco norandino, para lo cual los autores realizaron mapas geológicos-estructurales en estas zonas.

Audemard & Audemard (2001), estos autores realizan una síntesis titulada "*Estructuración de los Andes de Mérida: sus relaciones con la América del Sur interacciones geodinámicas con el Caribe*". Basados en datos geológicos y geofísicos proponen que dicha estructuración está relacionada con una dirección NW, profundizando suavemente en una subducción incipiente tipo A, también señalan que el bloque de Maracaibo sobrecorre los Andes de Mérida.

Audemard F. A. (2003), en su trabajo "*Evidencias geomorfológicas y geológicas del levantamiento continuo y deformación de los Andes de Mérida, Venezuela*" postula que existen evidencias de diferente tipo que atestiguan el levantamiento en curso de la cadena Andina. Desde el punto de vista geomorfológico el eje de los valles muestran terrazas escalonadas cuaternarias bien preservadas con más de 500 m de caída vertical entre las terrazas más

antiguas y la cuenca del río actual. Los perfiles transversales muestran a través de los ríos formas de copa de vino que evidencian el rápido levantamiento de la cadena, otra característica que apoya el levantamiento significativo de la cadena y su juventud son depósitos molásicos sin orogénicos a lo largo de ambos flancos de la cadena, depositados sobre cuencas flexurales cuyo espesor está entre 8 y 3 km sobre el noroeste y sureste de los Andes de Mérida repetidamente.

Audemard *et al.*, (2005), Presentan el trabajo titulado “*Cinemática y tensor de esfuerzos de las fallas cuaternarias a lo largo de la parte sur del Caribe*” En este documento se presenta una compilación integrada de los análisis microtectónicos de los indicadores cinemáticos de los planos de falla y soluciones de mecanismos focales, demuestran que la tensión a lo largo del norte de Venezuela y occidental se está repartiendo actualmente a lo largo de la zona activa del límite de la placa.

### **1.7.2 Tectónica local**

Meier *et al.*, (1987), en el trabajo “*Tectónica del Táchira*” realizan una compilación de mapas geológicos de Venezuela principalmente los de Case & Holcombe (1980), establecen un marco regional para la tectónica del Táchira, en dicho trabajo postula entre otras cosas, que el Táchira es una pronunciada depresión estructural, asociada al sistema andino y propone una edad Terciario superior para la deformación. Según el autor el Táchira como una conexión del sistema andino está constituido por un sub-producto del bloque de Maracaibo, con esfuerzos transpresivos principalmente, que tienen como consecuencia la generación de estructuras en flor.

Singer y Beltrán (1996), realizan un trabajo Titulado “*Fallas activas en el sur de los Andes Venezolanos y Frontera Colombiana*”, en dicho trabajo los autores tratan de explicar una serie de estructuras asociadas a dicho fallamiento, señalando como estructura principal la falla de Boconó, la cual muestra un desplazamiento al oeste de su tendencia NE-SW con respecto a la posición axial exhibida al norte de Mérida. Según los autores tal cambio es producido por la introducción de una flexura sigmoidal extensiva conectada entre varios segmentos de la falla, caracterizado por una geometría de *steppover dextral*.

Schubert et al., (1983), en la “*Excursión de la falla de Boconó entre Santo Domingo y San Cristóbal*” tiene como objetivo, presentar las características neotectónicas específicas de la falla de Boconó en el tramo comprendido entre Santo Domingo (estado Mérida) y San Cristóbal (estado Táchira); este tramo concentra importantes evidencias geomorfológicas de desplazamiento reciente, en diversos ambientes bioclimáticos altitudinales atravesados por la traza activa de esta falla, y a lo largo de tres sectores claramente individualizados:

- a) Un sector de tipo transcurrente entre Santo Domingo y Mérida.
- b) Un sector de tracción (*pull-apart*) entre Mérida y Estanquez.
- c) Un sector de nuevo transcurrente entre Estanquez y San Cristóbal.

Menéndez & Pérez (1992), en su TEG titulado “*Modelo estructural del flanco norandino entre las poblaciones La Fría-Boconó-Sabana Grande-El Cobre estado Táchira*” postulan un modelo para explicar la evolución estructural del sector suroccidental del flanco norte de los Andes venezolanos. Los resultados permiten afirmar según los autores que:

- a) El frente de montañas de Los Andes venezolanos está constituido por el limbo sureste de un monoclinal.
- b) Los Andes venezolanos son el resultado del emplazamiento hacia el noroeste del Cratón de Guayana sobre el Bloque de Maracaibo.
- c) El levantamiento Andino se inicio en el Mioceno Tardío y continúa hoy en día. Asimismo establecen que las estructuras estudiadas fueron el resultado de esta fase de deformación.

Castilla & Loureiro. (2001), en su TEG “*Interpretación estructural y balanceo de un transecto regional, ubicado en el flanco suroccidental de la cordillera de la costa, estado Táchira*” esta interpretación la realiza a partir de la construcción de una sección transversal balanceada utilizando para ello las relaciones cuantitativas que vinculan la geometría de los pliegues y la forma de las fallas desarrolladas por Suppe (1983 y 1985). El autor genera un modelo donde propone tres sistemas de fallas cuya vergencia dominante es hacia el sureste.

### 1.7.3 Levantamiento Estructural (Metodología)

Espínola & Ollarves (2002), en su TEG “*Estudio Tectono-Estratigráfico del Borde Septentrional de la Cuenca de Barlovento estado Miranda: Implicaciones Neotectónicas*” realizan el levantamiento geológico de 10 secciones y recopilan datos de microtectónica, para establecer las fases de deformación de la cuenca, calcular los tensores de esfuerzo para cada fase y proponer un modelo genético para la zona.

Bravo & Vilas. (2002), en su TEG “*Estudio Microtectónico de la vertiente norte de Macizo Ávila entre Punta Care y la Guaira, estado Vargas*” muestra el aporte de la microtectónica (herramienta de la geología estructural), para determinar estadísticamente la dirección del vector compresivo  $\sigma_1$  en estructuras a escala de afloramiento (mesoescala) y de secciones finas (microescala), los resultados de este vector y la orientación de las estructuras en distintas unidades litodémicas, indican un acomodo de tipo dextral que obedece a las particularidades de gran escala y contribuye a reforzar el concepto de partición de esfuerzos.

Polanco (2004), en su TEG “*Estudio estructural del borde Norte de la Subcuenca de Guárico en la región de Altagracia de Orituco, estado Guárico*” realizó una interpretación estructural a partir de imágenes de sensores remotos así como de los datos obtenidos en campo (microtectónica), entre las orientaciones halladas se destaca una compresión  $\sigma_1$  entre NNW-SSE y N-S, pudiendo atribuir esas variaciones locales a la cercanía de ciertas estructuras.

Wagner (2004), en el TEG “*Estudio estructural regional y análisis de deformaciones recientes en el frente de montaña en la Serranía del Interior Oriental y en la parte norte de la subcuenca de Maturín*” realiza un estudio oriental regional y un análisis de deformaciones recientes en el frente de montaña de la Serranía del Interior y en la parte norte de la subcuenca de Maturín. Este autor, emplea sensores remotos como imágenes satelitales *Landsat*, para identificar rasgos geomorfológicos y así determinar los rasgos geológicos estructurales regionales, complementado con un sistema de información geográfica.

Montenegro & Ojeda (2008), en su TEG “*Estudio Neotectónico de la Cuenca de Monay, estado Trujillo*” utilizan datos de microtectónica para la evaluación de la cuenca de Monay.

Figueroa y Pérez (2009), en su TEG “*Análisis Geológico-Estructural de Falcón occidental, sistema de fallas de Oca-Ancón*” realizaron un análisis geológico estructural en Falcón occidental con el objetivo de identificar el estilo morfoestructural del sistema de fallas de Oca-Ancón y otras estructuras presentes, además de establecer inferencias acerca de la geodinámica de la región.

#### **1.7.4 Estratigráfico**

Macellari (1982), en su trabajo “*El Mio-Plioceno de la depresión del Táchira (Andes venezolanos) Distribución, paleogeografía e implicaciones tectónicas*” Postula que durante este período existió un área positiva hacia el noreste de la depresión del Táchira, la evolución de la cuenca en donde la Formación La Copé se depositó siguió un curso simultáneo al levantamiento de las zonas positivas, por lo tanto los sedimentos son progresivamente más jóvenes hacia el noreste. Los eventos tectónicos registrados en la depresión del Táchira incluyendo una fase compresiva que sobrecorrió la pila sedimentaria tuvo lugar luego de la depositación de la Formación La Copé

Schubert (1984), en su trabajo titulado “*Formación de cuencas a lo largo del sistema de fallas de Boconó- Morón y Pilar, Venezuela*”. Se basa en el estudio de modelos de cuencas, sus dimensiones y el análisis del material sedimentario que se encuentra rellenando dichas cuencas. Concluye así que la geometría de las cuencas provee datos necesarios para estimar la cantidad de tiempo y tasas de desplazamiento a lo largo de zona de fallas individuales en este sistema.

### **1.8 MARCO METODOLÓGICO**

Para la realización de este estudio se elaboró el siguiente flujograma (Fig. N° 1.4), en el cual se incluye cuatro etapas, etapa pre-campo, la cual tiene como objetivo compilar toda la información disponible en la bibliografía referente a la zona y la búsqueda de los materiales cartográficos, fotografías aéreas, imágenes satelitales y el equipo necesario para la realización del trajo de campo, etapa de campo en la que se realiza el levantamiento de secciones geológico-estructurales,

etapa de oficina en la cual se analizan los datos recolectados en la etapa anterior y donde se realiza una adición de los datos e interpretaciones a la bases cartográficas, y por último una cuarta etapa llamada integración que como su nombre lo indica permite integrar todos los procedimientos realizados en las etapas anteriores.

Figura N° 1.4 Cuadro Metodológico

**PRE-CAMPO**



<b>Recopilación de Información</b>	<p>Trabajos previos:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Tectónica Regional (modelo regional, historia geotectónica).</li> <li>• Tectónica Local: (evolución de la estructura local, características de la estructura dimensiones, extensión, componentes).</li> <li>• Levantamiento Estructural (metodología del levantamiento microtectónico).</li> <li>• Información de índole estratigráfico.</li> </ul>
<b>Busqueda de Materiales</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fotografías Aéreas (selección, digitalización, georeferenciación, interpretación de la tendencia de la estructura).</li> <li>• Imágenes Satelitales, Imágenes de Radar, Modelo de Elevación Digital (DEM).</li> <li>• Material Cartográfico: mapas topográficos, mapas geológicos, digitalización, georeferenciación.</li> <li>• Equipo para el levantamiento: martillo, brújula, libreta de campo, lupa etc.</li> <li>• Programas ArcGis N° 9 versión 9.3, <i>Win-Tensor</i>, <i>tectonics-FP</i>, <i>Faille</i>, <i>Tecto</i>.</li> </ul>



**CAMPO**



<b>Sub – Productos Parciales</b>	<p>Recolección de datos Geológicos-Estructurales.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Ubicación de Afloramientos con la ayuda de las fotografías aéreas y mapas topográficos.</li> <li>• Descripción Litoestratigrafica.</li> <li>• Descripción de rasgos estructurales (Orientación, sentido de fallas, estrías de fallas, sistema de fracturas).</li> </ul>
----------------------------------	--



<b>Sub-Productos Totales</b>	<p>Procesamiento y análisis de datos: a través de los programas <i>Win-Tensor</i>, <i>Tectonics-FP</i>, <i>Faille</i>, <i>Tecto</i></p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Diagramas de Rosetas (para fallas y para estrías), Diagramas de fluctuación etc.</li><li>• Simulación de los Tensores de esfuerzos locales en base a los programas.</li><li>• Caracterización de rasgos fisiográficos.</li><li>• Clasificación de evidencias o rasgos geomorfológicos, estructurales y morfotectónicos de deformación.</li></ul>
------------------------------	--



<b>Producto Final</b>	<ul style="list-style-type: none"><li>• Modelo de deformación a lo largo de la falla</li><li>• Mapa Geológico Estructural.</li><li>• Mapa de la traza de Capacho indicando rasgos morfotectónicos.</li></ul>
-----------------------	--

## **1.8.1 PRE-CAMPO**

### **1.8.1.1 RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN**

Esta fase se dividió en cuatro etapas, basándose en la revisión y compilación de la información existente del área de estudio, zonas adyacentes, metodología a emplear para el levantamiento geológico, y de índole estratigráfico comprendiendo:

- Trabajos especiales de grado, artículos, y otros, abarcando la tectónica (regional, local, desde micro hasta tectónica de placas) y trabajos referentes a la metodología de levantamiento microtectónico.
- Información disponible en el Código Geológico de Venezuela, textos bibliográficos como: González de Juana *et al.*, 1980; Paul Hancock, 1994; Mattauer, 1976. Demás publicaciones para el procesamiento de los programas utilizados para el análisis de datos recolectados en la etapa de campo (rumbos, buzamientos, estrías) entre otros.

### **1.8.1.2 BÚSQUEDA DE MATERIALES**

#### **1.8.1.2.1 Material Cartográfico**

- Mapa geológico de superficie a escala 1:100.000 de San Cristóbal hoja 5739 publicado por el Ministerio de Energía y Minas editado en el año 1986.
- Mapa geológico de superficie a escala 1:50.000 de la región de San Cristóbal-río Uribante publicado por el Ministerio de Minas e Hidrocarburos.
- Mapa geológico de superficie a escala 1:50.000 región la Grita San Cristóbal estado Táchira, IV Congreso Geológico Venezolano, modificado del mapa aprobado 1969.
- Mapa geológico de superficie Creole Petroleum Corporation H-2-B escala 1:50.000 noviembre 1957.
- Mapa geológico de superficie Creole Petroleum Corporation G-2-D escala 1:50.000 abril 1961.
- Mapas topográficos de San Cristóbal a escala 1:25.000 correspondiente a la hojas N° 5739 III SW, 5739 III NW, 5739 III NE, 5739 II NW, 5739 IV SE, 5739 I SW.

### 1.8.1.2.2 FOTOGRAFÍAS AÉREAS

En este trabajo se utilizaron fotografías aéreas previamente seleccionadas de la zona de estudio a escalas 1:25.000 y 1:50.000. A continuación se muestra una tabla con las características del material fotogeológico utilizado para el estudio de la zona. (Tabla N° 1.1)

**Tabla N° 1.1** Características de las fotografías aéreas

<b>REGION CUBIERTA</b>	<b>MISIONES</b>	<b>FOTOS</b>	<b>AÑO</b>	<b>ESCALA</b>
Táriba-Palmira-Independencia	010202	(013-020)	1956	1:25.000
Zumbador- Mesa de Aura-Sabana larga-Monte Carmelo-Cordero-Táriba-Palmira-Independencia	010298	(159-166)	-----	1:50.000
Las Dantas-San Antonio	0102100	(020-027)	1974	1:25.000
Libertad-Independencia	0102100	(99-100)	1974	1:25.000
Rubio, Independencia	0102100	(136-142)	1974	1:25.000
Libertad-Las Dantas-Rubio	0102100	(173-181)	1974	1:25.000
Libertad-Peracal-Las Dantas	0102100	(215-216-218-219)	1974	1:25.000
Libertad Independencia	0102100	(242-243)	1974	1:25.000

### **1.8.1.2.3 IMÁGENES SATELITALES, LANDSAT, DE RADAR, MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL (DEM)**

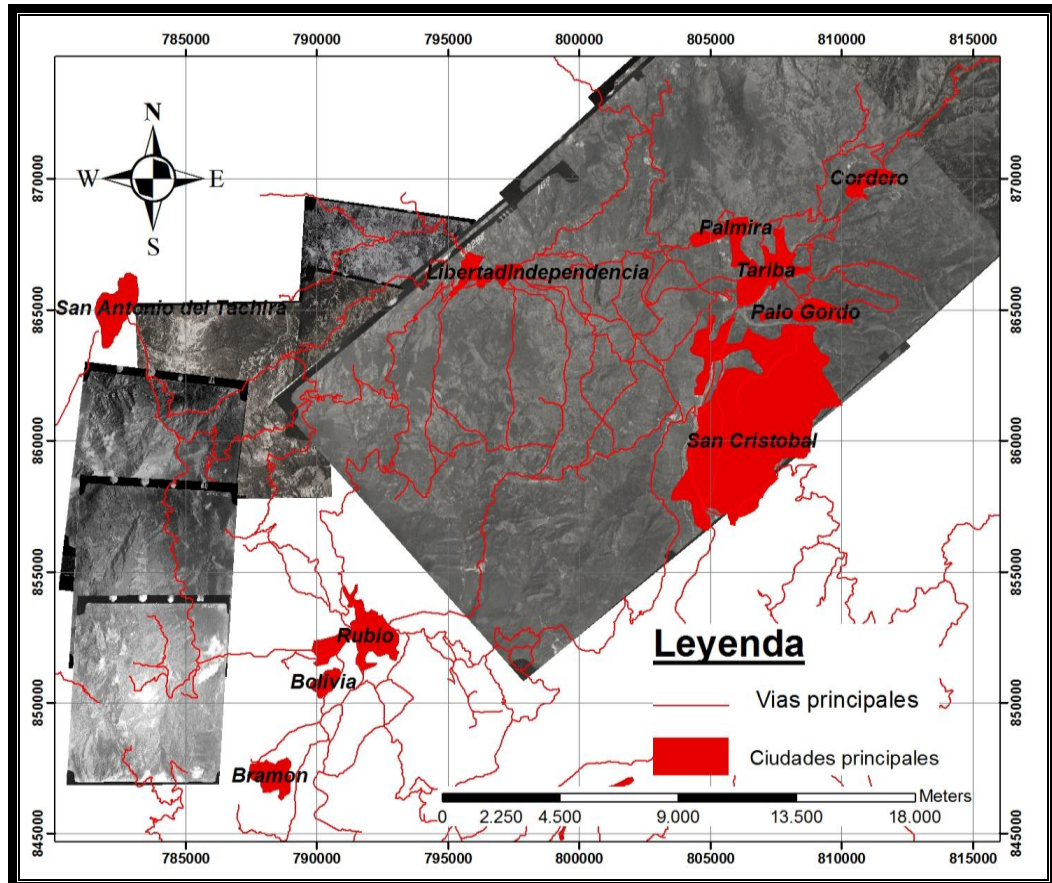
- Imágenes satelitales *Landsat 7 ETM+* adquiridas el 13 de diciembre de 2000 y el 02 de enero de 2008, descargadas gratuitamente desde la página web oficial de la U.S. Geological Survey (U.S.G.S.).
- Imagen *Landsat 5 TM* adquirida el día 02 de septiembre de 1992, descargada gratuitamente desde la página web oficial de la U.S.G.S.
- Imagen de radar correspondiente a la hoja NB 18-4 a escala 1:250.000.
- Modelo de Elevación Digital (DEM) el cual es un soporte informático de una superficie topográfica cuya información puede ser analizada y transformada.

### **1.8.1.2.4 PROCESAMIENTO DE MATERIAL CARTOGRÁFICO, FOTOGEOLÓGICO, IMÁGENES SATELITALES E INTERPRETACIÓN**

Luego de la recolección del material cartográfico, fotogeológico e imágenes satelitales se realizó el procesamiento de la información recolectada para la cual se siguió la siguiente metodología:

- Digitalización de mapas topográficos y geológicos de la zona de estudio: En primer lugar se realizó la digitalización y georeferenciación, trabajando bajo el sistema de coordenadas UTM La Canoa, huso 18, hemisferio N, en segundo lugar se realizó la interpretación sobre las hojas basándose en el estudio de la toponimia, vías, drenajes, entre otros, esta información es de gran ayuda para la planificación del trabajo de campo y el posterior análisis para generar el mapa final. Por otra parte la interpretación de los mapas geológicos se enfocó en el estudio estructural y morfológico de la zona, los rasgos analizados en este estudio fueron posteriormente vectorizados por medio del programa *ArcGis* N° 9 versión 9.3.
- Digitalización de fotografías aéreas: a partir de las fotografías aérea se realiza la interpretación de los rasgos geológicos en las imágenes en crudo, a través de la observación de un par de fotos por medio del estereoscopio, el método clásico es el de dibujar los rasgos geológicos, litología, vías, sistemas de drenajes, afloramientos probables, trazas de capas, estructuras, entre otros, sobre acetatos superpuestos a las fotografías aéreas. Posteriormente se digitalizan las fotos y se

georeferencian usando el programa *ArcGis* esto se realiza dibujando una capa sobre la foto escaneada (Fig. N° 1.5), posteriormente se trasladan los rasgos interpretados a los mapas base (topográficos y geológicos), con la finalidad de realizar un análisis estructural y morfotectónico para generar los mapas finales.



**Figura N° 1.5** Fotografías aéreas digitalizadas y georeferenciadas con el *software ArcGis*

- Digitalización de Imágenes *Landsat*, Imágenes de *Radar*, y un *DEM* de la zona de estudio (Figs. 1.6, 1.7, 1.8). Una vez que las imágenes han sido procesadas y su información realzada con cada uno de los procesos anteriores, se procede a interpretar a través de la observación directamente en ellas. Esto presenta diversas limitaciones, como lo son la capacidad del monitor y la pericia del observador. Se comparan las características de la imagen con los mapas geológicos y de esta forma se establece las características morfoestructurales.

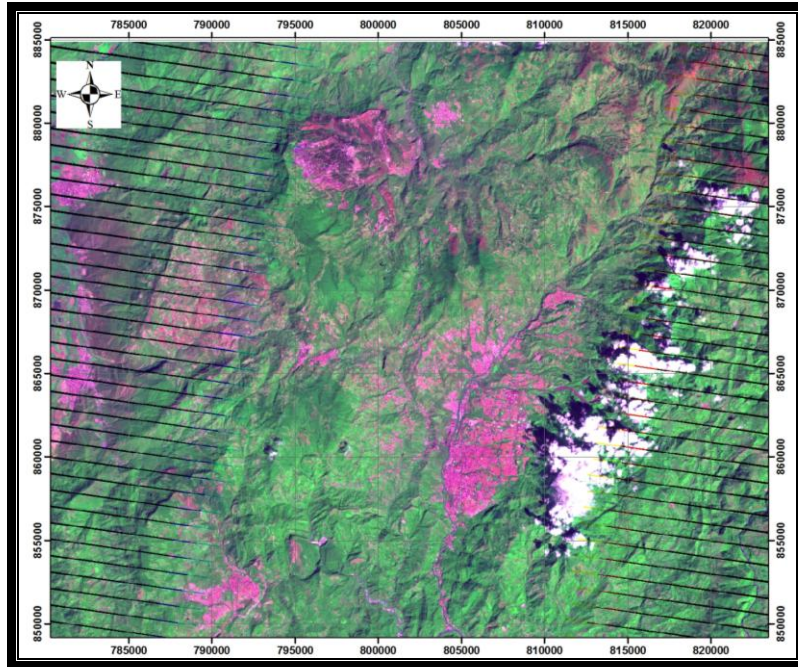


Figura N° 1.6 Imagen *Landsat*

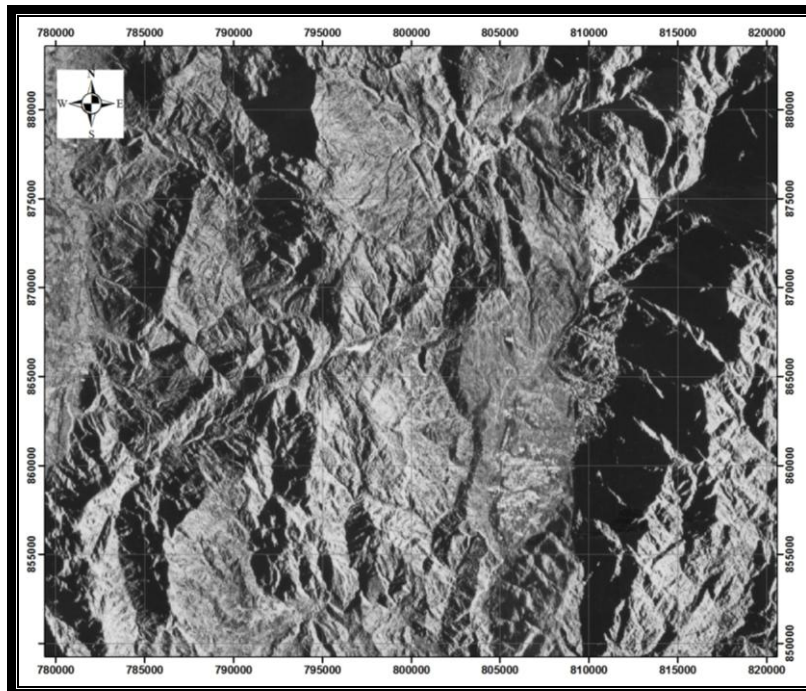
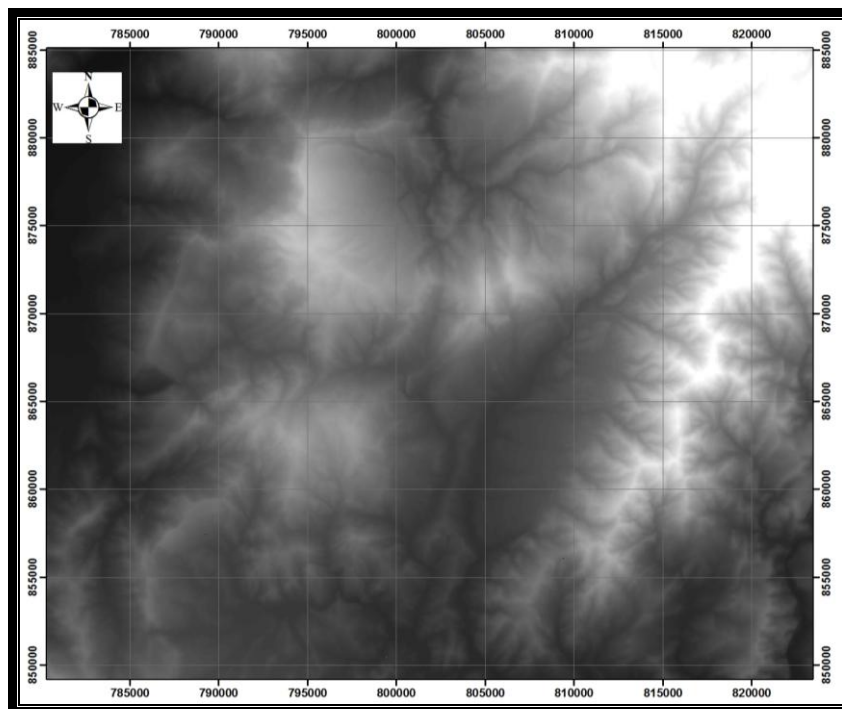


Figura N° 1.7 Imagen de *Radar*.



**Figura N° 1.8** Modelo de Elevación Digital (*DEM*)

#### **1.8.1.2.5 EQUIPOS PARA EL LEVANTAMIENTO DE CAMPO**

Para la realización del trabajo de campo, se seleccionó una serie de instrumentos con el fin de identificar litología, medir (rumbos, buzamientos, estrías), anotación de datos medidos, registro de datos (fotografías), interpretación geológica entre otros:

- Martillo o piqueta.
- Lupa con aumento 10x y 15x.
- Solución de ácido clorhídrico (HCl) al 10%.
- Brújula con clinómetro.
- Transportador y reglas
- Libreta de campo
- Lápices y marcadores indelebles
- Estereoscopio de bolsillo
- Cámara fotográfica

### **1.8.1.2.6 INTERPRETACIÓN DE DATOS**

Para la interpretación de datos se utilizó cuatro programas: *Win-Tensor*, *Tectonics FP*, *Faille*, *Tecto* con la finalidad de obtener los tensores dominantes en la región, esta interpretación se realizara una vez que se obtengan los datos en campo de rumbos, buzamientos, estrías de los planos de fallas.

## **1.8.2 CAMPO**

### **1.8.2.1 Sub Productos Parciales**

#### **1.8.2.1.1 Recolección de Datos Geológicos-Estructurales**

Para el estudio geológico estructural fue necesaria la aplicación de un conjunto de procedimientos la cual pudo hacerse según los siguientes lineamientos:

- Ubicación de afloramientos en la base cartográfica a escala 1:50.000 de la zona, con la ayuda de las fotografías aéreas.
- Descripción litoestratigráfica de los afloramientos expuestos en la zona de estudio.
- Descripción de rasgos estructurales mesoscópicos tales como: estratificación, plegamientos, fallas y sistemas de diaclasas. Posteriormente sobre los planos de falla, se tomaron mediciones a las estructuras lineales o estrías, como rumbo, buzamiento, *pitch*, y dirección de movimiento de los bloques. (Fig. N° 1.9).

Así mismo, cuando era posible se realizaba la validación o interpretación de estructuras megascópicas como fallas regionales y pliegues de grandes dimensiones, entre otros.



**Figura N° 1.9.** Fotografía mostrando rumbo, buzamiento y el *pitch* de una estría. Dirección de la foto (95°)

- Fotografiado general (panorámicas) del afloramiento y en detalle (estrías del plano de falla). Estas fotografías deben incluir escala y rumbo para posterior análisis.

### 1.8.3 ETAPA DE OFICINA

#### 1.8.3.1 Procesamiento de datos de campo

Una vez obtenidos los datos de campo se descargaron en las bases cartográficas digitalizadas en etapas anteriores para luego ser sintetizada:

- Se ubicaron las estaciones de trabajo (afloramientos) en la base cartográfica.
- Análisis morfoestructural se inicia con la descripción topográfica, donde se evaluaron de manera geométrica los relieves, para ello se inició con una observación a nivel regional a través de sensores remotos como imágenes *Landsat* imágenes de *Radar*, un (MED) y mapas de relieve con el fin de identificar los rasgos morfológicos mayores, lo cual permitió posteriormente un análisis local más enfocado a través de fotografías aéreas de escala 1:25.000 y 1:50.000, interpretándose un total de 46 fotografías aéreas, simultáneamente con un análisis estructural y estratigráfico, permitió definir las morfoestructuras a través de la interpretación de los esfuerzos que relaciona la topografía con las expresiones

superficiales de las geoformas. Finalmente se catalogaron las morfoestructuras asociadas al fallamiento de la zona en un análisis morfotectónico.

- Empleando los programas *Win-Tensor*, *Tectonics FP*, *Faille*, *Tecto*, se realizó el análisis de los datos recolectados en campo, a través de una serie de diagramas de rosetas para fallas, rosetas para estrías, diagramas de fluctuación, entre otros; con la finalidad de obtener la simulación de los tensores de esfuerzos. El resultado emitido por estos programas fue comparado y analizado individualmente para así definir los tensores válidos para la interpretación geodinámica y tectónica de la zona en estudio. La metodología empleada en este procedimiento fue desarrollada en el Capítulo V correspondiente a la presentación y análisis de resultados.
- Compilación de los datos estructurales sobre la base cartográfica previamente digitalizada.

#### **1.8.4 INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN**

Esta etapa tiene como objetivo la integración de los resultados obtenidos a partir de las herramientas anteriormente expuestas, con el fin de generar un mapa geológico estructural a escala 1:50.000 y un mapa de la traza de Capacho indicando rasgos morfotectónicos a escala 1:100.000 de los tensores y paleotensores que deformaron la región.

## CAPÍTULO II

### MARCO TEÓRICO

#### 2.1 BORDES DE PLACA

La mayoría de las estructuras de deformación se concentran aparentemente cercanas a los bordes de placas, aunque el estilo tectónico actual es muy diferente al del Precámbrico Inferior cuando la litósfera fue posiblemente adelgazada por una tierra más caliente. Sin embargo, la deformación de la litósfera de hace uno o dos millardos de años aparenta ser análoga a las deformaciones actuales.

Estas deformaciones se pueden agrupar en tres límites de placa:

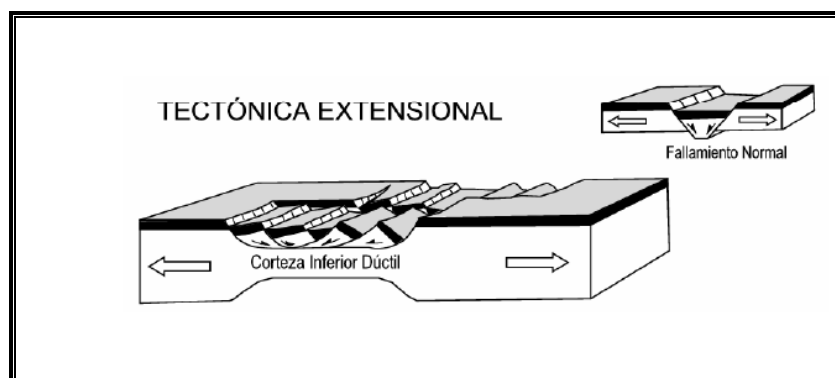
- a) Extensionales (ridge)
- b) Compresionales (trench)
- c) Transformantes

Y tres tipos fundamentales de fallamientos correspondientes:

- a) Fallas normales: producidas por extensión horizontal. Implican que el bloque superior o del techo, se caiga o deprima con respecto al bloque inferior o del piso.
- b) Fallas inversas, cabalgamientos o corrimientos: producidas por compresión horizontal. Implican que el bloque superior o del techo suba o se levante con respecto al bloque inferior o del piso. De acuerdo a su extensión, se denotan como cabalgamientos aquellas fallas inversas de bajo ángulo que afectan un marco regional, y corrimientos cuando lo hace en un marco más local.
- c) Fallas transcurrentes: en extensiones no horizontales o compresión normal a la falla. Implican el movimiento de bloques en una dirección paralela o subparalela al rumbo del plano de falla. De acuerdo al sentido del deslizamiento se clasifican en dextrales (en sentido horario o un bloque se mueve a la derecha con respecto al otro) y sinestrales (en sentido antihorario o uno de los bloques se mueve a la izquierda con respecto al otro).

Es importante considerar que los bordes de placa son zonas complejas de deformación, que contienen gran cantidad de fallas, pliegues y otras estructuras deformacionales. Estas zonas de deformación poseen rangos variables de menos de 25 a más de 100 km de ancho, conformando importantes cinturones deformados. Las anchuras relativas de las diferentes clases de límites de placa tiene una simple explicación mecánica relacionada con el cambio de esfuerzos durante el movimiento continuo.

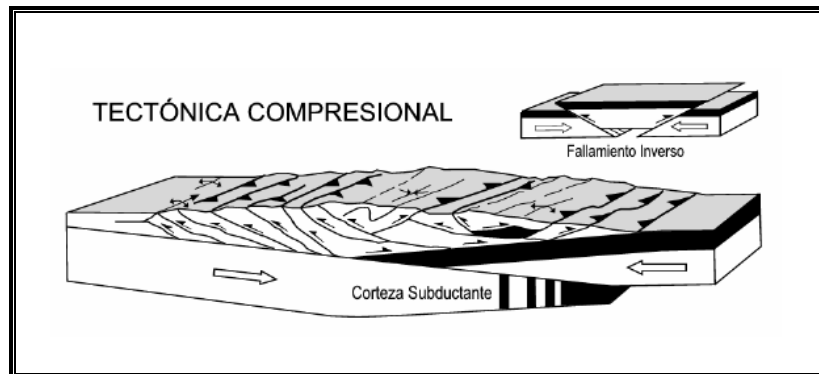
Para el caso de la primera aproximación, la extensional, es dominada por un adelgazamiento; si el segmento de la litósfera continental se extiende horizontalmente (Fig. N° 2.1) primero se deformará el punto más débil, ocasionando que la litósfera se adelgace en una extensión localizada. El adelgazamiento hace que el punto débil sea más débil, por consiguiente la deformación continuada tiende a localizarse en el límite de placa extensional dentro de la litósfera. La expresión de esta estructura en superficie es de un graben compuesto por fallas normales orientadas según el sentido de la debilidad de la litósfera y enfrentadas o conjugadas, formando de esta manera una cuenca extensional.



**Figura N° 2.1** Bloques diagramáticos que muestra la tectónica extensional. El fallamiento normal es el que predomina en estas zonas de deformación. (Tomando de Suppe, 1985).

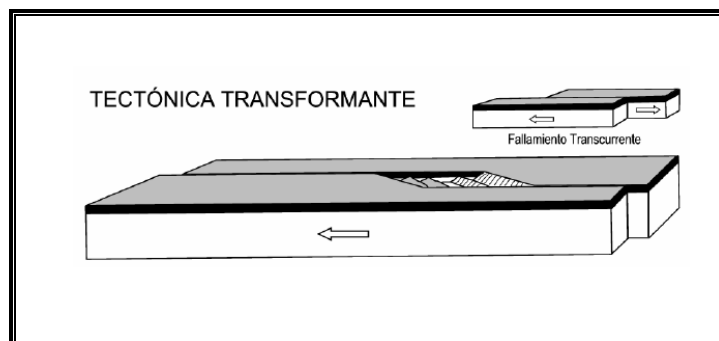
La deformación dentro de un límite de placas compresivo (Fig. N° 2.2) dilata la litósfera y por lo tanto la fortalece originando una zona de crecimiento de deformación en magnitud. Estos tipos de estructura son los modelos clásicos usados para explicar la formación de diversos altos topográficos de importancia como cordilleras o cadenas montañosas en los bordes de placas compresivos. Se compone igualmente de un grupo de fallas inversas enfrentadas, causando que los

terrenos centrales a este conjunto de corrimientos o cabalgamientos se eleven relativamente más rápido que las áreas adyacentes.



**Figura N° 2.2** Bloques diagramáticos que muestran la tectónica compresional. El fallamiento inverso es la fractura predominante en estas zonas de deformación. (Tomado de Suppe, 1985).

Los límites de placas transformantes tienen pequeños adelgazamientos o engrosamientos litosféricos, esto dependiendo de la relación entre la geometría de las fallas transcurrentes y su sentido de movimiento. En la (Fig. N° 2.3) se muestra uno de los casos generales de este régimen, en donde el movimiento de una falla transcurrente ocasiona un vacío por la separación de sus trazas, conocido como cuenca *pull-apart*, esta estructura se expresa en superficie como dos fallas transcurrentes desplazadas que se conectan en sus extremos por una estructura *graben*. Contrariamente, cuando dichas fallas transcurrentes no forman un vacío, sino que se enfrentan, comunmente ocasionan un alto topográfico conocido como *push-up* donde se forman estructuras plegadas como primera consecuencia.



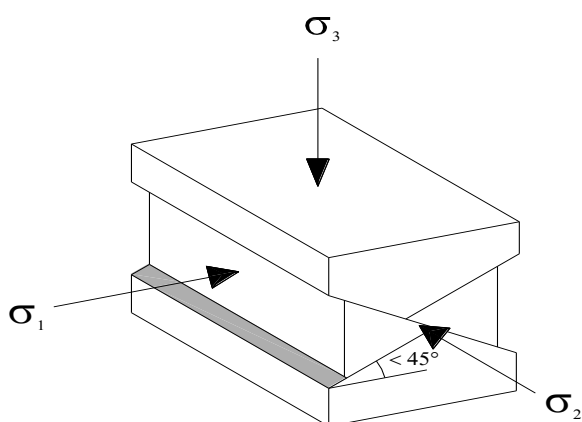
**Figura N° 2.3** Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica transformante. El fallamiento transcurrente es la estructura predominante de estas zonas de deformación. En esta figura se muestra una cuenca *pull-apart* y un pequeño graben que conecta los extremos de ambas fallas transcurrentes. (Tomado de Suppe, 1985).

## 2.2 PROPIEDADES MECÁNICAS

Las características de las estructuras desarrolladas en los cinturones de corrimiento son consecuencia del comportamiento mecánico de las rocas ante las condiciones de bajas temperaturas que dominan los procesos de deformación frágil (Tearpock, 1991).

Los elementos básicos que justifican el desarrollo de los corrimientos están presentes en la teoría propuesta por Anderson, a principios del siglo XX para explicar la existencia de los principales tipos de fallas. Esta teoría asume que las fallas desarrolladas a niveles someros de la corteza responden a las características de las fracturas de Coulomb y por tanto se producen en sistemas conjugados cuya orientación está controlada por el régimen de esfuerzos imperante. La línea de intersección de las dos fracturas es paralela al esfuerzo intermedio ( $\sigma_2$ ), el esfuerzo mayor ( $\sigma_1$ ) bisecta el ángulo agudo entre las dos fracturas, y el esfuerzo menor ( $\sigma_3$ ) bisecta el ángulo obtuso (Suppe, 1985).

En las zonas sometidas a compresión el esfuerzo principal menor tiende a ser vertical, de tal manera que los corrimientos deben poseer una inclinación inferior a los  $45^\circ$  (Fig. N° 2.4). La teoría de Anderson ha sido en general muy exitosa ya que predice la orientación y desplazamiento de los tres tipos de fallas principales. Sin embargo, no logra explicar la existencia de fallas inversas de alto ángulo ni la poca frecuencia de corrimientos en sistemas conjugados.



**Figura N° 2.4** Orientación de los corrimientos respecto al régimen de esfuerzos según el modelo de Anderson. (Tomado y Modificado de Suppe, 1985).

### 2.3 MODELOS ESTRUCTURALES ASOCIADOS A FALLAMIENTO TRANSCURRENTE

(Riedel, 1929), propone un esquema de las estructuras que se forman por la acción del movimiento de un sistema de fallas transcurrentes o dos fallas de rumbo principales. Las estructuras presentes son:

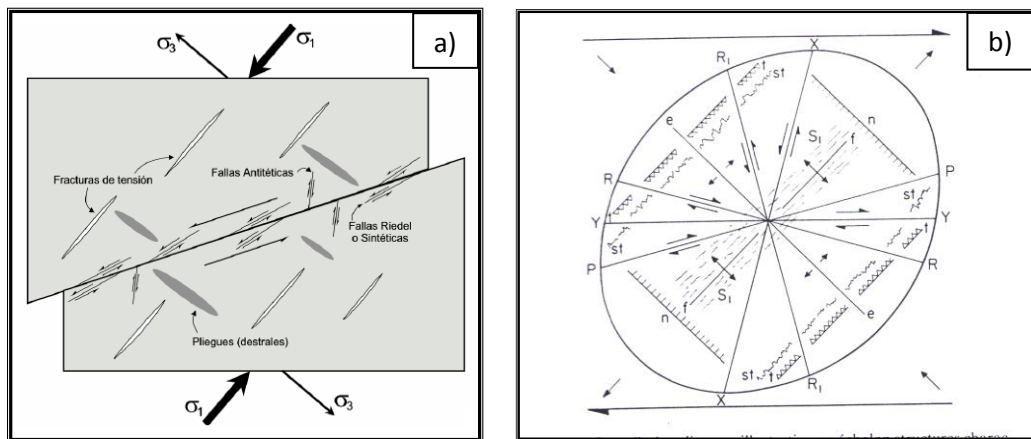
- a) Fallas conjugadas, *Riedels* o de adición de acortamiento.
- b) Estructuras de compresión tales como pliegues, fallas inversas, “horst”, etc.
- c) Estructuras de extensión como fallas normales, graben o fracturas de tensión, diques, etc.

(Wilcox *et al.*, 1973) realizan modelos experimentales en arcillas para evaluar la asociación estructural que se desarrolla en estratos sedimentarios superficiales en fallas transcurrentes. Estos autores establecen tres tipos de estructuras:

- a) Fallas sintéticas y antitéticas: Son fallas que se combinan para formar grupos conjugados con intersecciones superiores a los 60°. En este subsistema se diferencian dos tipos de fallas de acuerdo al sentido de deslizamiento, siendo la sintética la que posee un idéntico desplazamiento al desgarre principal; las fallas antitéticas son las fallas que poseen un sentido de deslizamiento opuesto y se orientan comúnmente en pequeños ángulos agudos respecto a la normal de la traza principal de la zona de falla.
- b) Modelos en escalón o en “*echelon*”: Fallas de igual sentido de deslizamiento a la traza de zona de falla orientadas en *echelon*, debido a esto, estas fallas se disponen paralelamente una con respecto a la otra y se encuentra acomodadas en una banda o línea direccional (*line of bearing*). En los modelos experimentales los grupos de fallas sintéticas están compuestos de elementos en echelon.
- c) Pliegues y Fracturas de tensión: En los modelos experimentales de (Wilcox *et al.*, 1973) se desarrollaron también pliegues y fracturas. Las fracturas de tensión se forman perpendiculares al eje de máxima extensión y se disponen en echelon a lo largo de la traza principal de

la falla. Los pliegues resultantes de los fallamientos transcurrentes dependen del sentido de acortamiento en la zona de falla, conociéndose plegamientos dextrales y plegamientos sinestrales, que al igual que las fracturas de tensión se disponen en echelon.

Como se ha notado, las postulaciones realizadas por (Riedel, 1929) son confirmadas posteriormente por los modelos experimentales de (Wilcox, *et al.*, 1973), pudiendo sintetizarse todo lo anterior en la (Fig. N° 2.5), conocida comúnmente como el diagrama de Wilcox.



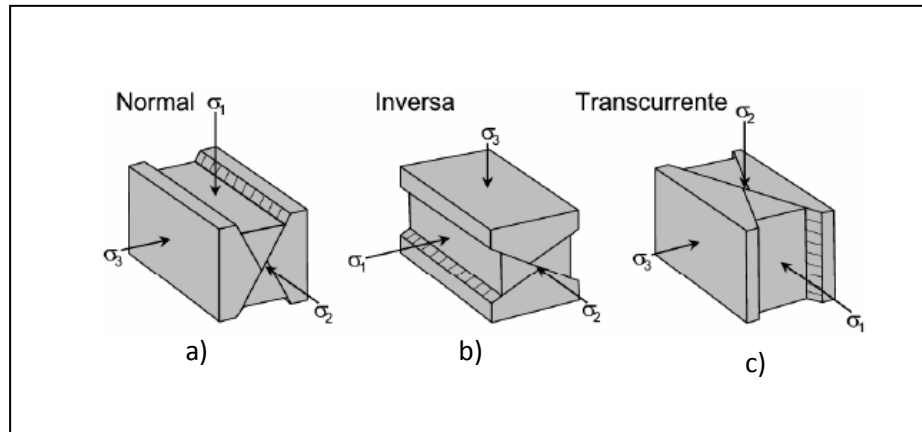
**Figura N° 2.5** a) Esquema del diagrama de Wilcox (Wilcox, 1973). (Tomado y modificado de Suppe, 1985). b) Elipsoide de deformación de (Wilcox, 1973). (Tomado de Hancock, 1985)

## 2.4 MODELO DE FALLAS CONJUGADAS DE ANDERSON

Basándose en el criterio de fracturación de Mohr Coulomb, (Anderson, 1951) establece que, como norma general, las fallas aparecen según dos familias conjugadas que se cortan formando un diedro agudo y otro obtuso. Las estrías situadas sobre ellas son perpendiculares a la línea de intersección de los planos. En la bisectriz de los diedros agudo y obtuso se sitúan los ejes de compresión máxima ( $\sigma_1$ ) y mínima ( $\sigma_3$ ), respectivamente; en la línea de intersección de las dos familias de planos se halla el eje intermedio. ( $\sigma_2$ ) (Sainz *et al.*, 1990).

Si  $\sigma_1$  es vertical se desarrolla un sistema conjugado normal (Fig. N° 2.6a), en el cual la fractura tendría más de  $45^\circ$  de buzamiento (es decir, a  $45^\circ + \phi/2$ ) y el deslizamiento sería a favor a dicho buzamiento, hacia abajo; cuando ( $\sigma_3$ ) es vertical se desarrolla un sistema conjugado inverso (Fig. N° 2.6b), en el cual la

fractura buzará por debajo de los  $45^\circ$  (es decir, a  $45^\circ - \phi/2$ ) y el deslizamiento sucedería en contra de dicho buzamiento, hacia arriba. En el último caso si ( $\sigma_2$ ) pasa a ser vertical se inicia un sistema de fallas conjugadas transcurrentes (Fig. N° 2.6c), en donde las fracturas igualmente serán verticales y el deslizamiento horizontal;



**Figura N° 2.6** Bloques diagramáticos que muestra los diferentes sistemas conjugados de fallas a partir de la teoría de fallamiento de Anderson. a) Falla Normal, b) Falla Inversa, c) Falla Transcurrente. (Tomado de Suppe, 1985).

Esta teoría fue un éxito notable, ya que comúnmente las fallas normales existen en dos conjuntos opuestos y sus buzamientos son mayores a los  $45^\circ$ , las fallas transcurrentes son normalmente verticales o subverticales y las fallas inversas poseen buzamientos menores a los  $45^\circ$ . Sin embargo, en otro sentido, la teoría de Anderson tuvo poco éxito, debido a que las fallas inversas no sobrepasan los  $20^\circ$  de buzamiento, esta falla y las del tipo transcurrente no existe como pares conjugados tan comunes en los sistemas normales.

A pesar de sus pro y sus contra, uno de los principales aportes es que esta teoría estima convenientemente la orientación de los esfuerzos que forman dichas estructuras.

## 2.5 EVIDENCIAS DEL SISTEMA DE FALLAS TRANSCURRENTES (*Strike-Slip*)

Posiblemente las fallas transcurrentes son las de mayor extensión que se conocen y dan lugar a geoformas muy específicas, registran los desplazamientos cumulativos de mayor magnitud alcanzando con frecuencia centenares de kilómetros. La deformación es horizontal, es decir su desplazamiento es paralelo a la superficie terrestre y al plano de sedimentación por eso cuando ocurre

desplazamiento en la estratigrafía no se oculta o se erosionan fácilmente las evidencias.

El modelo cinemático de las fallas transcurrentes es el de la cizalla simple (*simple shear*) este modelo es apoyado por los famosos experimentos con placas de arcilla de *Riedel*. (Fig N° 2.7).

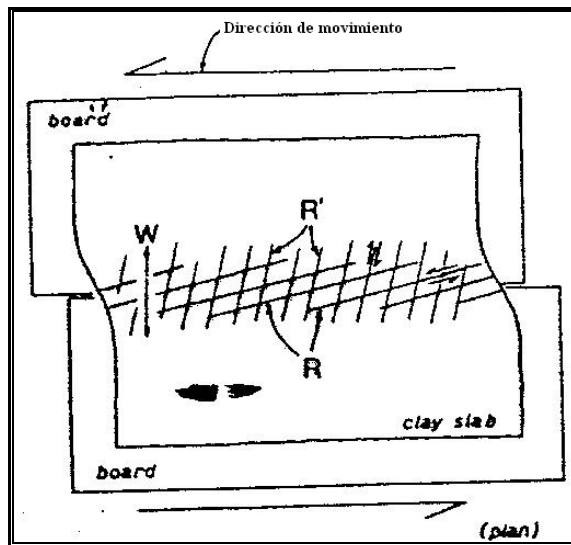
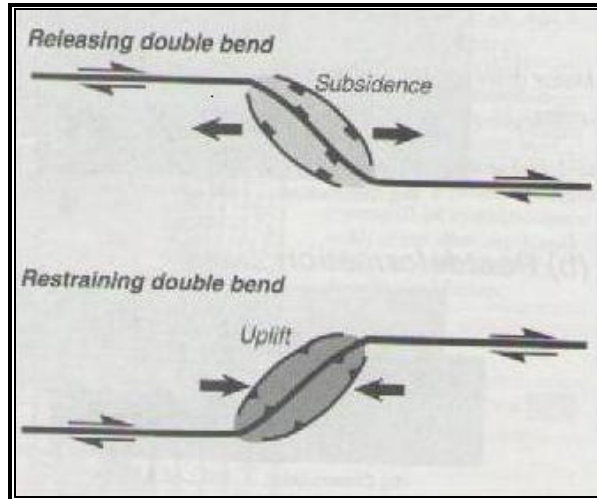


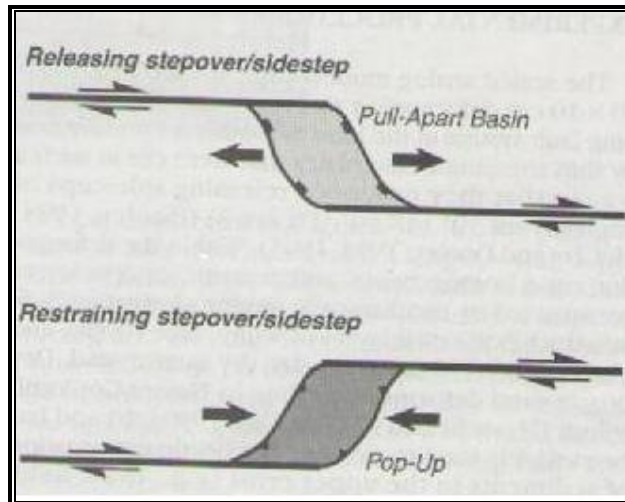
Figura N° 2.7 Placa de arcilla donde se observa cizalla simple. (Tomado de Diederix, 2007).

Las manifestaciones de fallas transcurrentes son muy variadas tanto en forma como en escala y siempre refleja la íntima relación con la geometría del plano de falla y su movimiento horizontal.

Así una curvatura en el plano de falla da lugar a la extensión (*releasing bend*) o la compresión (*constraining bend*) (Fig. N° 2.8) en un proceso de divergencia o convergencia oblicua, esto puede dar lugar a un relevo (*stepover*) la formación de una cuenca de tracción (*pull-apart basin*) o lomo de presión (*pop-up*) respectivamente (Fig. N° 2.9). Estos rasgos morfológicos pueden presentarse en una gran variedad de escalas dependiendo de la magnitud de la curvatura, la magnitud del desplazamiento y la duración del proceso operativo. Así una cuenca de tracción puede llegar a ser muy grande y muy profundo actuando como una verdadera trampa de sedimentos con una migración del centro de deposición.

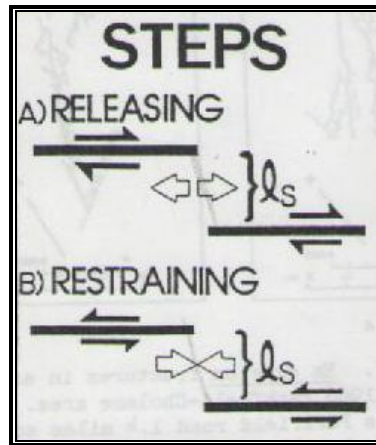


**Figura. N° 2.8** Geometría curva de una falla transcurrente donde se observa en la parte superior la extensión e inferior compresión. (Tomado de Dooley & McClay 1997).



**Figura N° 2.9** Superior formación de una cuenca de tracción (*pull apart*). Inferior formación de un lomo de presión (*pop-up*). (Tomado de Dooley & McClay, 1997)

Resultados análogos se logran en escalones de la falla: relevos de extensión y de compresión (*releasing o restraining step-overs*) (Fig. N° 2.10).



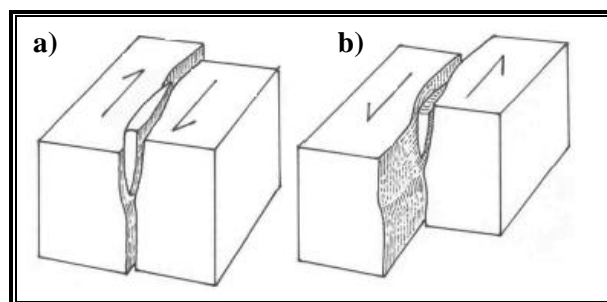
**Figura N° 2.10** a) Relevos de extensión. b) Relevos de compresión (Tomado de (Diederix, 2007)  
De manera similar en dirección vertical el desplazamiento puede dar lugar a la creación de:

- a) Lomos de líneas de falla (*linear fault ridge*)

Es una forma topográfica convexa y alargada cuya dimensión es paralela a la zona de falla, el rasgo morfológico más destacado y que mejor atestigua el movimiento transcurrente de la falla sobre la superficie de la llanura aluvial, es sin duda los lomos de líneas de falla (Fig. N° 2.11a).

- b) Lagunas de falla (*Sag-pond*)

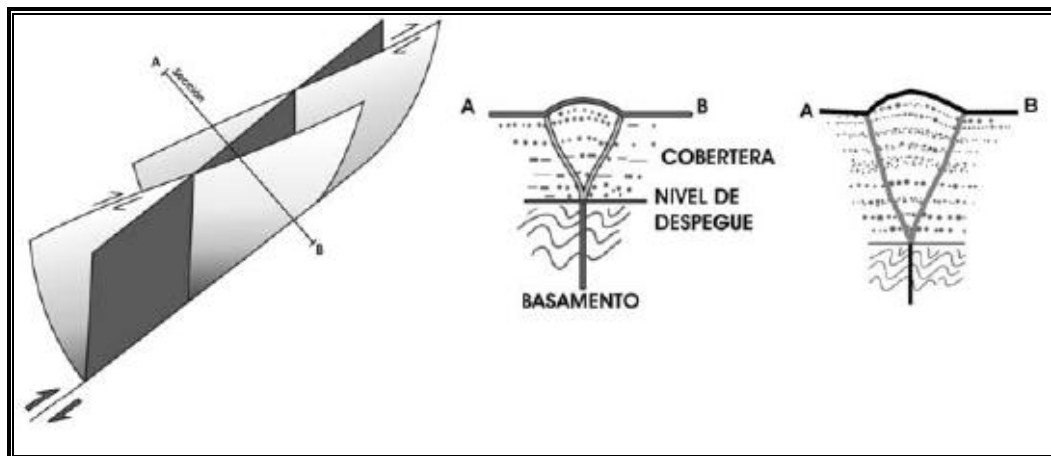
Estas lagunas se producen cuando la traza de la falla muestra escalones o curvaturas de relevo a la derecha que generan cuencas de tracción (*pull-apart basins*), o depresiones generadas por tectónica (Diederix *et al.*, 2006) (Fig. N° 2.11b).



**Figura N° 2.11** a) Lomos de líneas de fallas. b) Laguna de falla. (Tomado y modificado de Notas de clase de H. Van der Meer Mohr, ITC, Holanda en Diederix *et al.*, 2006)

c) Lomos de presión (*pop-up*)

Estos lomos explica la diferencia en comportamiento de una falla cuando pasa del basamento hacia la cobertura de sedimentos cuaternarios de menor compactación y litificación, donde a partir de una divergencia notable, se genera la geometría típica de una estructura en flor en las zonas de traslape sus dimensiones están relacionadas al espesor del paquete de sedimentos pleistocenos que constituyen el abanico. (Fig. N° 2.12).



**Figura N° 2.12** Modelo de una falla transcurrente en profundidad y en superficie donde genera cizallas tipo Riedel sintéticas que produce lomo de presión con estructuras en flor en zonas de traslape. (Tomado de Diederix *et al.*, 2006).

d) Lomo de obturación (*shutter ridge*)

Es una forma topográfica convexa que bloquea el drenaje, forzándolo generalmente a desviarse o a desplazarse. (Fig. N°2.13)

e) Escarpes de falla (*Fault-Scarp*)

Los escarpes de falla con la cara libre expuestas en direcciones opuestas a lo largo de la traza de falla son rasgos típicos de fallas transcurrentes (Fig. N° 2.13), con frecuencia mal referenciados como fallas en tijera. Estos escarpes son el resultado tanto de la topografía desplazada horizontalmente como de los efectos de erosión diferencial por canales de drenajes controlados o desplazados por la falla misma.

Los procesos actúan simultáneamente y esto dificulta definir si se trata de escarpes o de escarpes de línea de falla. (Diederix *et al.*, 2006).

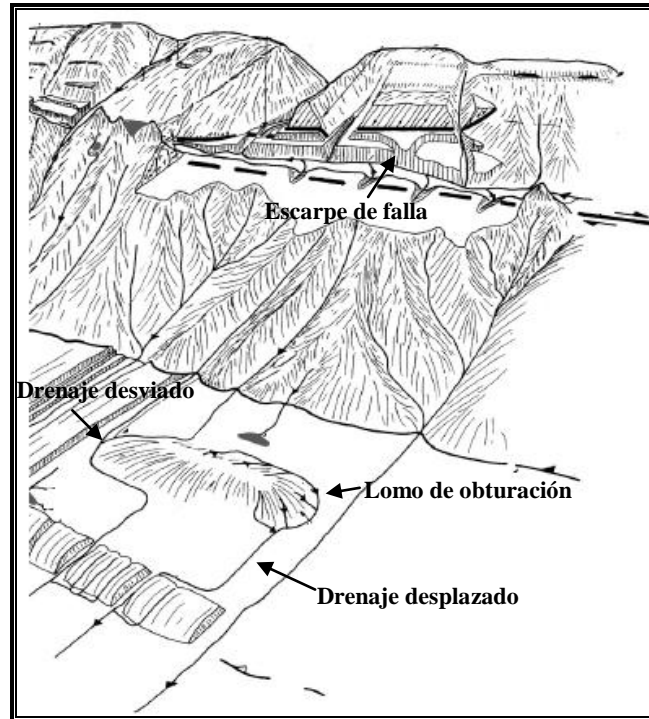


Figura N° 2.13 Lomo de obturación, escarpe de falla. (Tomado y modificado de Audemard, 2003)

f) Drenaje lineal (*Linear stream or channel*)

Curso de agua cuyo trazo es muy lineal, señalan con mucha frecuencia la existencia de una falla, puesto que aprovechan la debilidad provocada por el plano de falla. (Fig. N° 2.14)

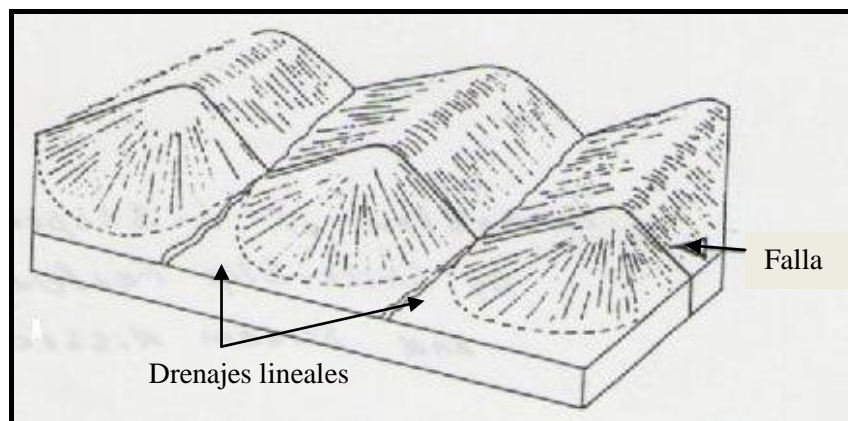
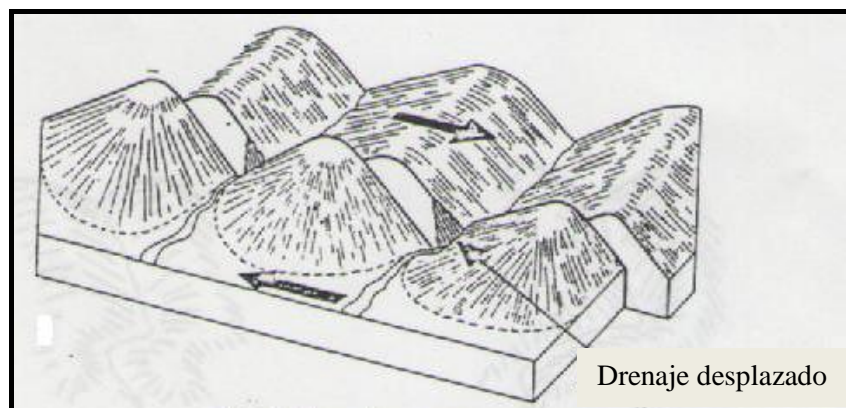


Figura N° 2.14 Drenaje rectilíneo. (Tomado de Diederix, 2007)

g) Drenajes desplazados (*Offset channel*)

Típicamente son resultado de desplazamiento lateral en fallas transcurrentes, por la continua interactividad de drenaje y tectónismo (Fig. N° 2.15), ríos de diferente edad muestran diferente magnitud de desplazamiento acumulado, eso dificulta la correcta correlación de ríos a través de la falla. Los desplazamientos menores generalmente son indicadores más confiables del actual desplazamiento y sentido de movimiento. Procesos como la erosión regresiva y captura junto con el desplazamiento tectónico puede resultar en una adaptación del drenaje que fácilmente pueda sugerir un sentido de desplazamiento falso. (Diederix, 2007)



**Figura N° 2.15** Drenaje desplazado. (Tomado de Diederix, 2007)

h) Drenaje desviado (*Deflected channel or stream*)

Los drenajes desviados señalan la existencia de fallas activas pero es bastante difícil establecer el sentido de movimiento de éstas. Son drenajes que se presentan oblicuos u ortogonales a la traza de la falla que son capturados por ésta, corriendo posteriormente a lo largo del plano de falla. (Fig. N° 2.13)

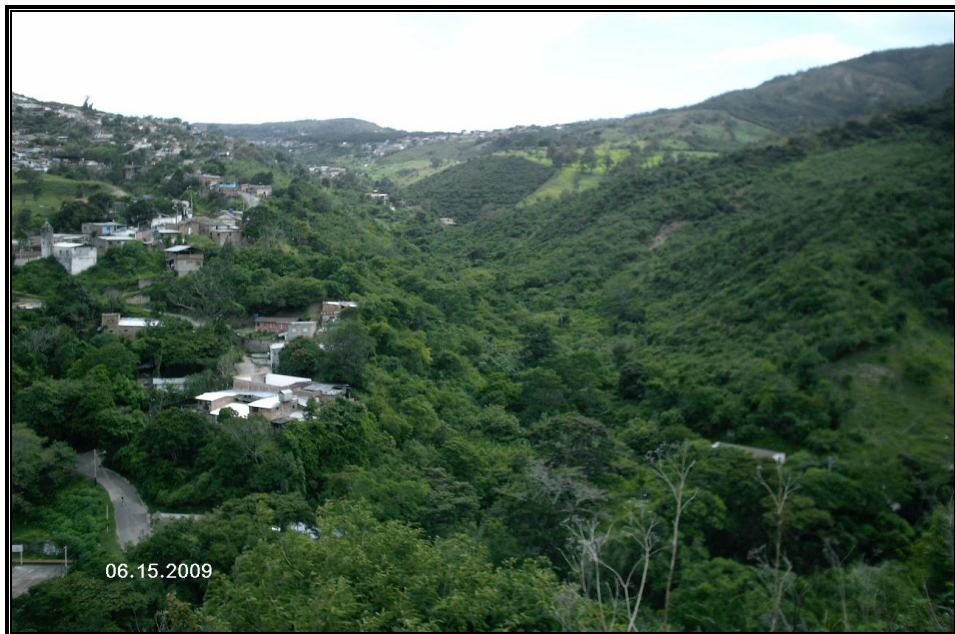
i) Garganta seca (*Wind Gaps*)

Evidencia de drenaje antiguo, son cortes someros en la cresta o parte superior de una montaña, que antes correspondían con el curso de un río que no está drenando en el presente (*river gap*), porque el río no pudo

mantenerse con el levantamiento vertical de la estructura activa (Audemard F. A, 1984). Este autor menciona la utilidad del análisis del drenaje y de estas expresiones morfoestructurales en la identificación de estructuras en el piedemonte andino, originadas por sistemas de fallas de rumbo.

j) Valle lineal (*Linear Valley*)

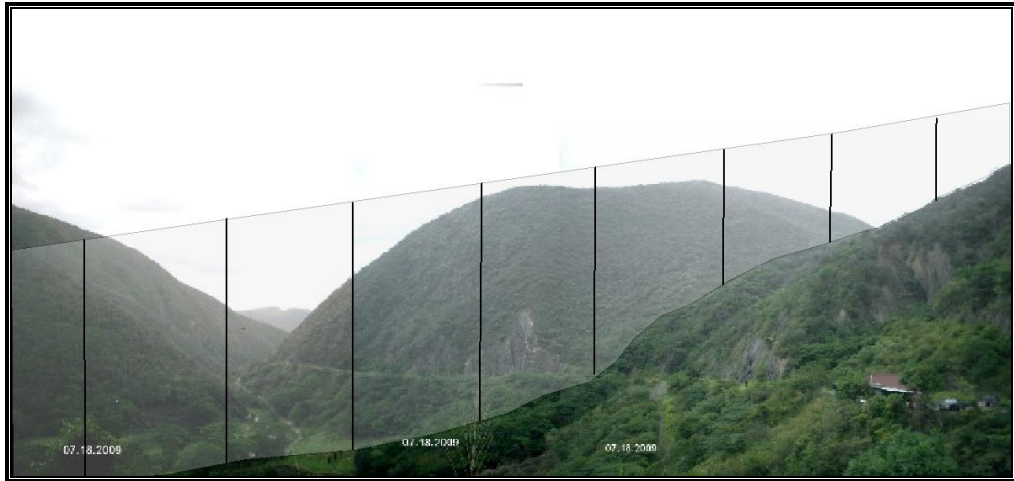
Son valles que se desarrollan a lo largo del plano de falla, por la erosión de un drenaje que aprovecha la debilidad generada por la falla. Generalmente los drenajes se hallan bien encajados en el plano de falla por lo cual los valles presentan sección típica en V (Audemard F. A, 1984). (Fig. N° 2.16).



**Figura N° 2.16** Valle lineal

k) Ensilladura de falla (*Notch*)

Es una pequeña colina que se ubica sobre la traza de la falla. Es generada por la presencia de dos drenajes que vierten y socavan, a partir de ella, en direcciones contrarias a lo largo del plano de falla, dándole el aspecto de una silla de montar. (Fig. N° 2.17)



**Figura N° 2.17** Ensilladura de falla

## **2.6 MICROTTECTÓNICA**

La microtectónica propone estudiar la deformación a escala del afloramiento, de la muestra y de la lámina delgada es decir, en líneas generales desde la escala del milímetro hasta la del metro (Mattauer, 1976), para el presente estudio se realizó a escala de afloramiento, basándose en la recolección de datos de los indicadores cinemáticos (estrías) expuestos en los planos de falla.

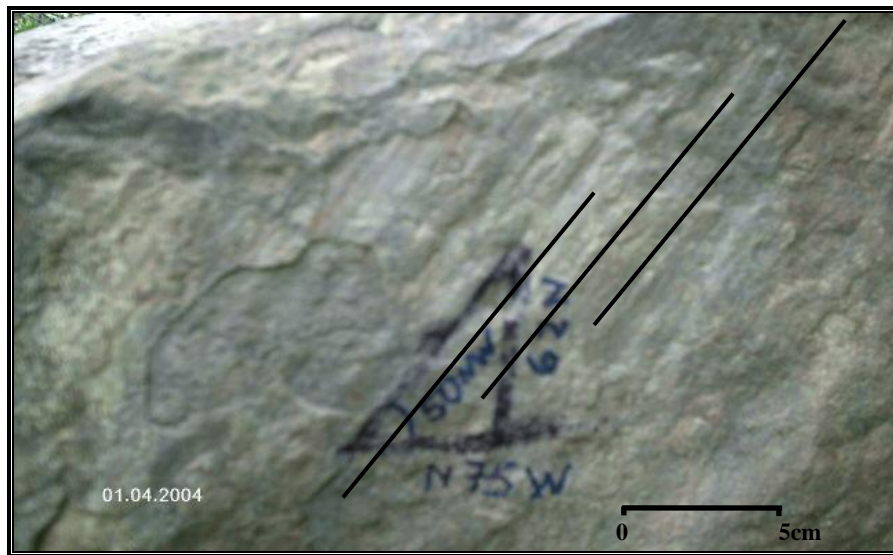
Los objetivos de la microtectónica son los siguientes:

- (a) Comprender los mecanismos íntimos de la deformación, lo que necesita de observaciones muy detalladas.
- (b) Conocer mejor la geometría de las estructuras.
- (c) Poner de manifiesto las relaciones que existen entre las microestructuras y las macroestructuras es decir, llegar a determinar, con la ayuda de las microestructuras, la forma de las macroestructuras.

Una característica muy corriente y diagnóstica de los planos de falla son las superficies lisas o pulidas por las que es fácil dividir la roca, llamadas espejo de falla (*slickensides*). Los espejos de falla pueden ser lisos, sin accidentes, pero lo más corriente es que presenten una acanaladura o estriación como se muestra en la Fig. N° 2.18; estas dan la dirección del desplazamiento, pero no siempre es

posible determinarlo. Sin embargo, existen criterios microtectónicos que permiten determinar el sentido de movimiento con certeza (Mattaer, 1976).

Además, si el análisis de las fallas implica la utilización de métodos estadísticos, es necesario realizar numerosas y sistemáticas medidas, por lo que generalmente se toman repetidas mediciones en un mismo afloramiento para así determinar con exactitud el sentido de movimiento; se emplea para ello diagramas de todo tipo, la plantilla de Schmith que utiliza la proyección estereográfica, que es la más común.



**Figura N° 2.18** Fotografía donde se observan las acanaladuras o estrías en un plano de falla representadas por las líneas negras. Dirección de la foto (135°)

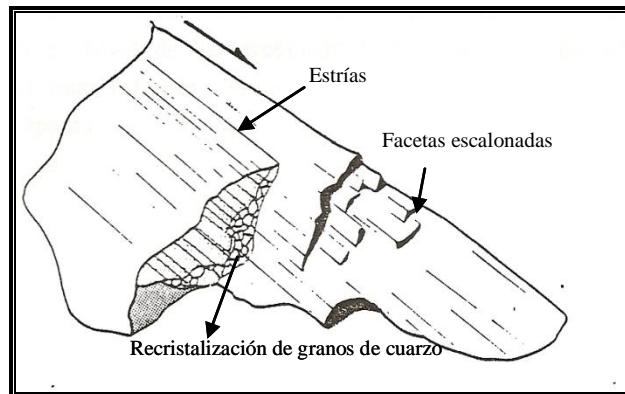
### **2.6.1. Criterios microtectónicos para la determinación del sentido de movimiento de un plano de falla.**

Evidentemente el estudio de una falla necesita ante todo la observación de las estrías, pero si éstas dan la dirección de movimiento no siempre proporcionan fácilmente, el sentido que es indispensable conocer. Los criterios microtectónicos para la determinación del sentido de movimientos más utilizados en el presente trabajo son los siguientes:

#### a) Facetas escalonadas (*Steps*)

Son pequeños escarpes que se producen en el plano de falla por la ruptura y posterior separación de los bloques. Generalmente son perpendiculares a las

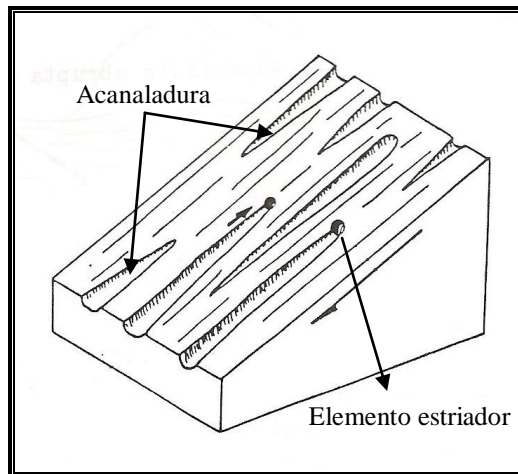
estrías y su exposición indica el sentido de movimiento del bloque faltante (Fig. N° 2.19).



**Figura N° 2.19.** Facetas escalonadas. (Tomado de Hobbs, *et al.*, 1976)

(b) Marcas de fricción por (Elemento estriador)

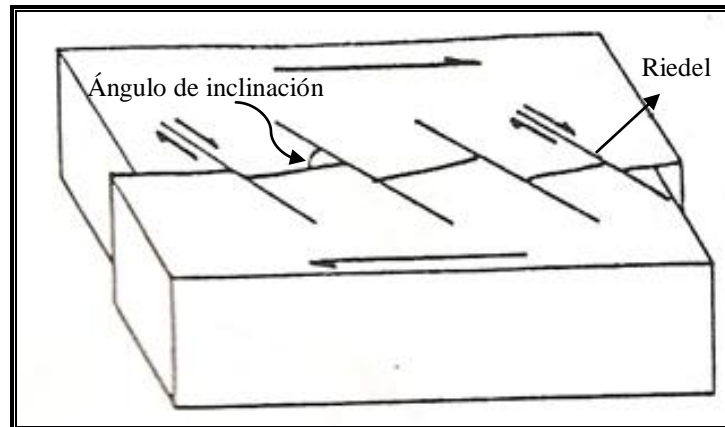
Son acanaladuras o hendiduras generadas por un elemento estriador. Estas se profundizan en el sentido de movimiento del bloque faltante. En ocasiones, se puede conseguir al elemento estriador al final de la acanaladura. (Fig. N° 2.20).



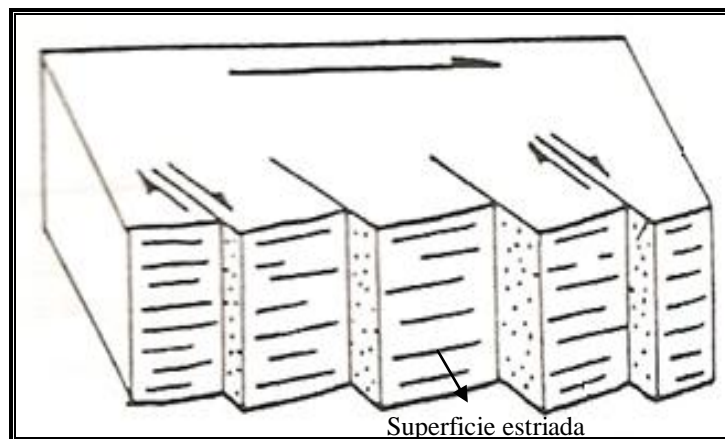
**Figura N° 2.20** Marcas de fricción. (Tomado de Mattauer, 1976)

(c) Presencia de cizallamiento *Riedel*

El plano principal de la falla contiene superficies oblicuas de cizallamiento *Riedel* inclinadas con un ángulo entre 10° y 30° con respecto al plano principal (Fig. N° 2.21). Este cizallamiento desarrolla pequeños escarpes escalonados con igual orientación que indica el sentido de movimiento del bloque faltante. Entre estos escarpes, se desarrollan las estrías, perpendicularmente a éstos. (Fig. N° 2.22).



**Figura N° 2.21** Se observa el Riedel y el ángulo de inclinación. (Tomado de Proust *et al.*, 1973)



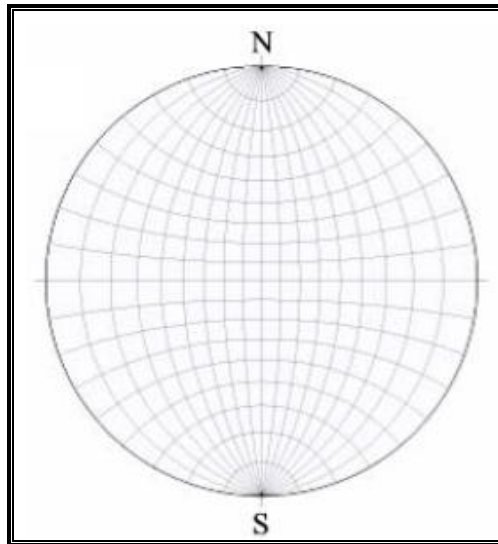
**Figura N° 2.22** Superficie estriada. (Tomado de Proust *et al.*, 1973)

## 2.7. PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA APLICADA A LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Es una proyección de puntos desde la superficie de una esfera a un plano (Phillips, 1977; Suppe, 1985), es muy usada para establecer o entender la ubicación espacial de diversos planos y líneas. La proyección estereográfica es una representación en dos dimensiones de una esfera en la que es posible ubicar estructuras planares como fallas, fracturas, diaclasas, etc. Para esto basta con tener una buena medición del rumbo y buzamiento de la estructura. Se obtiene en un plano ecuatorial a la esfera uniendo todos los puntos del semicírculo de la mitad inferior o superior del círculo máximo; es entonces como a partir de uno de los dos hemisferios que se componen de los puntos de la superficie de la esfera a un plano perpendicular y tangente a uno de sus polos, se obtiene una imagen

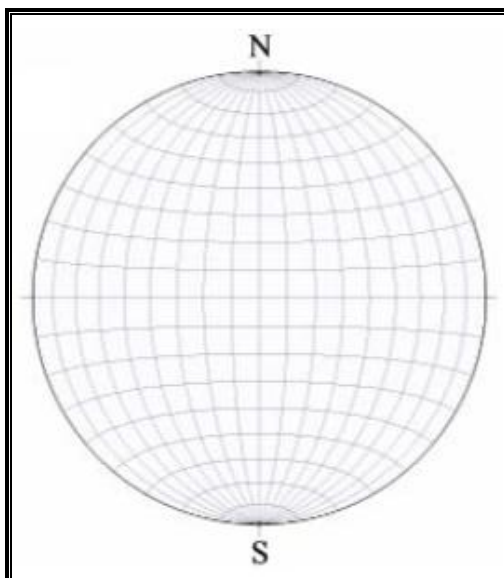
bidimensional que da lugar a los dos tipos de proyecciones más usadas en esta área (Phillips, 1977) como son:

- a) Proyección Equiangular: Conocida como red estereográfica de Wulf, quien publicó una reproducción de esta red en 1902, en donde se reproducen los ángulos entre las líneas en la esfera sin distorsión. Este tipo de proyección se usa en diversas aplicaciones, es muy requerido en el análisis estructural para determinar las orientaciones preferenciales de las estructuras, la cual dan un promedio de las direcciones certeras de elementos estructurales. (Fig. N° 2.23).



**Figura N° 2.23** Proyección Esférica Equiangular. (Tomado de Phillips, 1977)

- b) Proyección Equiareal: Conocida como red de Lambert pero comúnmente como red de Schmidt, quién introdujo su uso en el estudio de la geología estructural (Phillips, 1977). El mapa generado toma en cuenta la igualdad de área entre los paralelos y meridianos. Se usa principalmente para los conteos estadísticos de densidades de distribución o contornos, dando como resultado mediciones en grados de las orientaciones preferenciales. (Fig. N° 2.24).



**Figura N° 2.24** Proyección Esférica Equiareal. Tomado de (Phillips 1.977)

La diferencia entre las proyecciones equiangular y equiareal se puede observar en los polos de ambas redes.

## **2.8 SELECCIÓN DE LOS DATOS Y SU SEPARACIÓN EN SUBTIPOS**

Luego de tomar las mediciones de los planos de falla y de fracturas en el campo, o de datos compilados a partir de catálogos de mecanismos focales de sismos tal información de las estructuras deberá ser introducida en bases de datos. Este montaje original de datos geométricos definen el conjunto de datos o patrón, si se sigue la terminología empleada por Angelier (1994). Para masas rocosas que han sido afectadas por múltiples eventos tectónicos, la base dato original o en bruto consiste de numerosos subtipos (o sistemas) de datos. Un subtipo es definido por un grupo de fallas y fracturas (o mecanismos focales) que se movieron durante o han sido generados por un mismo y distintivo evento tectónico. Más aún, el movimiento de todos los planos de debilidad del subtipo puede ser descrito desde un punto de vista mecánico por las características del tensor de esfuerzo tectónico.

Para una apropiada delimitación del tensor de esfuerzo, los subtipos de datos deben estar compuestos de más de una familia de datos. Usando la definición de Angelier, (1994), una familia es un grupo de datos de fallas del mismo tipo y con características geométricas comunes. En la inversión de esfuerzos, el movimiento

de un sistema de planos de debilidad es modelado por la modificación de las cuatro variables del tensor de esfuerzos reducido; por lo tanto, el tensor de esfuerzo será mejor definido a partir de una subclasificación de datos con el mayor número de familia de datos con diferentes orientaciones. Este concepto es usado en una diversidad de criterios empleados en los procedimientos de medición de calidad.

En los conjuntos de datos en bruto, es frecuente observar que no todos pertenecen a un mismo subtipo de datos; lo cual se debe a la acción de varios eventos tectónicos durante la historia geológica de las masas rocosas. Pero los datos y observaciones que no se ajustan a los subtipos, pueden también deberse a otros factores como errores de medición, la presencia de fallas antiguas que son reactivadas, interacción de fallas, esfuerzo de campo no uniforme y una deformación no-coaxial con rotación de bloques internos (Dupin *et al.*, 1993; Pollard *et al.*, 1993; Angelier, 1994; Nieto-Samaniego & Alaniz-Alvarez, 1996; Twiss & Unrug 1998; Maerten, 2000; Roberts & Ganas, 2000).

La frecuente ocurrencia de conjuntos de datos de múltiples eventos y las posibles fuentes de parámetro inadaptados tiene importantes implicaciones en el análisis de microtectónica y la reconstrucción de paleo-esfuerzos. Resulta importante la separación del conjunto de datos en bruto en subtipos, cada uno caracterizado por un tensor de esfuerzo distinto. Este chequeo es necesario incluso en los casos de datos de un único evento, ya que hay varias posibilidades para crear datos anómalos. Los errores pueden ocurrir durante el trabajo de campo (errores de lectura, planos incorrectos, entre otros), durante la transcripción de la información a la base de datos (transcripción incorrecta), o durante la interpretación de los mismos. En consecuencia, se produce un importante desecho de información cercano al 15%.

En el enfoque iterativo de determinación de tensores de esfuerzo, los datos quedan excluidos en base de un parámetro de adaptación, el cual se calcula para cada falla o fractura en función de parámetros del modelo de esfuerzo ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  y el radio de esfuerzo R) que mejor encaje en la base de dato original. Un primer modelo de esfuerzo es determinado a partir de la base de datos en bruto, y luego la data con mayor diferencia es separada de dicha base para formar un subtipo. A

partir de esta primera separación, se repite el proceso, y la base de datos original es progresivamente separada en distintas subclases, conteniendo cada uno de ellos un tensor de esfuerzo calculado en común, y no compatible con los datos dejados en las subclases iniciales y predecesoras. En conclusión, la separación de datos es realizada durante la inversión de esfuerzo como una función del conjunto de datos fuera de la tendencia, determinado con referencia al modelo de esfuerzos calculados sobre la base de datos.

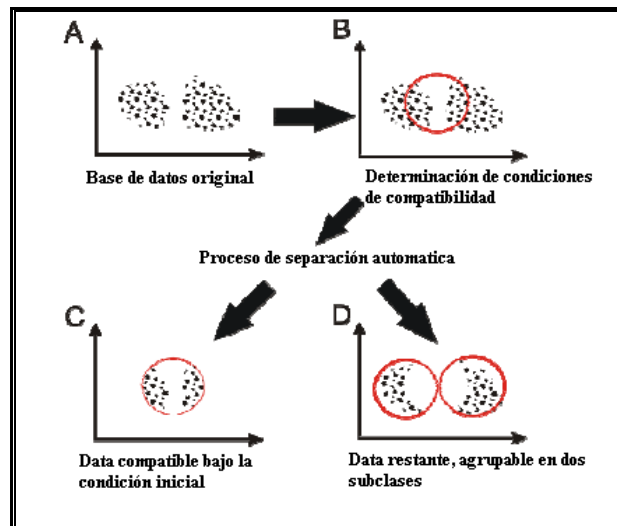
El primer paso en el proceso de selección comienza en el campo. Las fallas y fracturas de un mismo tipo, con la misma morfología de superficie de falla, el mismo tipo de revestimiento de gouge de falla es probable que se hayan generado bajo las mismas condiciones geológicas y tectónicas. Una vez en el campo, estos datos pueden ser clasificados en diferentes familias, y las familias ser asociadas mediante subclases.

Las relaciones de corte pueden ayudar a diferenciar distintas familias de falla, pero no siempre es sencillo interpretar dichas relaciones en términos de sucesivos estados de deformación. Si la relación entre dos tipos de estructuras es consistente y sistemática a escala de afloramiento (por ejemplo: si una familia de fallas normales resulta sistemáticamente más joven que una familia de fallas transcurrentes), puede ser usada para diferenciar familias de falla en el campo y establecer su cronología relativa. Pero el diferenciar entre sistemas de fallas o fracturas de diferentes orígenes no es suficiente para una correcta inversión de esfuerzos, puesto que cada subclase de datos debe estar compuesta de distintas familias o estructuras, de forma que ofrezcan una mejor delimitación durante la inversión de esfuerzos.

El punto de inicio para la separación de fallas y la inversión de esfuerzos deberá ser entonces, la separación o distinción inicial efectuada en el campo. De esto no ser posible, será necesario un rápido análisis de los ejes **p** y **t** que asociado a las fallas y fracturas, buscando diferenciar entre distintas familias de fallas o fracturas, basándose para ello en los estilos cinemáticos y orientación notablemente distintos.

La separación realizada en el campo debe ser revisada y refinada durante el proceso de inversión; en la mayoría de los casos, la selección de los datos recae mayormente durante una separación interactiva en el proceso de inversión.

Sin embargo, es importante advertir acerca de los procesos de separación puramente automatizados, dado que estos pueden producir clasificaciones en subtipos que resulten inútiles. Para aclarar mejor esto en la (Fig. N° 2.25) se muestra el riesgo existente, a partir de un arreglo 2D del conjunto de datos (en función de dos parámetros) en lugar de un modelo 4D que dependa de las 4 variables, como son necesarios para el análisis de fallas en el cálculo de tensores de esfuerzo (tres ejes principales de esfuerzo y el radio de esfuerzo R).



**Figura N° 2.25** Separación de un conjunto imaginario de datos en subclases por medio de un proceso automatizado de separación. La base original muestra dos conjuntos (A), pero el cálculo del parámetro de la condición inicial se ubica en el centro de ambos conjuntos (B). La separación de acuerdo a ese parámetro produce una subclase que cumple con dichas condiciones (C) y un par de subclases ajena a dichas condiciones pero con características propias. (Modificado de Delvaux & Sperner, 2003)

## 2.9. PROGRAMAS USADOS Y SUS METODOS

Debido a la peculiaridad de los distintos métodos que existen se hace necesario el uso combinado de varios de ellos para obtener de forma rápida los mejores resultados. En este trabajo se usaron cuatro programas *Win-Tensor*, *Tectonics-FP*, *Faille*, *Tecto*, cada uno de ellos presenta un método de análisis de fallas diferente.

### 2.9.1 Programa *Win\_Tensor*

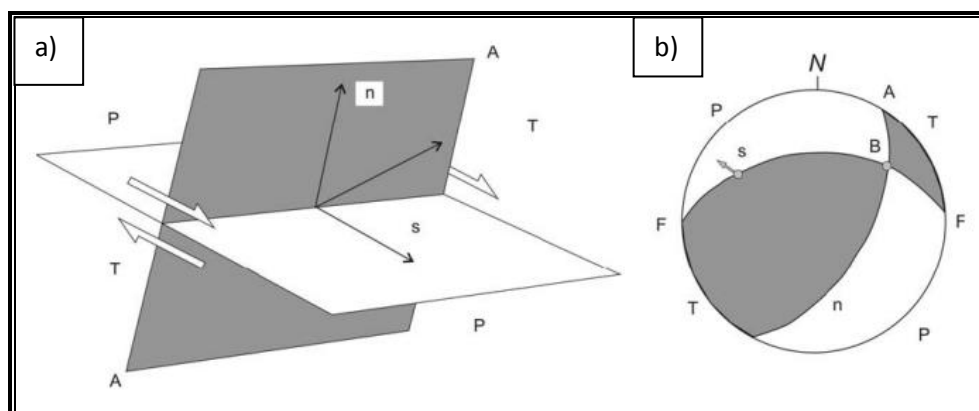
Este programa desarrollado por (Delvaux, 1993) utiliza dos métodos para la inversión de esfuerzos:

- (a) El método de los diedros rectos.
- (b) El método interactivo de optimización rotacional.

Ambos métodos usan el total de datos accesibles, la interpretación de los resultados es también discutida por dos aspectos importantes: la calidad de la evaluación basado en el Mapa Mundial de Esfuerzos y la expresión numérica del régimen de esfuerzo como un Índice de Régimen de Esfuerzos para comparaciones regionales y cartografía.

- a) Método de diedros rectos (Angelier, 1994) guarda una cierta similitud con el procedimiento de cálculo de los mecanismos focales de terremotos.

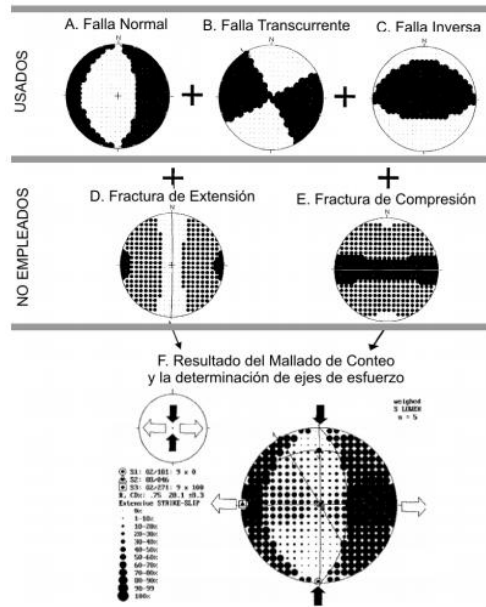
Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan, el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría. (Fig. N° 2.26).



**Figura N° 2.26** Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. a) en perspectiva y b) en proyección estereográfica (semiesfera inferior), F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo. (Tomado de Muños & De Vicente, 2006).

Trazando un plano auxiliar perpendicular a la estría de deslizamiento la región en torno a una falla queda dividida en cuatro diedros rectos. El esfuerzo principal mayor ( $\sigma_1$ ) queda contenido en los diedros de compresión, y el menor ( $\sigma_3$ ) en los de extensión. La superposición de los diedros de extensión y de compresión de todas las fallas de una población nos definirá la orientación más probable de ( $\sigma_3$ ) y ( $\sigma_1$ ) respectivamente. La aplicación mediante ordenador calcula, para cada dirección del espacio, el porcentaje de fallas en relación con las cuales ésta ha quedado incluida en el diedro de extensión; el valor máximo corresponderá a la posición óptima del eje de extensión y el mínimo al de compresión.

La razón para la utilización del método de los diedros rectos es la necesidad de contar con un procedimiento gráfico simple que permita ver de forma rápida, previamente al empleo de los otros métodos, la orientación aproximada de los ejes de esfuerzos capaces de explicar el conjunto de las fallas. Se usa únicamente como indicador, a grandes rasgos, de estados de esfuerzo medios de toda la población. La buena calidad de sus resultados es indicadora de la existencia de un único estado de esfuerzo (o bien de estados de esfuerzo parecidos o que comparten alguno de los ejes del elipsoide). El problema principal del método estriba en la imposibilidad de separar las fallas compatibles con tensores de esfuerzos diferentes. (Fig. N° 2.27).



**Figura N° 2.27** Principios del método del Diedro Recto (en el hemisferio inferior de la red de Shmidt).(A-E) distintos tipos de datos de fallas simples usadas con sus mallas de conteo características y la proyección de los planos de falla o fractura, y su combinación que producirá la Malla de Conteo Promedio (F). (Modificado de Delvaux & Sperner, 2003)

b) El método interactivo de optimización rotacional.

Como todos los métodos interactivos de inversión, este es basado en la prueba de un gran número de esfuerzos diferentes, con el objetivo de minimizar la desviación de los datos. En principio el rango total de orientaciones para los tres ejes de esfuerzos y el radio de esfuerzos (R) ha sido probado para encontrar el mínimo valor de desviación. Estos cuatro parámetros, el problema está restringido a cuatro dimensiones con un contraste adicional de que los tres esfuerzos principales son ortogonales.

### 2.9.2. Programa *Tectonics-FP*

Este programa utiliza el cálculo de tensor de esfuerzo con el método indirecto de inversión descrito por (Angelier & Goguel, 1979), y el método de los diedros rectos descrito por Angelier, 1994 descrito anteriormente.

### 2.9.3. Programa *Faille*

Este programa trabaja con el método *Etchecopar* el procedimiento general usado para hallar un tensor que explique bien una población de fallas es el de

ensayo-error, para lo cual se debe partir de un tensor inicial que es impuesto por el usuario o elegido por el programa entre 100 a 200 tensores lanzados al azar. Se comienza pidiéndole al programa que busque el tensor que mejor explique un porcentaje elevado de fallas, y en función de los distintos parámetros de «calidad» enumerados a continuación se decide si la solución es aceptable o no. Si no lo es, se disminuye el porcentaje solicitado hasta encontrar el tensor óptimo, buscando al propio tiempo que este porcentaje se ajuste al número de fallas realmente explicadas por el mismo. Las condiciones generales que debe cumplir una solución para considerarse satisfactoria son:

- a) La desviación angular media entre estrías teóricas y reales no debe superar  $10^\circ$ .
- b) El histograma de desviaciones angulares debe tener forma de semicampana de Gauss. La población de fallas explicadas por el tensor debe diferenciarse bien del resto y quedar agrupada en las tres primeras clases (desviación máxima de  $0,3$  radianes =  $17^\circ$ ).
- c) Los resultados han de converger aun partiendo de tensores iniciales diferentes.
- d) Representados en un círculo de Mohr los puntos correspondientes a las fallas explicadas, éstos deben quedar situados en la parte superior izquierda del diagrama.

(Etchecopar, 1984) recomienda usar al menos 15 medidas, aunque en ocasiones él mismo define tensores con menos datos. De hecho, no es infrecuente que se admitan soluciones basadas en un número de fallas inferior a 10 (Amigó, 1986), si bien es lógicamente aconsejable usar siempre el máximo número de medidas posible. Por otra parte, también hay que tomar en consideración el peso relativo que tiene la subpoblación de fallas explicadas por el tensor respecto a la población total. Por ejemplo, cuando se analizan poblaciones de fallas muy numerosas la representatividad de un tensor que explique menos de un 10 % de los datos, aun cuando éstos alcancen un número absoluto mayor de 10, es discutible. Estos tensores minoritarios sólo deberían ser tenidos en cuenta si se repiten en otras estaciones de la misma área.

#### **2.9.4. Programa *Tecto***

El T\_Tecto 3.0 programa computarizado realizado por Zalohar y Vrabc (2.007) analiza datos cinemáticos utilizando varios métodos numéricos diferentes incluyendo el método de Gauss. El programa es basado en la filosofía clásica de la inversión de datos cinemáticos incluyendo el concepto de esfuerzo y tensor mejor adaptado. Este cálculo considera tanto una compatibilidad en las mediciones como la desviación angular entre la dirección de deslizamiento teórica y la real tomada sobre los planos de falla, y la posición de los puntos en el círculo de Mohr.

## CAPÍTULO III

### GEOGRAFÍA FÍSICA

La geografía física analiza las relaciones recíprocas que se dan entre todos los componentes del espacio natural como, ubicación, topografía, pendiente, hidrografía, temperatura, pluviosidad, vegetación, entre otros que a continuación se describen en la zona de estudio.

La región de estudio abarca de noreste a suroeste del estado Táchira los municipios José María Vargas, Andrés Bello, Cárdenas, Guásimos, Independencia, Libertad, Bolívar y Junín, cuyas capitales son el Cobre, Cordero, Táriba, Palmira, Capacho Nuevo, Capacho Viejo, San Antonio del Táchira y Rubio. (Tabla N° 3.1) La zona abarca unos 132 km<sup>2</sup> de extensión aproximada.

**Tabla N° 3.1.** Municipios ubicados en la zona de estudio, estado Táchira

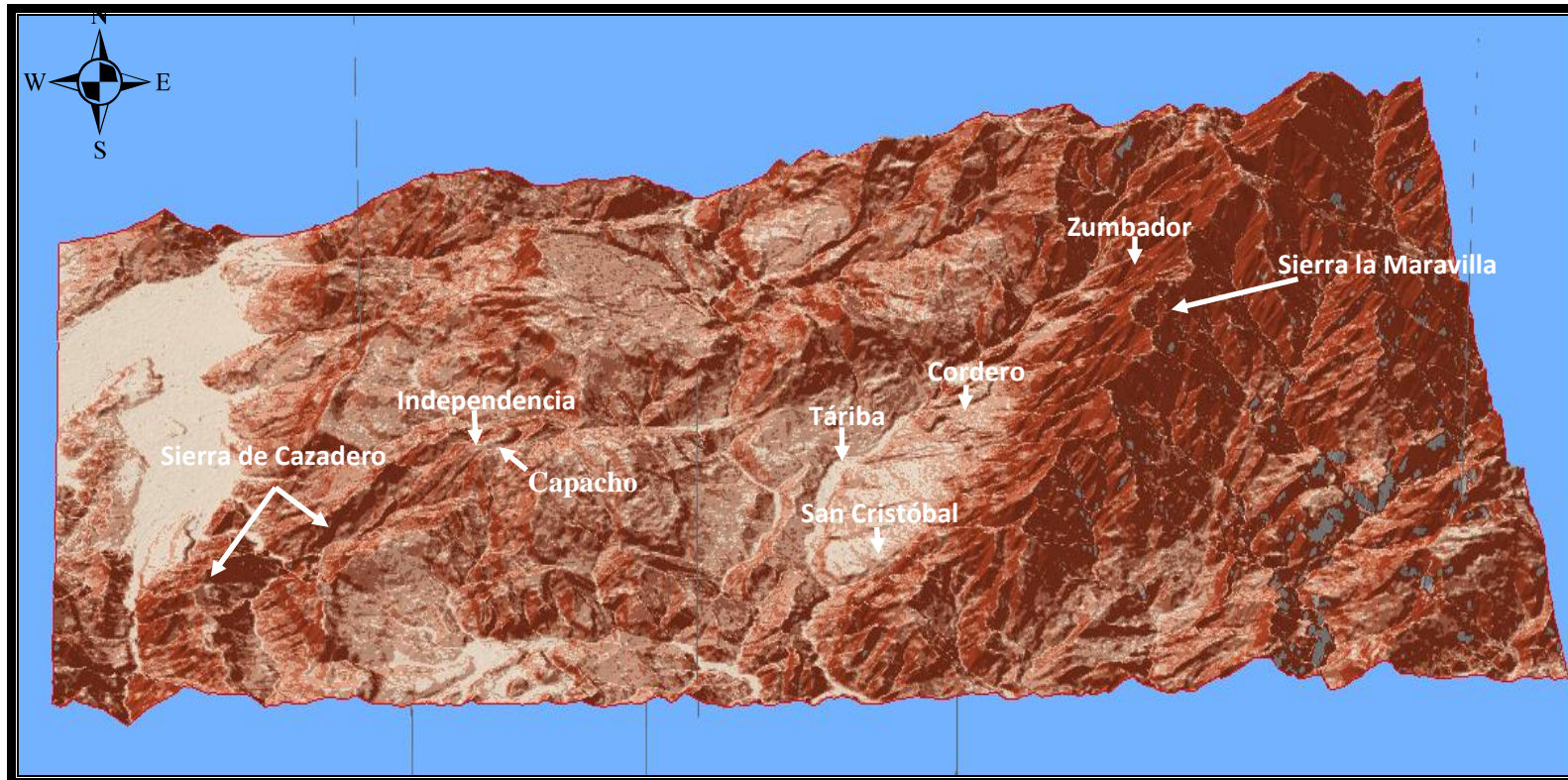
<b>Nombre del Municipio</b>	<b>Capital</b>	<b>Población Municipal</b>
José María Vargas	El Cobre	—
Andrés Bello	Cordero	22.315
Cárdenas	Táriba	12.1035
Guásimos	Palmira	46.456
Independencia	Capacho Nuevo	42.191
Libertad	Capacho Viejo	30.648
Bolívar	San Antonio del Táchira	64.794
Junín	Rubio	82.327

#### 3.1 TOPOGRAFÍA

En la fisiografía del área de estudio, se pueden apreciar tres paisajes que han resultado de una larga y compleja historia geológica, en la cual han cumplido un papel muy importante, la actividad hídrica y los levantamientos sucesivos del relieve. La zona de estudio es un conjunto montañoso compuesto por sierras como (sierra la Maravilla, sierra de Cazadero), páramo (El Zumbador), terrazas,

depresiones en la que cabe destacar la depresión del Táchira, y valles que dominan casi toda la superficie. (Fig. N° 3.1)

La depresión del Táchira, se levanta al NE y al SW donde dos paramos prominentes marcan los límites de la depresión: el páramo el Zumbador a 2.500 msnm y el páramo El Tamá a 3.600 msnm. Estos dos altos topográficos delimitan la extensión sur y norte de la cordillera de Mérida y la cordillera oriental de Colombia respectivamente. Al SE, la topográfica dentro de la depresión del Táchira se hace gradualmente más tenue en los piedemonte y en los llanos de la cuenca de Apure donde las elevaciones están sobre el orden de los 200 m.s.n.m. Numerosas terrazas fueron formadas dentro de la zona de estudio como resultado del levantamiento cuaternario y reciente, entre estas cabe destacar la terraza de Cordero, San Cristóbal, Rubio, sobre estas terrazas son construidas la mayoría de los asentamientos y ciudades de la región andina (Fig. N° 3.2).



**Figura N° 3.1** Topografía del área de estudio (DEM)



**Figura N° 3.2** Terraza donde se muestra la ciudad de cordero ubicado al noreste del estado Táchira, altura 1.149 msnm.

### **3.2 PENDIENTE**

La zona de estudio, presenta un rango altitudinal que va desde los 800 msnm al suroeste en su parte más baja hasta los 1400 msnm al NE, lo cual indica un desnivel de 600 m. Para el área se definieron cuatro rangos de pendiente, (Fig. N° 3.3). El rango cuyos valores de pendiente oscila entre 0° a 5°, se corresponde con paisajes de valle y planicie aluvial, comprende terrenos suaves donde se encuentran depósitos en forma de abanicos aluviales, terrazas aluviales y antrópicas en esta zona el factor predominante es el de acumulación de sedimentos provenientes de las zonas más elevadas. Las pendientes de 5° a 12°, son paisajes ondulados e inclinados entre los cuales destacan depósitos en forma de conos de deyección, terrazas, escarpes y el piedemonte, es en estas zonas donde se llevan a cabo el desarrollo de cultivos agrícolas. Las pendientes de 12° a 20°, son pendientes accidentadas, se distribuyen de manera uniforme en las laderas del área de estudio, finalmente se encuentran las pendientes de 20° a 43° las cuales se corresponden a zonas muy accidentadas.

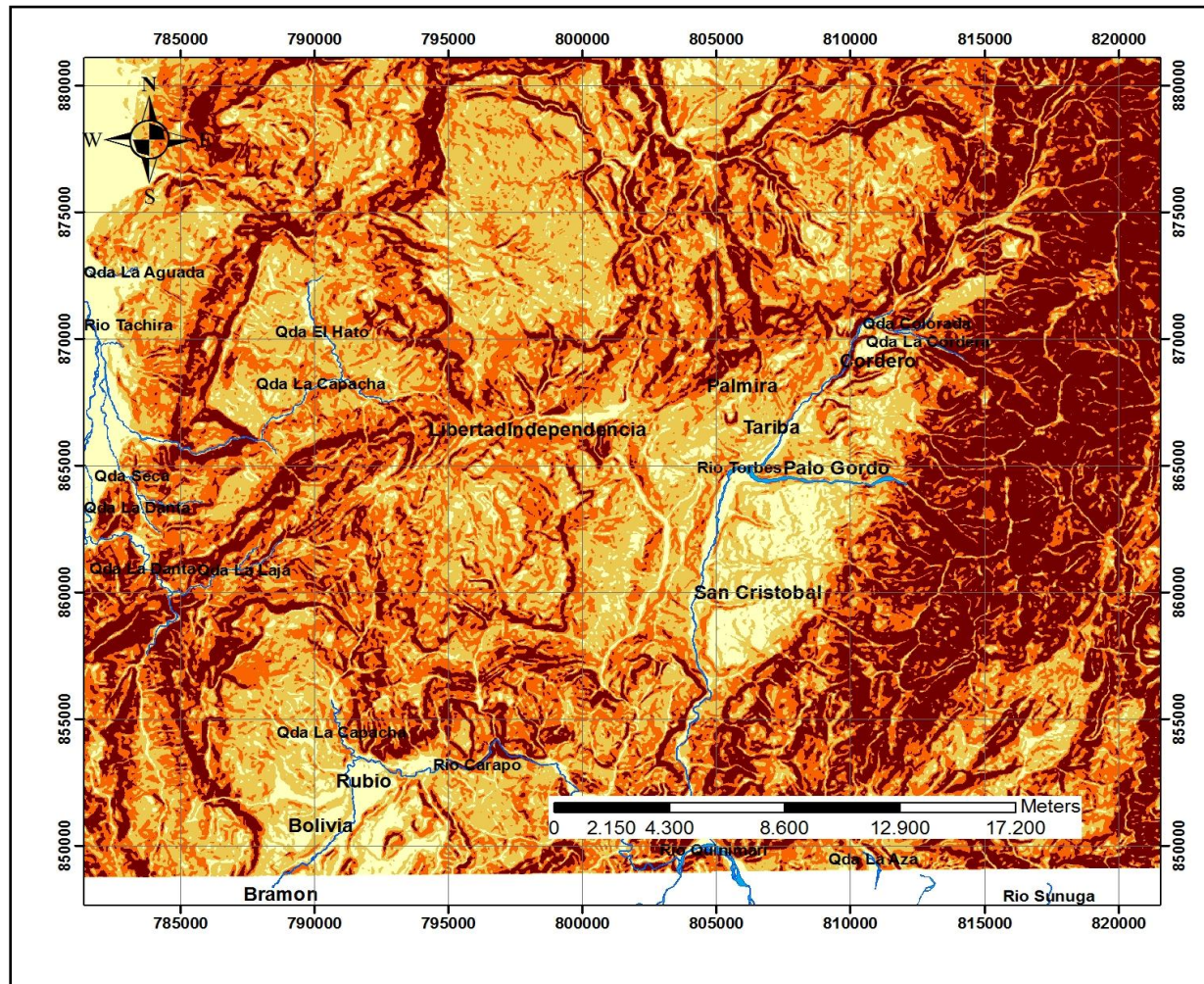


Figura N° 3.3 Mapa de Pendiente

El paisaje que la identifica son las laderas-vertientes ubicadas en las zonas con mayores alturas de la región; se caracteriza por presentar pendientes muy prolongadas y un relieve muy escarpado, donde se encuentran suelos residuales y afloramientos rocosos, la acción predominante en esta unidad es la erosiva. A continuación se presentara un cuadro síntesis con información del área, porcentaje, unidades del paisaje y procesos ubicados dentro de las unidades de gradiente. (Tabla N° 3.2)

**Tabla N° 3.2** Cuadro síntesis con información del área

<b>Pendiente (°)</b>	<b>Área (m<sup>2</sup>)</b>	<b>Porcentaje</b>	<b>Procesos</b>
0-5	1561	41	Acumulación Inundación
5-12	990	26	Erosión Acumulación
12-20	875	23	Erosión
20-43	382	10	Erosión Diseción movimientos en masa

### **3.3 HIDROGRAFÍA**

El área está constituida por numerosos afluentes, (Fig. N° 3.4), constituida por numerosas quebradas que siguen un patrón dendrítico y fluyen hacia los ríos principales entre los cuales destaca de noreste a suroeste de la zona de estudio las quebradas La Auyamala, Ficala, La Colorada, La Cordera, río Torbes, La Garcia, La Chivata, La Laguna, La Ruiza, Agua Gorda, Zapata, Caternica, Zorca, El Topón, Juares, Capacho, La Capacha, La Danta, Río Táchira, La Laja.



### 3.3.1 Río Torbes

El río Torbes ocupa una cuenca elongada, ubicada al este de la zona de estudio al oeste del pie de monte de la sierra de la maravilla y tiene una longitud aproximadamente de 310 km<sup>2</sup>. Las cabeceras del río están en el páramo el Zumbador, a 2.600 msnm, tanto las cabeceras como gran parte del río atraviesan a la Formación La Quinta, la cual está compuesta de rocas de color rojizo y de allí el color rojizo de las aguas del río Torbes. (ver anexo 1 mapa geológico estructural).

El río Torbes recibe agua de las quebradas la Cordera, La Chivata, La Machiri, La Blanca, La Parada, La Bermeja, todas estas nacen en la Formación La Quinta y sus aguas aportan más color rojizo a este río.

Durante los períodos de sequía el río fluye tranquilamente, no presenta variaciones importantes como se muestra en la (Fig. N° 3.5), pero en algunas oportunidades ha causado inundaciones en la parte baja de los municipios San Cristóbal, Cárdenas y Torbes. Desemboca en el río Caparo y pertenece a la cuenca del río Apure, el cual a su vez desemboca en el río Orinoco.



**Figura N° 3.5** Río Torbes en temporada de sequía

### 3.3.2 Quebrada la Capacha

Esta fuente permanente de agua del municipio Bolívar se encuentra ubicada al noreste de la ciudad de San Antonio con una extensión de 2 km tiene declive al noroeste y desemboca en el río Táchira. (Ver anexo 1 mapa geológico estructural).

### 3.3.3 Quebrada la Danta

Ubicada en el municipio Junín al sur de la ciudad de San Antonio. Esta quebrada es sinuosa presenta declive al norte, y desemboca en el río Táchira la cual constituye el más importante recurso hídrico, con que cuenta la frontera Colombo-Venezolana (Fig. N° 3.6).



Figura N° 3.6 Quebrada la Danta, cerca de Peracal. Dirección de la foto (30°)

### 3.3.4 Río Táchira

Río internacional, límite entre Venezuela y Colombia en esta parte de la extensa frontera compartida por ambos países, es la fuente de agua más importante del eje fronterizo San Antonio, Ureña, Aguas Caliente en el lado venezolano.

En los últimos años su caudal ha disminuido considerablemente, al igual que otros ríos y quebradas del estado señalándose entre otras razones las bajas precipitaciones, la alta evaporación existente, y por otra parte la falta de atención a

esta y otras importantes cuencas tanto por comunidades que hacen vida en sus inmediaciones, como por organismos públicos y privados que tienen que ver con el asunto.

### **3.4 TEMPERATURA**

Es uno de los factores en la cual la altitud ejerce mayor influencia. La disminución de la temperatura con la altura obedece principalmente a dos fenómenos: en primer lugar la troposfera es básicamente calentada por la radiación terrestre y no por la solar; en segundo lugar, el vapor de agua y el dióxido de carbono los cuales retienen el calor cerca de la superficie terrestre, disminuyen con la altura, reduciendo el calentamiento atmosférico. En este sentido en el área de estudio debido a la configuración del relieve, la temperatura disminuye de sur a norte en la zona de estudio, (Fig. N° 3.7), es decir, el clima es cálido en las zonas bajas representada por los municipios Junín, Bolívar, Libertad, Independencia, Cardenas, Guasimos, Andrés Bello, por otra parte el clima templado es característico de las cumbres ubicadas al norte y oeste donde se encuentran el paramo el Zumbador en el municipio José María Vargas y cerro Capacho al sur del municipio Independencia.

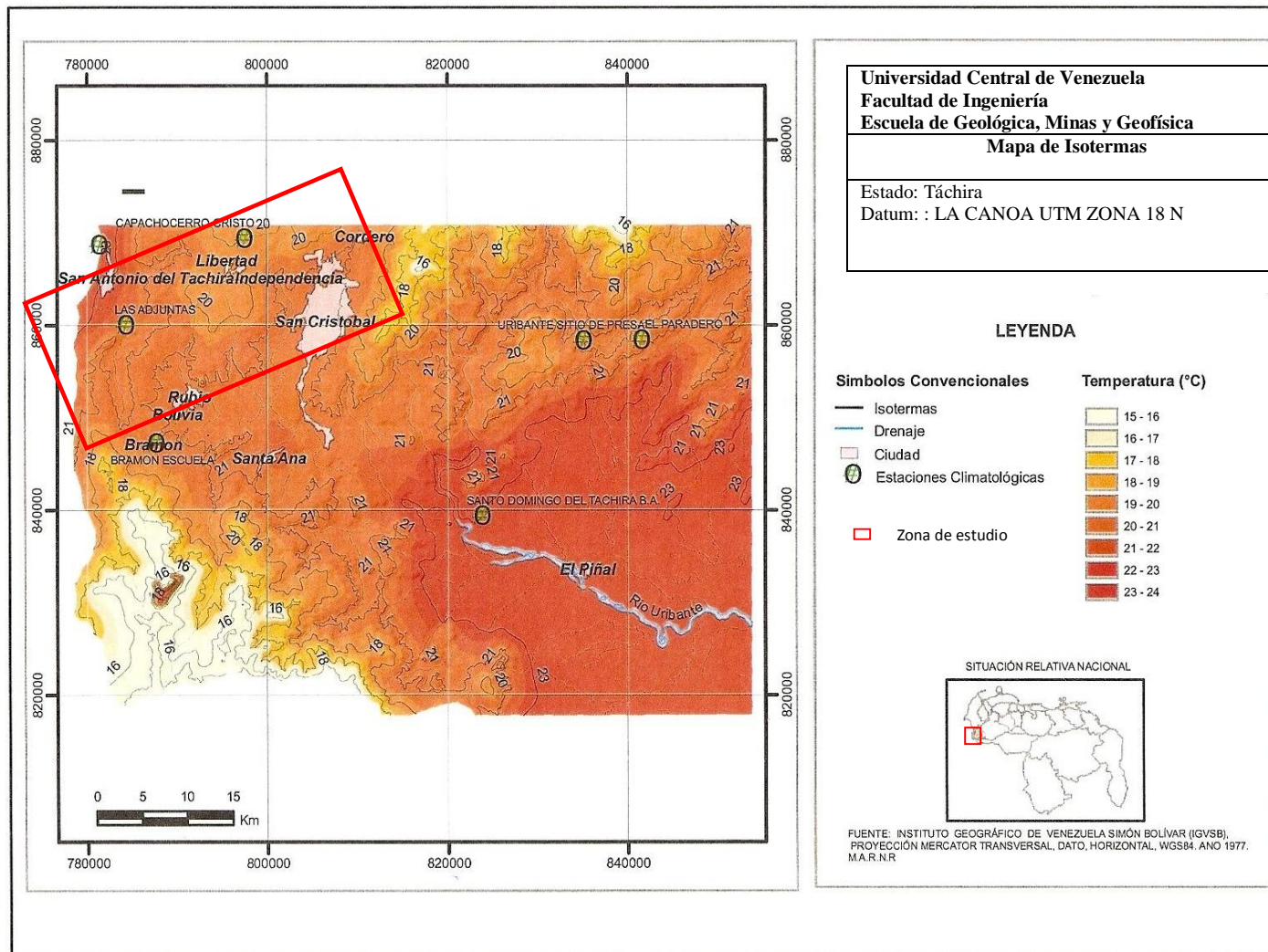
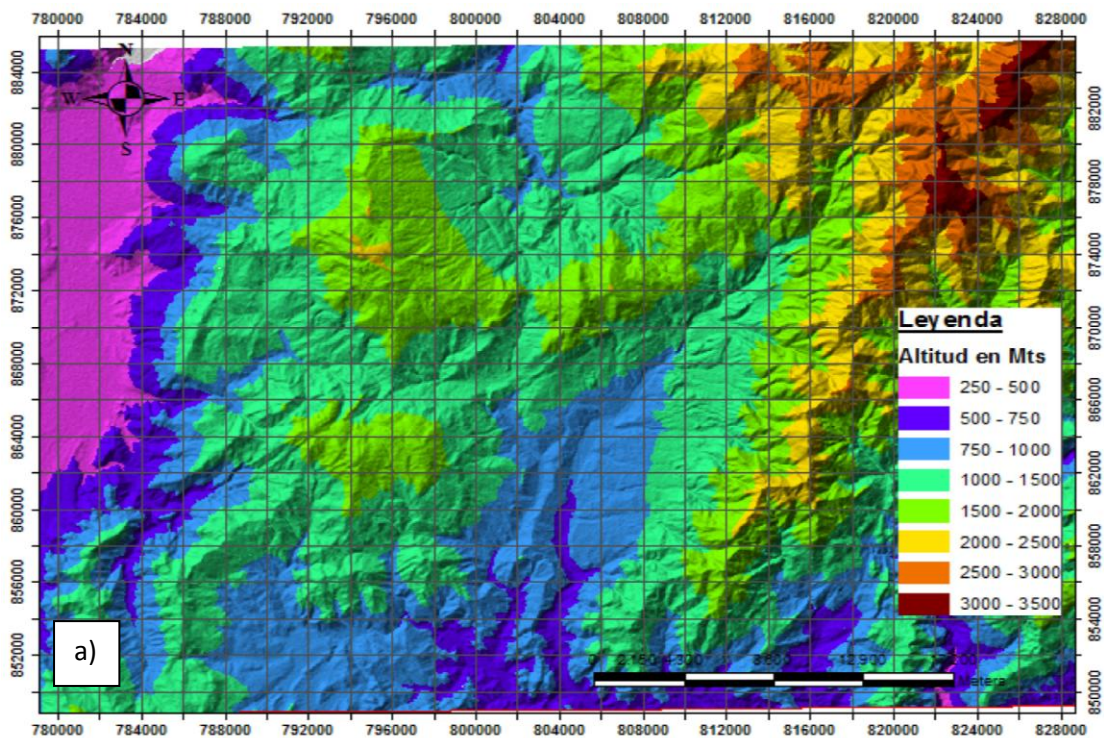
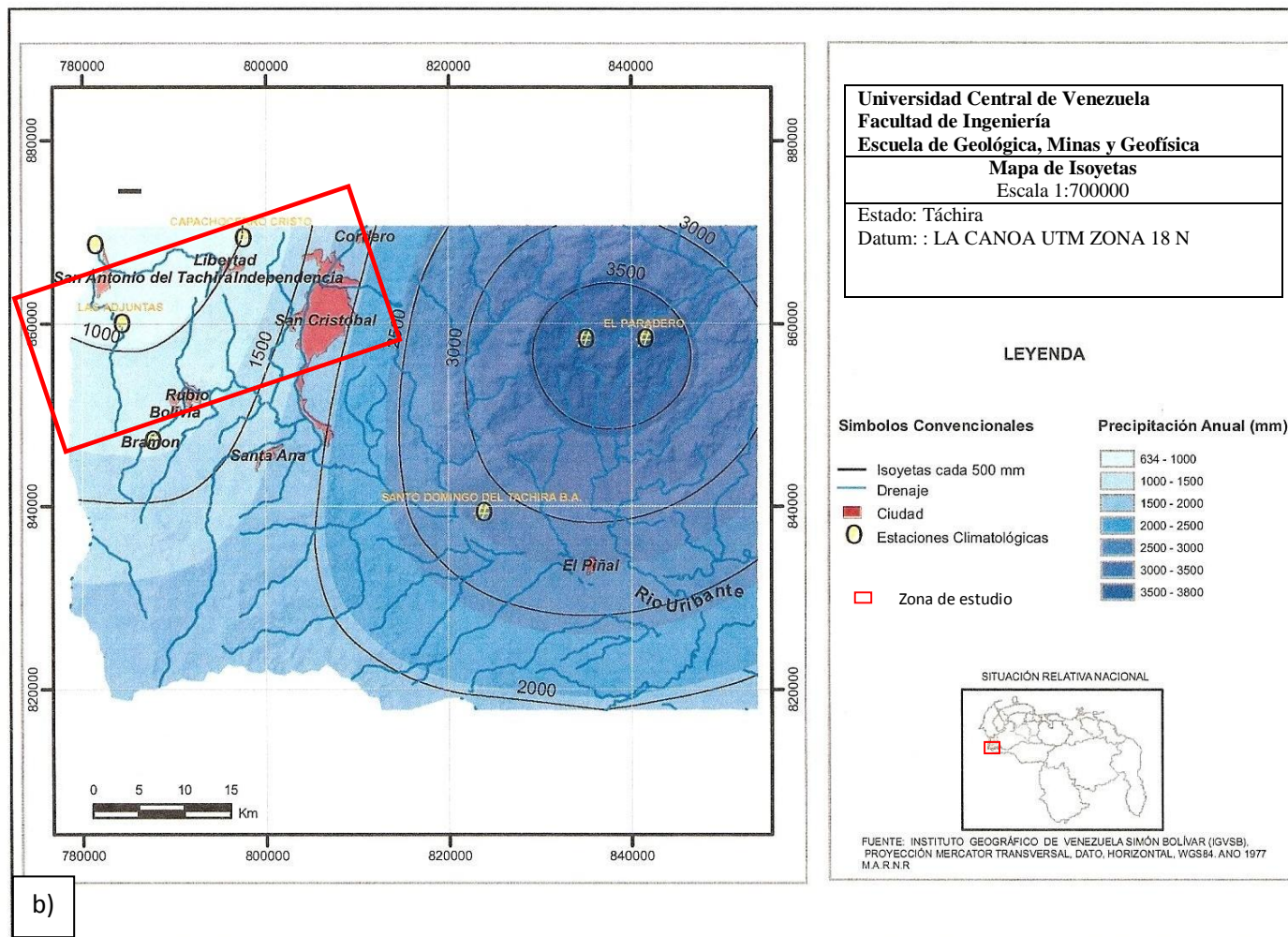


Figura. N° 3.7 Mapa de Isothermas

### 3.5 PLUVIOSIDAD

La distribución espacial de la precipitación para el área de estudio, está estrechamente asociada a la altura, (Fig. N° 3.8), como ocurre con la temperatura, pues las fajas pluviométricas de menor precipitación se corresponde con las zonas bajas y las de mayor pluviosidad con las zonas de mayor altitud. Ciertamente, al localizarse el área de estudio en una gran proporción sobre un sistema montañoso da pie a que se produzcan precipitaciones orográficas, esta ocurren, por cuanto las masas de aire se ven forzadas a ascender y a enfriarse dinámicamente por la expansión adiabática experimentada, generando condensación y posteriormente precipitación.





b)

Figura N° 3.8 a) Mapa de alturas. b) Mapa de Isoyetas

### **3.6 ZONAS DE VIDA**

Debido a la complejidad del relieve a la variación altitudinal, donde las precipitaciones anuales oscilan entre 195-3.475 mm, y temperaturas entre 15°-24°C, se logra evidenciar diversas zonas de vida según Holdridge. Las zonas de vida se definen como áreas o formaciones delimitadas por rangos climáticos definidos en base a temperatura, precipitación y evotranspiración. En este sentido en la zona se lograron distinguir cinco formaciones. (Fig. N° 3.9)

#### **3.6.1 Bosque seco premontano (bs-pm)**

Esta unidad se ubica al noroeste de la ciudad de San Cristóbal, se caracteriza por tener una precipitación media anual entre 550 a 1.100 mm, y una temperatura que va desde los 12° a 18 °C, la vegetación de esta formación, ha sido muy alterada a tal extremo que no se ha podido observar el tipo clima, lo que queda principalmente es vegetación secundaria, el bosque normal secundario está compuesto por dos niveles, la altura del primer piso varía entre ocho a dieciocho metros dominado por leguminosas, como roble, drago, cuji e indio desnudo y saman, en cuanto al piso inferior está compuesto por arbustos y matas herbáceas, que llegan a dos o tres metros entre las cuales destaca oregano, zabra y cactáceas.

#### **3.6.2 Bosque húmedo premontano (bh-pm)**

Se ubica al oeste del área, cuyas características climáticas son una temperatura media anual entre 18°-24°C y una precipitación media anual entre 1.100-1.200 mm. El bosque primario, en la asociación climática no ha sido observado, entre las especies que destacan se encuentra el mijao y varias lauráceas. El bosque húmedo premontano es una zona de vida cuya precipitación y temperatura es favorable para el establecimiento de una gran variedad de cultivos, destacándose el café y la caña de azúcar.

#### **3.6.3 Bosque muy húmedo premontano (bmh-pm)**

Se encuentra al este del área de estudio, en zonas cuya precipitación media anual es de 2.000-4.000 mm, y temperaturas entre 18°-24°C.

La humedad de esta zona de vida favorece un magnífico desarrollo de la vegetación natural, en esta formación se logra observar bosques en su estado natural.

El bosque climax está compuesto por árboles de gran altura, siendo frecuente encontrar ejemplares de más de 35 m, la exuberancia de la vegetación en esta formación, se refleja en un gran número de especies arbóreas presentes, entre las que destaca Cucharón, Carrasposo, Yagrumo epifitas y plantas pequeñas de hoja grande como Platanillo. Desde el punto de vista agropecuario la alta humedad de la zona, es un problema para la explotación agrícola y pecuaria por cuanto hay un rápido crecimiento de hierbas y fuerte lixiviación.

#### **3.6.4 Bosque húmedo montano bajo (bh-mb)**

El bosque húmedo montano bajo se ubica al suroeste de la zona de estudio, tiene los mismos límites generales de precipitación y la misma relación de evapotranspiración potencial que el bosque húmedo premontano.

Sin embargo, estos factores no ocurren en combinaciones iguales en ambas formaciones, debido a las diferencias de temperatura entre estas dos zonas. En el bosque húmedo montano bajo la temperatura media anual puede variar desde 11°-12°C.

La cubierta vegetal original o climax casi no existe, el bosque del tipo secundario es el más común, son bosques abiertos predominando árboles pequeños. Desde el punto de vista agropecuario, esta es una de las formaciones más intensamente utilizadas en el país, el pastoreo domina en las colinas mientras que en los valles y en terrenos de poco declive, se concentra la producción de papas.

#### **3.6.5 Bosque muy húmedo montano bajo (bh-mb) y bosque seco tropical (bs-t)**

Los límites climáticos generales de esta formación son promedios anuales de precipitación de 2.000 y 4.000 mm. y temperaturas medias anuales entre 12° - 18°C.

Se encuentra al norte del área, la poca utilización agrícola de esta zona de vida, debido a su alta humedad, ha permitido la conservación de gran parte del bosque en estado climax especialmente en zonas de gran pendiente.

Su vegetación es alta con bosques que alcanzan los 30 m, el crecimiento del sotobosque es vigoroso, presenta un epifitismo fuerte, en los árboles abunda el musgo, así como bromeliáceas, orquídeas y aráceas, también es abundante las palmas y los helechos arbóreos. La actividad agrícola aquí es muy poca notándose solo algunos cultivos de subsistencia.

Finalmente en una pequeña área que no se aprecia por la escala cartográfica, existe, en la localidad de San Antonio, el bosque seco tropical cuyas temperaturas varían entre 22°-29°C, y la precipitación entre 1.000 a 1.800 mm., presenta una cobertura boscosa continua, en piso térmico cálido con uno o dos períodos marcados de sequía.

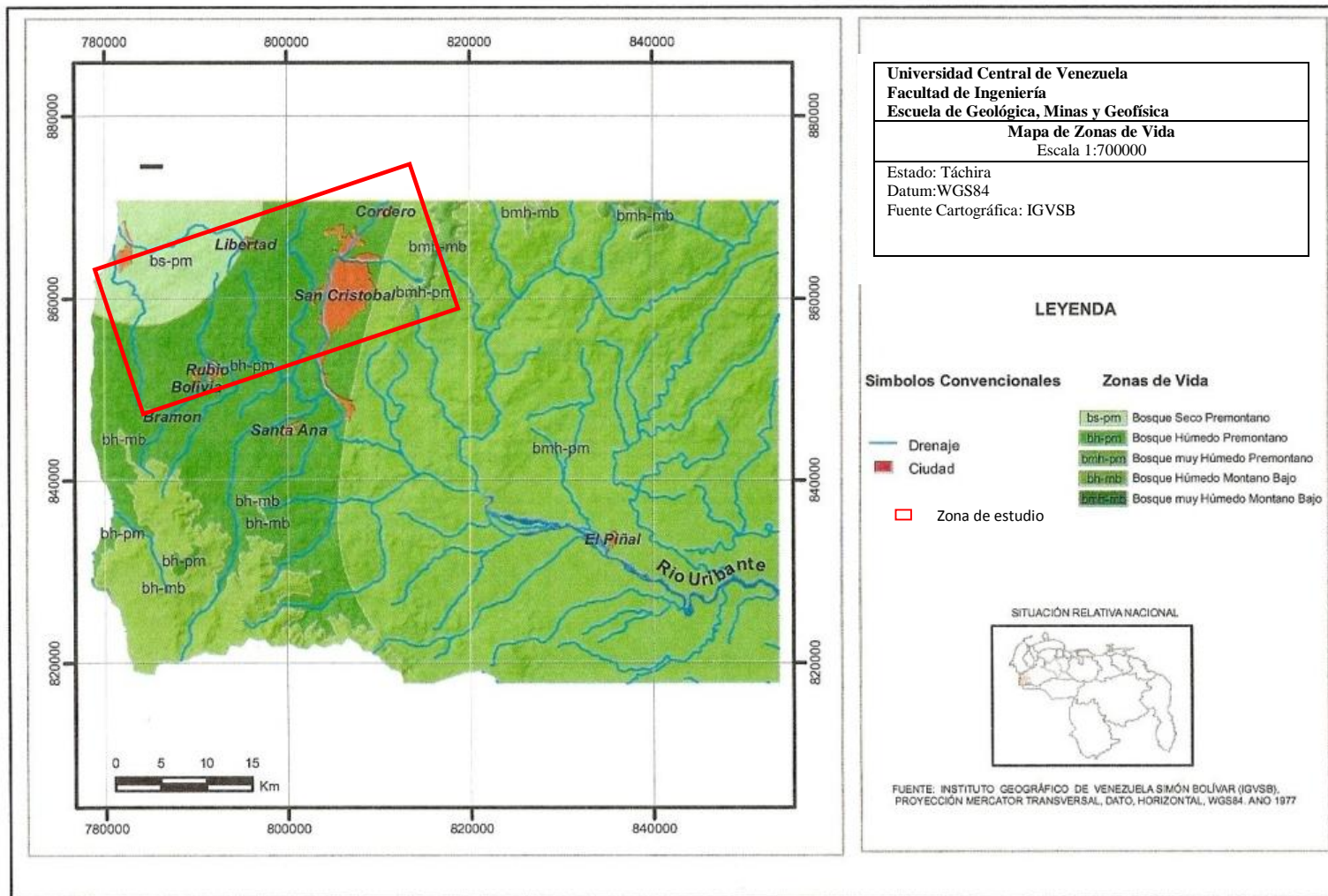


Figura N° 3.9 Mapa de Zonas de Vida

### 3.7 COBERTURA VEGETAL

Se caracteriza por ser heterogénea, como consecuencia de la variedad de climas existentes, lo cual se traduce en la presencia de formaciones vegetales que van desde el bosque alto, arbustales, herbazales hasta suelos desnudos y actividad agrícola. Como se puede observar en la (Fig. N° 3.10), en el área la mayor proporción de cobertura vegetal se corresponde con gramíneas, suelo desnudo y actividad agrícola lo que evidencia una gran intervención antrópica.

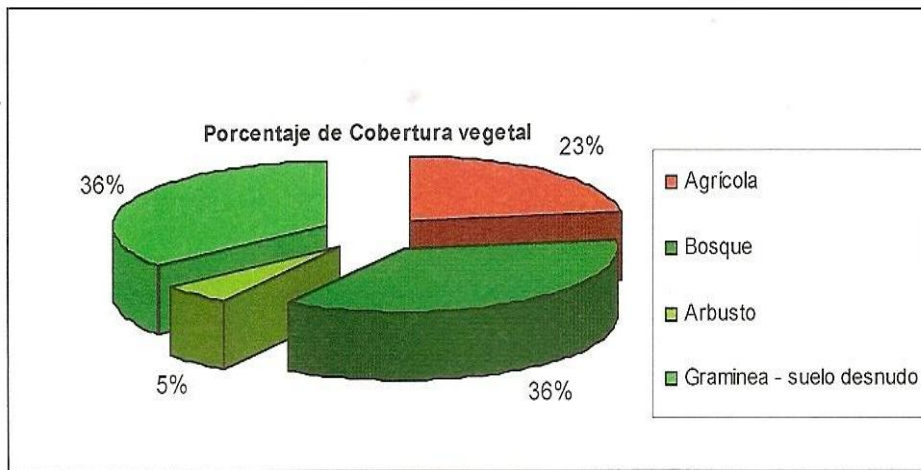


Figura N° 3.10 Porcentajes de cobertura vegetal

## CAPÍTULO IV

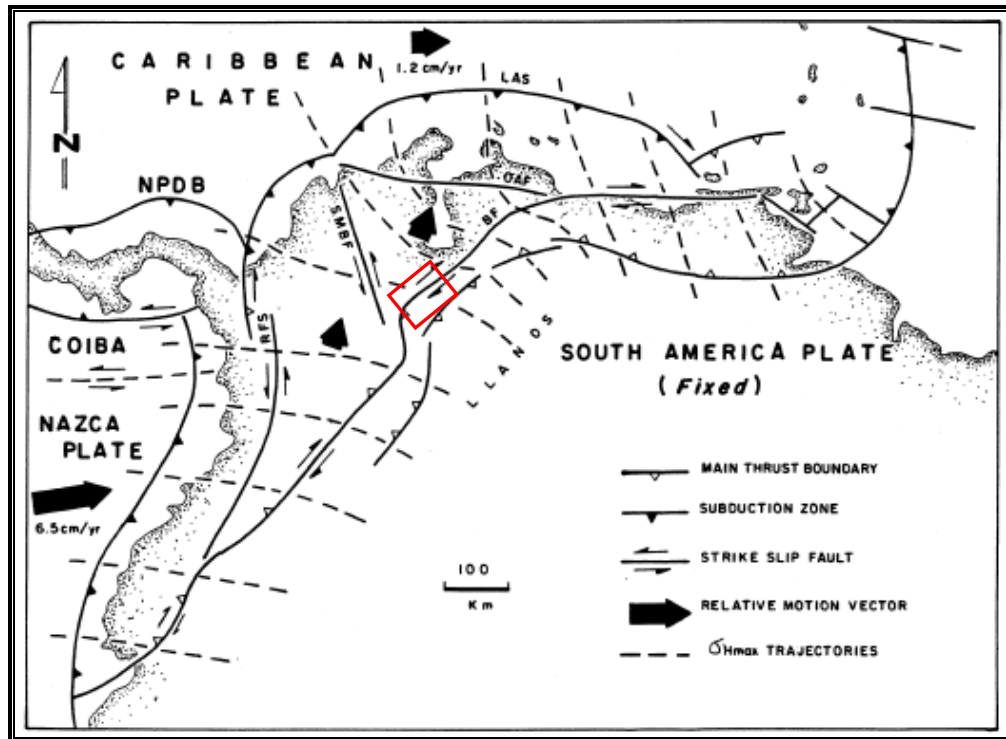
### MARCO GEOLÓGICO

#### 4.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La cordillera Andina venezolana posee 100 km de ancho con alturas que alcanzan los 5.000 msnm, se extiende por 450 km desde la depresión del Táchira con un rumbo aproximado N40°-50°E, culminando en la transversal de Barquisimeto, donde comienza el sistema montañoso del Caribe, el cual posee características geológicas completamente diferentes (Stephan, 1977; Stephan *et al.*, 1980).

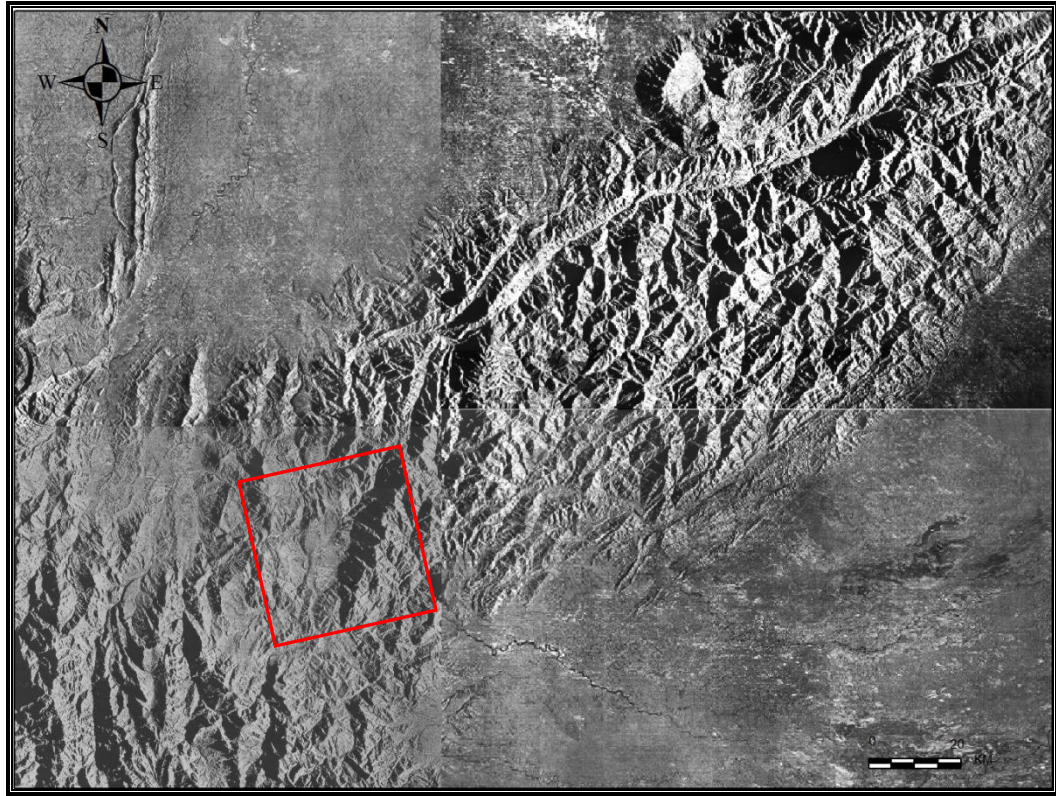
La margen sur del Mar Caribe ha sido interpretada como una frontera de transformación entre las placas Caribe y sur Americana debido a la existencia de grandes zonas transcurrentes en la parte norte de Venezuela (Fallas de El Pilar, de Oca y de Boconó), (Stephan, 1977; Schubert, 1985; Pindell y Erickson, 1995). Estas grandes unidades estructurales, representan los límites regionales de un bloque cortical, de forma triangular situado al noroeste de América del Sur denominado bloque de Maracaibo. Este bloque está limitado también por las fallas transcurrentes sinestrales de Santa Marta-Bucaramanga quienes lo separan del bloque norandino (cordillera de Colombia).

Los Andes venezolanos están relacionados con una compleja interacción entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca (Fig N° 4.1), la Placa Caribe se mueve aproximadamente hacia el este relativamente a la placa Suramericana, pero este borde activo no es del tipo simple dextral, ya que es una zona transpresional, dicho borde se extiende hacia el suroeste dentro de Los Andes de Mérida, donde existe partición de deformación en la falla transcurrente (*strike-slip*) lateral dextral de la falla de Boconó aproximadamente corriendo a lo largo del eje de la Cadena Andina.



**Figura N° 4.1** Interacción entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca rojo representa la zona de estudio el cuadro. (Tomada y modificada de Audemard & Audemard, 2002)

Esta cordillera es un cinturón orogénico intraplaca, la cual es un caso poco común debido a su emplazamiento en el interior de la corteza continental (Audemard & Audemard, 2002). Este emplazamiento representa la terminación noroeste de la placa Suramericana (Fig. N° 4.2) y limita con lo que se ha denominado bloque de Maracaibo. El lineamiento central corresponde a la falla de Boconó. La orientación noreste-suroeste de la cordillera está controlada por la ubicación de un antiguo surco Jurásico (Surco del Uribante), que parecen haberse reactivado por un proceso de transpresión dextral (Meier *et al.*, 1987). Por otra parte, la sutura entre el Arco de Panamá y la Cordillera Occidental de Colombia, ha sido considerada como uno de los principales eventos responsables de la Formación de la cadena (Audemard, 1993; Audemard & Giraldo, 1997; Audemar & Audemard 2002).

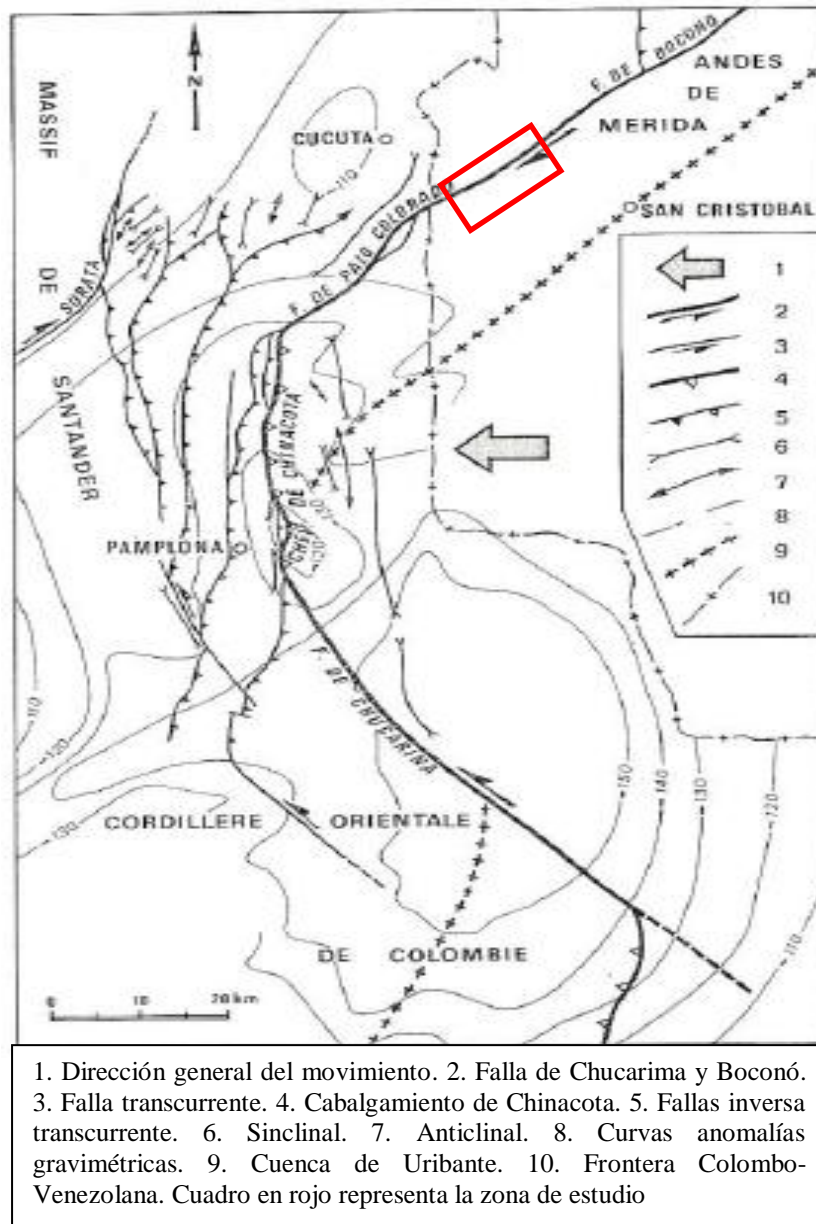


**Figura N° 4.2** Emplazamiento de Placa Caribe y Placa Suramericana. El alineamiento central corresponde a la Falla de Boconó. (Imagen de radar de los Andes Venezolanos 1977).

Algunos autores sugieren que esta cadena montañosa es un apéndice de la Cordillera Oriental de Colombia (Case *et al.*, 1990). Otros argumentan que es un accidente topográfico independiente de esa cordillera que no existe relación genética entre los Andes de Mérida y los Andes colombianos (Audemard & Audemard, 2002). Observándose que los Andes Venezolanos parecen ser el producto de la interacción de las placas Caribe, Nazca y sur América; al contrario de los Andes Colombianos que evidencia una subducción de tipo B de la Placa Nazca por debajo de Sur América.

Por otra parte (Boinet *et al.*, 1985) realiza un estudio tectónico en la zona de bisagra entre la cordillera Oriental de Colombia, macizo de Santander y los Andes venezolanos denominado Punzón de Pamplona, representado por el cabalgamiento de Chinacota, la falla rumbo deslizante de Boconó y la falla de Chucarima. El desprendimiento de Chucarima tiene un trazado rectilíneo que corresponde al límite norte de la cordillera Oriental de Colombia. La deformación de marcadores geológicos a lo largo de esta falla indican un juego sinistral, ella

trunca toda la estructura de la depresión del Táchira al norte, y la Cordillera Oriental al sur, el desprendimiento de Chucarima y los accidentes asociados explican de manera satisfactoria el cambio de dirección de las estructuras de la extremidad septentrional de la Cordillera oriental de Colombia al nivel de su unión con el Macizo de Santander. Hacia el norte el cabalgamiento de Chinacota se empalma sobre el desprendimiento dextral de Palo Colorado que representa la prolongación de la falla de Boconó en Colombia. (Fig. N° 4.3)



**Figura N° 4.3** Mapa estructural de la fase tectónica compresiva donde se observa el Punzón de Pamplona (representado por el cabalgamiento de Chinacota, la falla de Boconó y la falla de Chucarima). El cuadro rojo representa la zona de estudio. (Tomado y Modificado de Boinet *et al.*, 1985).

#### 4.1.2 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LOS ANDES VENEZOLANOS

La evolución de los Andes venezolanos es el resultado de la combinación de múltiples fases de deformación asociadas a los procesos de consolidación de terrenos continentales Precámbrico-Paleozóicos, a la expansión entre norte y sur América, desarrollada a partir del Triásico, y a la evolución del contexto Caribe como se presenta a continuación:

A finales del Paleozoico se desarrolló un proceso de colisión que dio origen al macrocontinente Pangea. Algunas dataciones radiométricas del Pérmico en los Andes de Colombia y Venezuela podrían asociarse con esta fase de deformación (Coney & Evenchick, 1994).

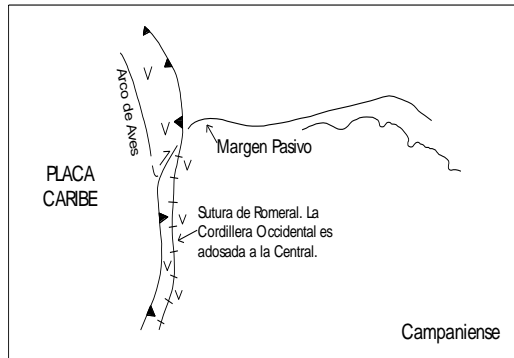
En este macrocontinente el límite noroccidental de Suramérica se mantuvo conectado con Norteamérica y África hasta el Triásico Tardío, cuando se produjo la fragmentación de Pangea.

Durante el Triásico y Jurásico, la margen norte de América del sur se individualiza separándose del resto de la Pangea (Pindell & Dewey, 1982; Pindell & Erickson, 1995). Esta separación se efectúa por *rifting*, el cual provoca un evento distensivo sobre la parte oeste de Venezuela. Esta queda estructurada en *horst* y *grabens* orientados, NE-SW (González de Juana *et al.*, 1980). El proceso expansivo inicial dio origen a un dominio intraplaca denominado Protocaribe, cuyo tamaño y forma han sido el resultado, en primer término, de la paleoposición de ambas placas a través del tiempo.

Sin embargo la corteza oceánica que integra la placa Caribe de la actualidad no fue generada al proceso expansivo entre norte y sur América, sino que representa un terreno alóctono, originado en el ámbito de la placa Pacífico (placa Farallón) y transportado hacia el este desde el Cretácico Tardío (Pindell & Barret, 1990). Este transporte tectónico del Caribe ha dado origen a una serie de eventos tectónicos iniciados en el Cretácico Tardío, que son los responsables más directos de las características geológicas observadas en el extremo noroeste de sur América.

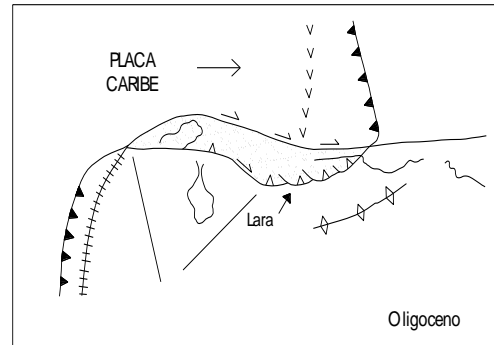
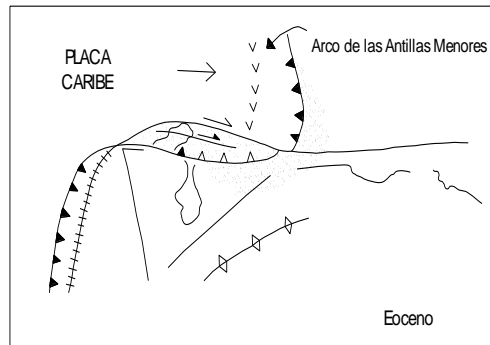
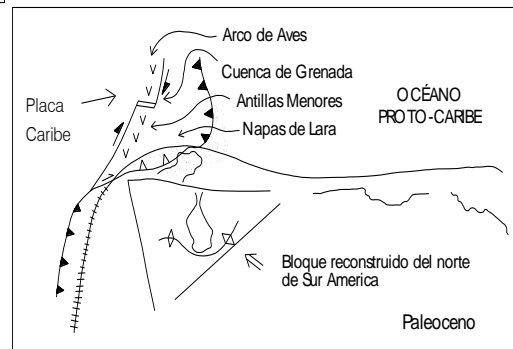
En el Cretácico Tardío-Paleoceno, el arco Caribe (*Caribbean arc*), se desplaza hacia el este, lo cual provoca colisión y obducción desde el Ecuador hasta Trinidad. La acreción de la cordillera Occidental de Colombia, trae como

consecuencia una tectónica compresiva en el basamento orientado NW-SE (Pindell, *et al*, 1995; De Toni y Kellogg, 1993). (Fig. N° 4.4, 4.6)



a. La Placa Caribe ha iniciado su migración hacia el noreste ocupando el espacio entre las américas. El arco de Aves es un sistema juvenil. En Colombia y Ecuador las rocas oceánicas de la Cordillera Occidental fueron adosadas al margen de Sudamérica. Venezuela representa aun un margen pasivo.

b. Se genera la cuenca *back-arc* de Grenada, lo que permite el crecimiento del sistema integrado por las antillas mayores y el arco de Aves, el cual se extendió a todo el proto-Caribe. El extremo sur del arco de Aves inicia su colisión con Venezuela.



c. El movimiento continuo del Caribe hacia el este generó el emplazamiento progresivo de napas caribes y del sistema de acreción asociado sobre el borde norte de Venezuela a lo largo del Cenozoico. Este proceso estuvo acompañado por el desarrollo de una cizalla dextral y por la rotación en sentido horario de las rocas que integraban las napas. El inicio del vulcanismo de las Antillas Menores durante el Eoceno es una evidencia del inicio de la migración al este de la placa Caribe.

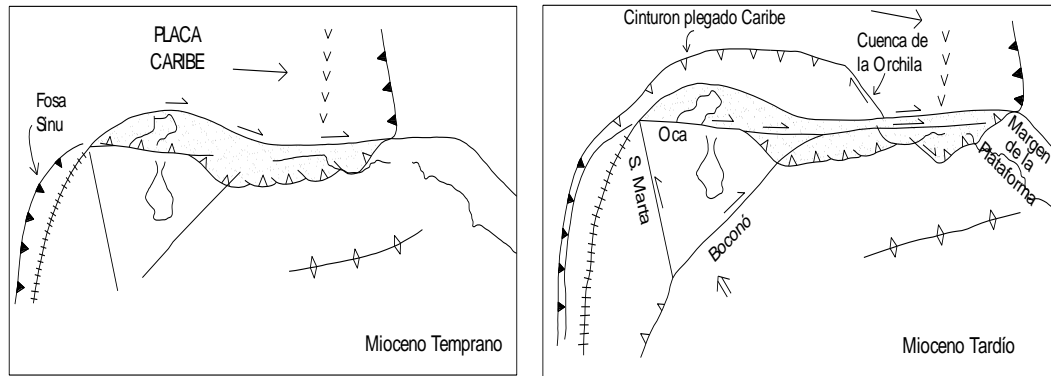
**Figura N° 4.4** Evolución del borde norte de Suramérica a partir del Cretácico Tardío. (Tomado Pindell y Barret, 1990)

Durante el Paleoceno-Eoceno se produce la acreción del alóctono Caribe (Caribbean allochton). Este evento (*Diacronus Collision-Arc*) rompe la margen pasiva Mesozoica y las napas centrales Caribes cabalgan entonces la placa Suramericana (Stephan, 1977; Pindell *et al.*, 1995).

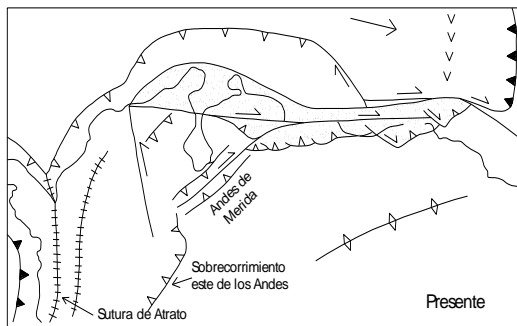
El Neógeno (Mioceno Tardío) constituye el período de levantamiento Principal de la parte NW de la placa Suramericana, producto de un primer proceso compresivo, durante esta etapa, ocurre la colisión del Arco de Panamá (*Panamá Block*) con la margen NW de la Placa Suramericana. En Venezuela se produce el primer pulso orogénico de los Andes de Mérida. (Audemard y Audemard, 2002). Es contemporáneo a un momento de la velocidad de desplazamiento de la placa Caribe. En consecuencia hay cambio de dirección de convergencia entre la placa Caribe y la placa Suramericana, desde una orientación NE-SW hacia una orientación E-W (Pindell, *et al.*, 1995). Durante el Mioceno Tardío la cordillera Oriental de Colombia, la sierra de Perijá y los Andes de Mérida se levantan.

Durante el Plioceno-Cuaternario ocurre un segundo proceso compresivo, la actividad tectónica continúa y se intensifica, estos dos procesos compresivos correspondientes al Mioceno y al Plioceno-Cuaternario son los causantes de la inversión de grábenes, exponiendo de esta manera rocas Precámbricas y Paleozoicas en la corteza continental de Suramerica, y causantes de la morfología actual (Audemard & Audemard, 2002). La deformación es controlada por una tectónica de basamento. El sistema se caracteriza por un cabalgamiento del basamento con vergencia NW asociado a retro-cabalgamientos (Audermard, 1991; Castrillo & Hervouet; 1996; Castrillo, 1997).

Los límites de placa hacia el norte de Venezuela son bastante simples y hacia el oeste son más complejos. Audemard & Audemard, (2002) establecen que en la parte norte el límite de placa abarca una zona de 100 km, de ancho y al oeste de 600 km (Figs. N° 4.5, 4.6).



d. La Placa Caribe ha migrado hacia el este una distancia aproximadamente igual a la mitad de la longitud de la fosa Caimán. El emplazamiento de las nappas de Lara ha finalizado. La cuenca oriental de Venezuela deja de ser un margen pasivo evoluciona a una cuenca *foreland* en respuesta al sobrecorrimiento de las nappas Caribes hacia el sureste. Hacia el oeste el complejo del arco de Panamá inicia su colisión con la cordillera Occidental, dando lugar a la sutura de Atrato. Esta colisión da origen a la movilización de los terrenos norandinos. Se inicia el movimiento transpresivo a lo largo de las fallas de Boconó, Santa Marta y Oca, así como el desarrollo de sistemas de corrimientos en Perijá, y en las cordilleras colombianas. La migración hacia el noreste de estos terrenos, en el orden de 100 kilómetros, ha causado el corrimiento del cinturón plegado del sur del Caribe sobre la cuenca de Venezuela.



e. La migración hacia el este de la placa Caribe ha continuado y la deformación compresiva a lo largo de sus límites de ha incrementado, en respuesta a: (1) la compresión menor entre Norte y Suramérica, (2) la colisión entre el Arco de Panamá y Suramérica, y la expulsión de los terrenos andinos hacia noreste. Muchas fallas que hasta el Neógeno Tardío habían sido transcurrentes han desarrollado movimientos transpresivos, dando origen al alto relieve observable en Colombia y Venezuela.

**Figura N° 4.5** Evolución del borde norte de Suramérica a partir del Cretáceo Tardío. (Tomado de Pindell & Barret, 1990)

EDAD			EVENTOS
C E N O Z O I C O	CUTERNARIO	RECIENTE	Segundo proceso compresivo la actividad tectónica continua (Audemar & Audemar 2002)
		PLEISTOCENO	
	PLIOCENO		La Cordillera Oriental de Colombia, la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida se levantan
	MIOCENO	SUPERIOR	
		MEDIO	
		INFERIOR	
	OLIGOCENO		Primer proceso compresivo , ocurre la colisión del Arco de Panamá con la margen noroeste de la Placa Sur Americana (Audemar & Audemar 2002)
	EOCENO	SUPERIOR	
		MEDIO	
		INFERIOR	
PALEOCENO		Acreción del alóctono Caribe (Stephan 1977; Bellizzia, 1985; Pindell 1995)	
M E S O Z O I C O	C R E T Á C I C O	MAASTRICHTIENSE	Arco Caribe se desplaza hacia el este lo cual produce colisión y obducción desde el Ecuador hasta Trinidad (Pindell <i>et al.</i> , 1995; De Toni & Kellogg 1993).
		CAMPANIENSE	
		SANTONIENSE	
		CONIACIENSE	
		TURONIENSE	
		CENOMANIENSE	
		ALBIENSE	
		APTIENSE	
		BARREMIENSE	
		NEOCOMINCE	
		JURÁSICO	

**Figura N° 4.6** Cuadro resumen de la evolución geodinámica

## **4.2 GEOLOGÍA LOCAL**

La depresión del Táchira es una silla estructural que separa a los Andes venezolanos de la cordillera Oriental de Colombia. Se encuentra aquí una potente secuencia sedimentaria de más de 7.500 m de espesor que se depositó desde el Jurásico hasta el cuaternario.

La geología de la depresión del Táchira fue inicialmente tratada por Garner, (1926) Liddle (1928); Kundig, (1938); Kherer; 1938). Estas son descripciones generalizadas originadas durante las primeras etapas de exploración petrolera de Venezuela provee una detallada descripción de las formaciones cretácicas. Posteriormente Trump & Salvador, (1964) resumieron las observaciones efectuadas durante el curso de exploraciones conducidas por la Creole Petroleum Corporation. Otros trabajos sobre la geología del área incluyen los trabajos de Albrizzio, (1972); Ramírez & Campos, (1972); Useche & Fierro, (1972); Macellari; (1982).

### **4.2.1 ESTRATIGRAFÍA LOCAL**

Los Andes venezolanos están conformados por un núcleo de rocas Precámbricas y Paleozoicas, intrusionadas por plutones caledonianos y hercinianos. Discordantemente sobre esta litología, descansa una secuencia sedimentaria que abarca desde el Mesozoico hasta el Reciente (González de Juana *et al*, 1980).

La zona de estudio presenta un registro sedimentario desde el Jurásico representado por la Formación La Quinta, hasta el Cuaternario representado por aluviones, La secuencia sedimentaria presenta variaciones litológicas a lo largo y ancho de la zona, esos cambios litológicos definen la estratigrafía de los Andes Venezolanos según haya sido la fuente y la paleografía de la región. En su mayoría los afloramientos expuestos presentaron areniscas, lutitas y calizas. La columna estratigráfica del área (Fig. N° 4.7) presenta una potente secuencia sedimentaria que se depositó desde el Jurásico hasta el Terciario. De base a tope se observa el Mesozoico, constituido por las rocas sedimentarias más antiguas que afloran en el área de estudio del Jurásico, conformada por la Formación La Quinta, suprayacente a esta se encuentran los sedimentos del Cretácico de la Formación Río Negro la cual recubren

a los de la Formación La Quinta en forma discordante. Sobre estos depósitos continentales se produjo la primera transgresión marina, la cual ha sido ubicada entre finales del Barremiense (Renz, 1977) y el Aptiense (Parnaud *et al.*, 1995). Este evento está representado por las calizas de la Formación Apón, correspondiente a una plataforma marina somera y caracterizada por ser también diacrónica y anisópaca en su intervalo basal (García J. *et al.*, 1980). Durante el Albiense se produjo un segundo pulso transgresivo de mayor escala, cuya influencia alcanzó los estados Táchira, Barinas y Apure. La etapa inicial de este evento está asociada a la Formación Aguardiente, depositada en ambientes marinos litorales y de plataforma interna (Parnaud *et al.*, 1995). En el Cenomaniense Temprano se establecieron condiciones de mayor profundidad asociadas a la depositación de los miembros La Grita y Seboruco de la Formación Capacho en los Andes. En el Cenomaniense Tardío se inició una nueva secuencia de pulsos transgresivos que culminaron en el Campaniense Temprano y resultaron en la depositación del Miembro Guayacán de la Formación Capacho y de la Formación La Luna en los Andes. La Regresión se inicia en el Cretácico Superior tardío, con la depositación de las lutitas marinas de la Formación Colón.

Durante el Terciario los depósitos continentales y marinos se acumulan en concordancia encima del Cretácico. En la región andina la serie Terciaria ha sido dividida en varias formaciones, en el Paleoceno representadas por las Formaciones Barco y Los Cuervos; El Eoceno-Oligoceno representada por las formaciones Mirador y Carbonera.

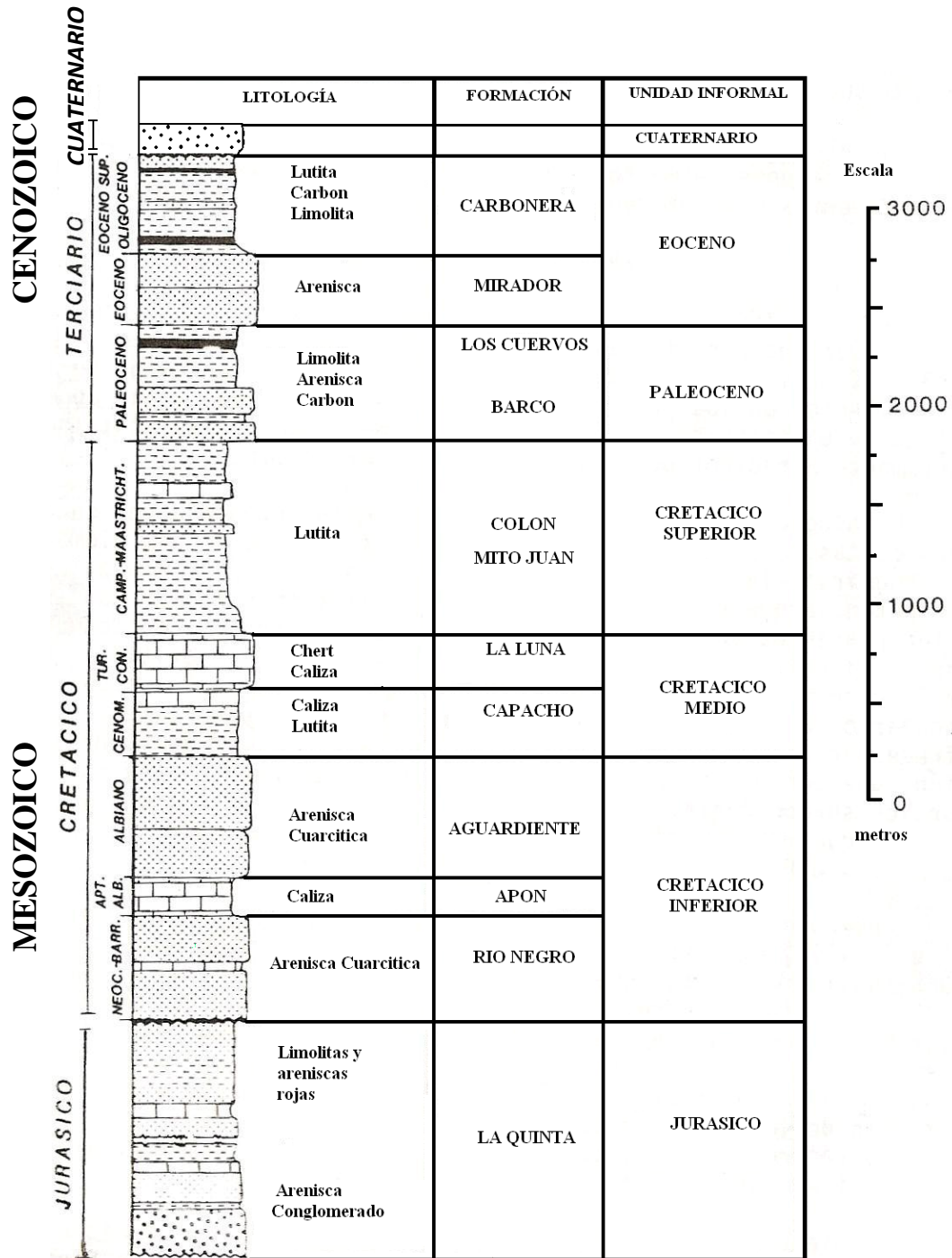


Figura N° 4.7. Columna estratigráfica del área de estudio. (Tomado y modificado de Macellari, 1985)

## 4.2.1.1 Mesozoico

### 4.2.1.1.1 Jurásico

#### 4.2.1.1.1.1 Formación La Quinta (Jurásico)

Originalmente la referencia (Kündig, 1938) consta de tres intervalos: uno inferior, compuesto por una capa de toba vítrea de color violáceo, de aproximadamente 150 m de espesor; uno medio, consistente de una secuencia interestratificada de toba, arenisca gruesa y conglomerática, limolita y algunas capas delgadas de caliza, de color verde, blanquesino, gris o violáceo (espesor aproximado: 840 m); y un intervalo superior, formado por limolita y arenisca, intercaladas con algún material tobáceo, de color rojo ladrillo y marrón chocolate, de aproximadamente 620 m de espesor (Schubert *et al.*, 1979). Según Arnold (en Schubert *et al.*, 1979), la cantidad de rocas piroclásticas en la Formación La Quinta, decrece de suroeste a noreste en los andes de Mérida; en el estado Trujillo. Tremaria (en Schubert, 1986) describió una secuencia puramente clástica en el estado Táchira, al sur de la sección tipo, (Tarache en Schubert, 1986), tampoco halló rocas piroclásticas en la Formación La Quinta.

Con base en las estructuras sedimentarias, litología y distribución de las rocas piroclásticas (Schubert, 1986), se puede postular que la secuencia de limolitas de la Formación La Quinta, se originó en una planicie aluvial. En los intervalos inferior y medio, la presencia de toba y conglomerado, indica levantamiento tectónico, un aumento en el gradiente, y una depositación de sedimentos mixtos (gruesos y finos), bajo un clima árido o semiárido. El cambio de color entre el intervalo medio (verde, gris, violeta) y el superior (marrón chocolate), se debe a la abundancia de toba en el primero. Se ha postulado que la deposición de lavas, desorganizó el drenaje y produjo condiciones de laguna o pantano locales, en las cuales existían condiciones reductoras y una deposición local calcárea. Cuando cesó la actividad volcánica, se restableció el drenaje y se depositó la secuencia de capas rojas superiores. La Formación La Quinta cubre discordantemente a filita de la Formación Mucuchachí (Paleozoico Tardío) y el

contacto con la Formación Río Negro (Cretácico Temprano), es una discordancia paralela o es transicional (Schubert *et al.*, 1979).

### *Zona de estudio*

Esta formación aflora al este de la zona de estudio, como se puede observar en el mapa geológico de la zona, en la sierra La Maravilla. En la quebrada Salomón ubicada al noreste de Cordero en la vía transandina dirección a la Grita se pudo observar la Formación la Quinta en contacto discordante con la Formación Río Negro; representada por sedimentos variados, conglomerados, areniscas conglomeráticas, limolitas. (Fig. N° 4.8).



**Figura N° 4.8** La línea roja indica el contacto discordante entre la Formación la Quinta y la Formación Río Negro. Orientación de la foto (140°)

#### 4.2.1.1.2 Cretácico

##### 4.2.1.1.2.1 Formación Río Negro (Cretácico Temprano)

(Hedberg H. D. 1931), introdujo el nombre de esta formación para designar el intervalo conglomerático inicial de la sedimentación cretácica, la Formación consiste en areniscas blancas, generalmente de grano grueso, conglomerados heterogéneos; arcillas y lutitas variables, típicamente en tonos brillantes de amarillo, rojo y morado. De acuerdo con su fuente sedimentaria, las areniscas varían desde muy cuarzosas (Surco de Uribante), a muy feldespáticas Surco de Machiques (Van Andel, 1958), describen una columna estratigráfica, representativa de esta unidad en la región central de la subcuenca del Uribante, aflorante en la región de La Fundación, estado Táchira. Esta secuencia se inicia, con capas de arenisca de grano fino a grueso y conglomerados, en capas de hasta 1 m de espesor, de color gris claro, con manchas rojizas debido a lixiviación de los sedimentos rojos de la Formación La Quinta, infrayacente. Estos estratos están intercalados, con niveles de lutitas y limolitas negras que se hacen dominantes en los 200 m basales. Se trata de limolitas y lutitas calcáreas, en parte carbonosas, muy fosilíferas, intercaladas con capas de caliza y yeso, entre 1 y 2 m de espesor. Suprayacente a esta secuencia, se presenta una alternancia de capas potentes de conglomerados de grano grueso y de lutitas, distribuidas en estratos que varían entre 1 y 5 m. Las capas conglomeráticas, están formadas por clastos, en su mayoría de cuarzo, redondeados a subangulares; presentan escogimiento pobre, coloración blanca a gris pardo. La textura es variable al igual que su composición mineralógica. Es frecuente la estratificación cruzada asintótica, hacia la base y cortada hacia el tope, dentro de un rango que varía entre 1 cm y más de 1 m. Los rellenos de canales son frecuentes en todo este intervalo, y alcanzan dimensiones variables, desde pocos centímetros hasta más de 3 m de ancho. Las capas lutíticas y limolíticas intercaladas en la secuencia, son de color gris oscuro a negro, finamente laminadas y con restos vegetales; localmente los niveles limosos arenáceos, presentan laminaciones

y estratificación cruzada, que recuerdan las macroestructuras de los estratos conglomeráticos.

En la parte media de la formación, se presentan horizontes de coloración rojiza que recuerdan a la Formación La Quinta y es posible que ello se deba a erosión y re sedimentación de estratos de esa formación. Los términos superiores de esta columna, están formados por capas de areniscas conglomeráticas; con estratos alternantes de poco espesor de lutitas y limolitas oscuras. El contacto superior, está definido por la aparición de los primeros horizontes calcáreos de la Formación Apón.

Los ambientes de sedimentación de la Formación Río Negro son variables: la secuencia calcárea-lutíticas y yesífera, se depositó en un ambiente de lagunas costaneras, llanuras de marea o albúferas, salinidad anormal, presumiblemente hipersalinas con poca circulación y baja oxigenación; la secuencia de areniscas con estratificación cruzada, se depositó en un ambiente deltáico a marino costanero; y la secuencia de conglomerados y areniscas conglomeráticas, en un ambiente deltáico, donde cada nivel de conglomerados indica una pequeña pulsación del ciclo fluvial, con disminución de la energía mecánica, de la base al tope de la secuencia.

#### *Zona de estudio*

En la zona de estudio al este de Cordero en la quebrada Salomón la Formación Río Negro suprayace discordantemente a la Formación la Quinta como se observa en la (Fig. N° 4.8) representada por conglomerados presentes en la parte inferior y consisten en fragmentos redondeados, suprayacente a estos, areniscas cuarzosas espesas de grano fino en general friables.

#### **4.2.1.1.2.2 Formación Apón (Cretácico Aptiense-Albiense)**

En los Andes García Jarpa *et al.*, (1980) describen tres facies: una inferior, de calizas arenosas de tipo “wackestone y packestone”, con dolomita, restos de fósiles, intraclastos, pellets, con espesor entre 2-4 m, intercaladas con lutitas y areniscas cuarzosas de ambiente marino restringido de profundidad somera; la segunda facies

presenta calizas más puras, tipo wackestone y packestone, sin cuarzo y más fosilíferas, con abundancia de intraclastos y pellets, limolitas y margas de aguas marinas somera a intermarea, con moderada circulación, y la facies superior corresponde a las lutitas de Guáimaro, con lutita y limolita que presentan rombos de dolomita, arenisca fina y wackestone-packestone, con fragmentos de bivalvos, con espesor entre 30-35 m, pero puede desaparecer. (Ghosh *et al*, 1980), presentan una interpretación más detallada de los paleoambientes de Apón de los Andes. La subdivisión basal es interpretada como un ambiente de bancos de arena sumergidos, con proximidad a una, barra de ooides.

La división media es de ambiente marino somero, apoyada por una biota de aguas someras, de salinidad normal, con momentos de quietud (*stillstands*) con unidades cuarzosas conglomeráticas, que indican energía temporal causada por tormentas periódicas.

La división superior es interpretada como de ambiente más profundo y más distante de las zonas de aporte, con indicación de bancos de arena hacia el tope. Para estos autores, la Formación Apón muestra facies combinadas de plataforma marina abierta a plataforma restringida, y planos de marea situados entre las evaporitas de plataforma hacia el lado continental (Formación Río Negro), y las arenas de restinga hacia el océano (Formaciones Peñas Altas y Aguardiente).

#### *Zona de estudio*

Ubicada al norte de Palmira ver mapa geológico (Anexo N° 1). Esta formación no se vio expuesta en los afloramientos seleccionados para dicho estudio.

#### **4.2.1.1.2.3 Formación Aguardiente Cretácico (Albiense)**

Notestein *et al.*, (1944) mencionaron areniscas calcáreas duras, de color gris a verde claro, grano variable y estratificación cruzada, localmente glauconíticas, con intercalaciones de lutitas micáceas y carbonáceas y algunos lechos de caliza en la parte inferior; localmente las areniscas son tan calcáreas que se aproximan a calizas arenosas. En Táchira, Trump & Salvador, (1941) describieron areniscas de colores

claros, duras, en capas de espesor variable, intercaladas con limolitas y lutitas carbonáceas, y señalaron que al norte y oeste de Táchira la unidad se hace más calcárea y las capas de caliza constituyen un elemento litológico característico. Según (Salvador 1961-b), en Táchira, Mérida y Trujillo, esta formación "presenta una litología muy uniforme, compuesta predominantemente por areniscas cuarzosas, a veces glauconíticas, con capas de caliza distribuidas en varios niveles".

#### *Zona de estudio*

Se encuentra aflorando en varias zonas al noreste de la zona de estudio cerca de los poblados de Palmira y Cordero (ver anexo N° 1). La Formación se pudo observar en un corte de carretera en la vía vieja Capacho San Antonio infrayacente a la formación Capacho, ubicada al suroeste del municipio Independencia representada litológicamente por areniscas de grano fino de color gris blanquecino con espesor promedio de 2 metros, y lutitas carbonosas hacia la parte superior (Fig. N° 4.8).



**Figura N° 4.9** Afloramiento de la Formación Aguardiente. Dirección de la fotografía (40°)

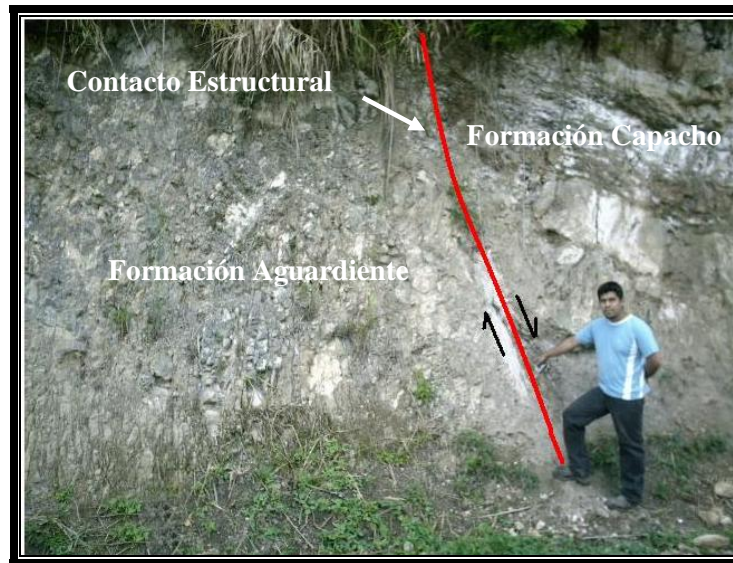
#### **4.2.1.1.2.4 Formación Capacho (Cretácico Albiense-Turonense)**

Sievers, (1888), introdujo el término caliza de Capacho para designar una sección de calizas del Cretácico Medio expuesta cerca de Capacho (hoy Independencia), en el estado Táchira, entre el tope de Aguardiente y la base de La Luna. Ramírez & Campos, (1972) en la región La Grita-San Cristóbal, estado Táchira dividen la formación en dos miembros. El miembro inferior consiste de lutitas negras mal laminadas y quebradizas, con ocasionales calizas gris claro de 20 a 30 cm de espesor; estas permiten diferenciar el miembro de la Formación Colón con la que se ha confundido en algunas secciones de Mérida. El miembro superior consiste de calizas grises muy fosilíferas que a veces son verdaderas coquinas, con pequeñas intercalaciones de lutitas negras. El espesor de las capas calcáreas no sobrepasa los 2 m y en la misma se presentan concreciones tipo La Luna. Los espesores observados no sobrepasan los 300 m.

Según Ramírez & Campos, (1972) las lutitas negras de la base indican el avance de la transgresión y la profundización de la cuenca; las calizas superiores indican condiciones sedimentarias uniformes en toda la cuenca.

#### *Zona de estudio*

La Formación Capacho se encuentra al suroeste del municipio Independencia, y al noreste del mismo como se observa en la (anexo N° 1). Uno de los afloramientos más representativo se encuentra ubicado al noreste de Peribeca en un corte de carretera, en dicho afloramiento se encontró el contacto de la Formación Aguardiente infrayacente a la Formación Capacho, representado por una falla de tipo normal. La Formación Capacho consiste principalmente de calizas grises muy bien estratificadas con intercalaciones de lutitas de poco espesor como se puede observar a la derecha de la fotografía. (Fig. N° 4.9).



**Figura N° 4.10** Afloramiento de la Formación Capacho la línea roja indica el contacto con la Formación Aguardiente. Dirección de la fotografía (45°)

#### **4.2.1.1.2.5 Formación La Luna Cretácico (Cenomaniense-Campaniense)**

El nombre caliza de La Luna fue introducido por Garner, (1926); consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fértidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas, densas, de color gris oscuro a negro; la ftanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80 cm de diámetro, son características típicas de la formación, que permiten reconocerla en cualquier afloramiento. Muchas de las concreciones tienen amonites y otros macrofósiles en su interior. Las capas de caliza varían en espesor de 1-2 cm hasta unos 50 cm, con estratificación paralela. Fracturas frescas de las calizas tienen olor característico y fuerte a bitumen.

En la región de Táchira-Barinas, Renz, (1957) nombró la lutita de La Morita, considerada por autores posteriores como miembro local de las formaciones La Luna y Navay. Otra unidad que algunos consideran como miembro de la Formación La Luna es el Chert (Ftanita) de Táchira. La Formación La Luna aparentemente se depositó en

un ambiente euxínico de aguas cuya profundidad ha sido objeto de mucha controversia. (Boesi *et al.*, 1988) indica profundidades que van de 100 m en el Turoniense hasta aproximadamente 800 m en el Campaniense, y mencionan condiciones euxínicas del Turoniense hasta el Santoniense.

#### *Zona de estudio*

En la zona de estudio La Formación La Luna aflora al sur de San Antonio del Táchira, al sur de Libertad e Independencia, y al noreste de Independencia como se observar en el (ver anexo N° 1). La Formación se encontró expuesta en varios cortes de carretera, en la vía Independencia-Libertad, y al este de Táriba, representada litológicamente por calizas de color gris claro a oscuro, calizas ftaníticas muy fosilíferas, lutitas y concreciones. Las calizas de color gris oscuro al ser golpeadas despiden fuerte olor a hidrocarburo con espesores aproximados de 5 m (Fig N° 4.10).

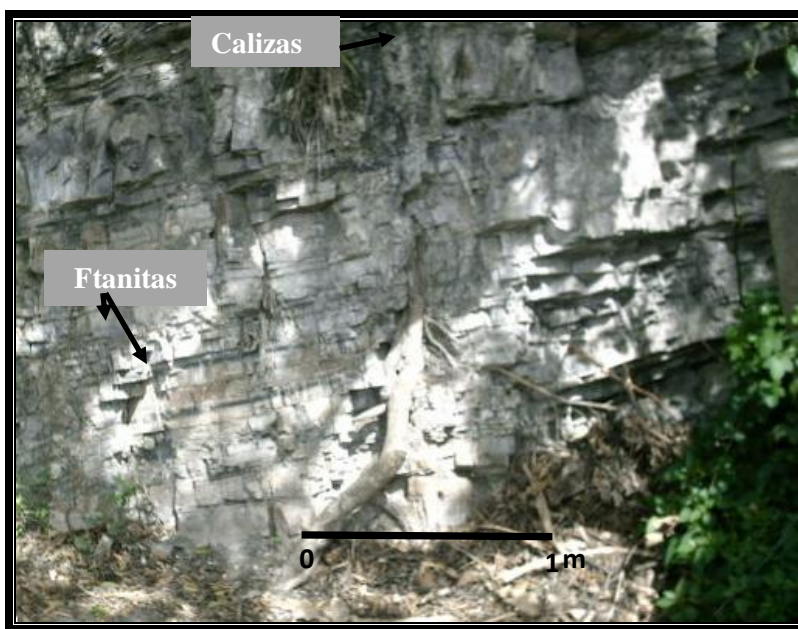


Figura N° 4.11. Afloramiento de la Formación La Luna donde se observan las Calizas ftaníticas. Dirección de la foto (65°)

#### **4.2.1.1.2.6 Formación Colon-Mito Juan Cretácico (Campaniense-Maastrichtiense)**

Originalmente definida por Liddle, (1928) se caracteriza por lutitas microfósilíferas gris oscuro a negras, macizas, piríticas y ocasionalmente micáceas o glauconíticas, con margas y capas de caliza subordinada. Las lutitas son más arenosas hacia la base y hacia la parte superior, donde la unidad cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan.

Según la descripción de Ramírez & Campos, (1972) la Formación Mito Juan es muy similar a la Formación Colón, de la cual se diferencia únicamente en el aumento gradual de arena hacia el tope de la Formación y la diferente fractura, irregular o astillosa, en comparación con la subconcooidal de Colón. En el área La Grita-San Cristóbal, Ramírez & Campos, (1972) emplean el término combinado Colón-Mito Juan, debido a la dificultad de diferenciar las dos formaciones en el campo en base únicamente a la presencia de pequeñas capas arenáceas en la lutita; diversos trabajos se refieren a este binomio.

#### *Zona de estudio*

La Formación se encuentra aflorando al suroeste de Cordero y al norte del mismo poblado como se puede ver en la (anexo N° 1). En la zona de estudio los afloramientos de la Formación Colon-Mito Juan son limitados y de poco espesor, por estar principalmente en contacto de falla; la expresión topográfica es muy irregular y de poca altura. Consiste de lutitas de color gris y gris oscuro, pobremente estratificadas.

## 4.2.1.2 Cenozoico

### 4.2.1.2.1 Terciario

#### 4.2.1.2.1.1 Formación Barco Terciario (Paleoceno)

Originalmente definida por Notestein, (1944), está compuesta por areniscas, lutitas y limolitas intercaladas. Las areniscas son generalmente de color gris, arcillosas, de grano muy fino a medio, bien escogidas y con estratificación cruzada o laminada, localmente contienen mica y laminaciones de lutita. El nombre de areniscas chispeantes que se les da frecuentemente, se debe a crecimientos secundarios de cuarzo cristalino que brillan al sol. Las lutitas y arcilitas que forman de la tercera parte a la mitad del espesor total de la sección, son gris a gris oscuro, parcialmente limosas, micáceas y carbonáceas, con esferulitas diminutas de siderita. Son frecuentes masas lenticulares y nódulos de ferrolita arcillosa. En la parte superior de la formación, se presentan capas delgadas de carbón.

Esta Formación es topográficamente importante ya que constituye intercalaciones litológicas que forman binomios de dureza potencialmente generadoras de geoformas. La litología de la Formación Barco representa un ambiente deltaico bajo en su parte inferior, a deltaico alto en la parte superior Boesi *et al.*, (1988).

#### *Zona de estudio*

Esta formación aflora al suroeste de Libertad en la vía Capacho-San Antonio. (anexo N° 1). El afloramiento está representado por areniscas bien estratificadas, intercaladas con lutitas, arcillitas de espesores aproximados de 2 m e intercalaciones de carbón de 3-4 cm. (Fig. N° 4.11)



**Figura N° 4.12** Afloramiento de la formación Barco donde se observa la intercalación de base a tope de areniscas, lutitas y limos. Dirección de la foto (145°)

#### **4.2.1.2.1.2 Formación Los Cuervos Terciario (Paleoceno)**

Esta Formación fue descrita por Notestein *et al.*, (1944), describen la litología principalmente por arcillitas y lutitas con capas de carbón en la base y algunas capas de arenisca a través de la sección, intercaladas con limolitas micáceas y carbonáceas, areniscas de grano fino y carbón. Se encuentran algunas calizas delgadas con estructuras de "cono en cono". Las capas de carbón varían en espesor entre 0,5 y 2,5 m. La parte superior de la sección consiste en arcillitas gris a gris verdoso, parcialmente limolíticas y sideríticas, con esferulitas de siderita. Las arcillitas se presentan con frecuencia moteadas en rojo, amarillo y púrpura. Las areniscas en esta parte de la sección son gris-verdoso, arcillosas, en capas de menos de 6 m. La Formación Los Cuervos yace concordantemente sobre la Formación Barco. En el tope, el contacto con la Formación Mirador está marcado por la aparición de grandes bancos de areniscas. Según González Guzmán, (1967) los sedimentos de Los Cuervos representan, básicamente, un ambiente de mar llano e, intermitentemente, de ciénagas de aguas

salobres o dulces; las variaciones en abundancia de la diversa flora indican fluctuaciones menores en el nivel del mar y, por lo menos, dos períodos pronunciados de regresión.

#### *Zona de estudio*

La Formación Los Cuervos aflora al oeste de la zona de estudio, al sur de San Antonio (anexo N° 1). El afloramiento está representado por una secuencia espesa bien estratificada y deformadas presentando un buzamiento de 90°, esta secuencia está constituida por areniscas cuarcíticas con intercalaciones subordinadas de limolita, lutitas y carbón esta última presenta espesores menores a los 3 cm (Fig. N° 4.12)



**Figura N° 4.13** Afloramiento de la Formación Cuervos se puede observar la intercalación de arcillitas, lutitas, carbón y areniscas dirección de la foto (95°)

#### 4.2.1.2.1.3 Formación Mirador Terciario (Eoceno)

Según González de Juana *et al.*, (1980) la sección tipo se caracteriza por areniscas blancas de grano fino a medio con capas delgadas de gránulos o guijarros de cuarzo; toda la sección presenta material carbonáceo, observándose algunas intercalaciones de lutitas en su tercio superior y capas delgadas de carbón interestratificadas con las mismas. Se dividió en tres unidades informales descritas a continuación:

El intervalo inferior está constituido por areniscas macizas de grano grueso con estratificación cruzada en escala de metros, intercalada con arcillas limosas y arenosas. Hacia el sur se observan algunos niveles conglomeráticos, en el subsuelo de Alturitas, las areniscas son de grano fino y laminadas. Staff of Caribbean Petroleum, (1948) mencionaron la presencia en el subsuelo de un intervalo lutítico de 20 a 30 m de espesor, que se caracteriza por arcillitas y lutitas gris oliva claro, localmente carbonáceas y con una o dos capas lenticulares de carbón. Este intervalo constituye un marcador notorio en los registros eléctricos de pozos relativamente cercanos, y no parece tener continuidad regional, como sucede al sur de Táchira donde está ausente. El intervalo superior, muestra areniscas cuarzosas limpias de grano grueso a conglomeráticas; las areniscas son lenticulares con acanaladuras y frecuentemente macizas González de Juana *et al.*, (1980).

Renz, (1959) señala que las areniscas cuarzo-feldespáticas de la Formación Mirador, están divididas en dos partes por una capa de arcilita gris pálida, cerca del pueblo de Rubio en la carretera de San Cristóbal. (Key, 1960) reconoce 3 unidades litológicas en la Formación Mirador y la existencia de una discordancia en la base del miembro superior de la formación.

Trump & Salvador, (1964) indican que en el estado Táchira la Formación Mirador se compone de areniscas cuarzosas friables, en capas gruesas de colores claros, con intervalos ocasionales de lutita o limolitas grises moteadas.

Según Albrizzio, (1969) Midió una sección completa de la formación en la quebrada La Capacha, al noreste inmediato del pueblo de San Antonio, donde propone

nombrar formalmente tres miembros de la formación: Miembro de Areniscas Lomas Altas, constituido por areniscas macizas, lenticulares y gruesas; Miembro Medio de Lutitas La Capacha, que consiste en 100% de arcilitas y lutitas, localmente carbonáceas y con restos de plantas; Miembro de Areniscas Lomas Bajas, intervalo de areniscas con estratificación cruzada y lutitas.

Colmenares *et al.*, (1988) realizan un estudio de la formación en la quebrada Capacha en el estado Táchira, donde encuentran en su base pequeños porcentajes de palinomorfos asociados a vegetación costera y en el tope una dominancia de grupos de esporas, señalando condiciones de sedimentación *in situ* o con bajo transporte. El estudio palinológico en la sección de Las Delicias, revela la existencia de asociaciones costeras y los foraminíferos encontrados son característicos de la zona de marismas, ambientes fluviales, estuarios y zonas de transición con cierta influencia de la acción de las mareas.

#### *Zona de estudio*

La Formación Mirador aflora al noroeste y suroeste de Independencia (anexo N° 1). Esta Formación se vio expuesta al sur de San Antonio en la carretera Rubio-Peracal y se caracteriza por estar compuesta de areniscas potentes, grises, ricas en cuarzo con presencia de estratificación cruzada.

#### **4.2.1.2.1.4 Formación Carbonera Terciario (Eoceno Tardío-Oligoceno)**

La Formación Carbonera se compone principalmente de arcillitas y lutitas grisáceas que meteorizan en tonos abigarrados de rojo y amarillo, irregularmente estratificadas, con areniscas arcillosas de 5 a 10 m de espesor. La formación contiene capas de lignito y algunas calizas con *Hannatoma* (González de Juana *et al.*, 1980).

Sutton, (1946) indica que en la sección del río Omuquena las lutitas constituyen dos-tercios de la unidad, caracterizada por una intercalación de lutitas carbonosas, a veces arenosas, de color gris verdoso a gris oscuro, con restos de plantas y de areniscas

laminadas con rizaduras, de grano fino, carbonosas. Las partes superior e inferior contienen capas de carbón lignítico y algunas calizas fosilíferas con moluscos de ambientes salobres a marinos de aguas someras.

El ambiente sedimentario de la Formación Carbonera parece haberse desarrollado en una extensa llanura baja similar a la existente hoy en el sur del Lago, con formación de pantanos, algunos con vegetación densa, lagunas con aguas salobres y con drenaje por ríos sinuosos que migraban por la llanura.

#### *Zona de estudio*

La Formación Carbonera aflora al noroeste y suroeste de Independencia (anexo N° 1). Esta Formación se pudo describir al sur de San Antonio en la carretera Rubio-Peracal, caracterizada por una secuencia de paquetes gruesos de lutitas no calcáreas de color gris, carbonosas, intercaladas con capas de areniscas macizas de grano fino, no calcáreas ricas en cuarzo, se puede observar capas de carbón de hasta 25 cm de espesor intercaladas esporádicamente en la secuencia. (Fig. N° 4.13)



**Figura N° 4.14** Afloramiento de la Formación Carbonera dirección de la foto (45°)

#### 4.2.1.2.2 Cuaternario

##### 4.2.1.2.2.1 Terrazas

En su mayor parte las terrazas se desarrollan en las zonas piemontinas y consisten de material mal estratificado y mal escogido, en el que se reconocen bloques de todas las formaciones desde el Precámbrico hasta el Cretácico, débilmente cementado. Las terrazas han sido continuamente redepositadas por la acción erosiva de los diferentes agentes de la sedimentación inicial. (Useche & Fierro, 1972).

##### *Zona de estudio*

Las terrazas del Cuaternario se pueden observar al este de la zona de estudio (anexo N° 1), estas sirvieron como asentamiento de varios poblados entre las que cabe destacar la ciudad de San Cristóbal y Cordero, estas terrazas se formaron debido al aporte lateral de coladas de barro de fanglomerados de la sierra la Maravilla entallándose en el piedemonte de esta misma (Fig. 4.14).



**Figura N° 4.15** Terraza donde se muestra la ciudad de Cordero ubicado al noreste del estado Táchira, altura 1.149 msnm.

#### 4.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTONICA LOCAL

Macellari, (1982) postula que durante el Mio-Pliocenos existió un área positiva hacia el noreste de la depresión del Táchira. La evolución de la cuenca del Táchira en donde la Formación La Copé se depositó, siguió un curso simultáneo al levantamiento de las zonas positivas. Esta cuenca tuvo una orientación NW-SE, paralela a las fallas de Santa Marta-Bucaramanga y Bramón. La mayor parte de los eventos tectónicos registrados en la depresión del Táchira (incluyendo una fuerte fase compresiva que sobrecorrió la pila sedimentaria) tuvieron lugar luego de la depositación de la Formación La Copé. Si la edad Mio-Pliocena asignada a esta formación es correcta, luego la fase tectónica principal que afectó a esta porción de los Andes finalizó en el Plioceno. Esta edad concuerda con la propuesta para el levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia, zona estrechamente ligada a la depresión del Táchira.

(Shubert *et al.*, 1983), desarrollaron un trabajo sobre el control geomorfológico de las fallas activas en el sur de los Andes entre el páramo El Zumbador y Capacho, la falla de (Capacho) Boconó presenta una traza activa continua señalada por abundantes muestras locales de deformación, características de movimientos transcurrentes dextrales: "*pull-apart*" (cuenca de tracción) de Los Mirtos, trincheras del Fundo Los Cedros, "*shutter ridge*" y "*sag pond*" de la terraza del Pleistoceno Tardío en Sabana Larga, "*sag pond*" (laguna de falla) de Palmira, "*pull-apart*" de Capacho.

Meier *et al.*, (1987) realizan un análisis de las características estructurales y estratigráficas observables en el Táchira. Sugieren que el Terciario tardío en el Táchira se encuentra envuelto en la deformación Neógena (Fig N° 4.15 y 4.16) han inferido por trabajos de sísmica, una importante discordancia intra- Mioceno por debajo de la cual pueden identificarse estructuras pertenecientes a la deformación andina Meier *et al.*, (1987) mencionan que el patrón estructural pre-Neogeno no tiene ninguna relación con el patrón del Neógeno. Muchas de las estructuras pre-Eocenas fueron comprimidas y disectadas por el patrón andino del Neógeno. Indican que los Andes de Mérida siguen aproximadamente la dirección de la zona de fallas del Uribante del Cretácico temprano la continuación del

proceso durante el cuaternario y Reciente, se evidencia en el basculamiento de las terrazas fluviales y en la actividad de la Falla de Boconó.

Singer & Beltran, (1996) en el trabajo fallamiento activo en el sur de los Andes Venezolanos y frontera con Colombia desarrollan un estudio al oeste de la traza activa de la falla de Boconó de tendencia NE-SW presenta un cambio producto de la introducción de una curvatura extensivo sigmoidal conectado entre varios segmentos de dirección NE-SW de la falla, caracterizado por una geometría de relevo dextral. Este patrón ocurre en varias zonas localizadas a lo largo de la traza de la falla la cual constituye una significativa barrera potencial para la propagación de la ruptura de la falla como el caso de las siguientes características neotectónica: la cuenca “pull-apart” la González, al sur de Mérida; el “steppover” (relevo) de Bailadores; la doble curvatura de la Grita; la cuenca “pull-apart” del Zumbador los Mirtos y la flexura de Capacho al oeste de San Cristóbal. Por otra parte en el margen Venezolano debido a un proceso transpresivo se formaron estructuras como el “push-up” (lomo de presión) de la Mulera, el de cerro Rangel, y el “steppover” (relevo) de la Huchena en territorio colombiano debido a estos sitios potenciales de barrera la falla activa de Boconó, despliega un sistema de fallas activas secundarias caracterizadas por un patrón de densa ramificación y una progresiva inmersión contra el sistema sinetral inverso de fallas de Bramón con dirección NW-SE.

Entre Mérida y San Cristóbal examinaron otro sistema de fallas secundario, las fallas transcurrentes dextral de San José de Bolívar, Queniquea y la Colorada-Sierra la Maravilla y la falla dextral inversa de San Cristóbal. Otra de las estructuras presentes en esta zona a cada lado de la traza activa de Boconó ha sido un ramal activo sinetral al sur la falla de Caña Brava corta la cuenca de Rubio (Meier *et al.*, 1987) y al norte la falla de Llano Grande cerca de la frontera de Colombia.

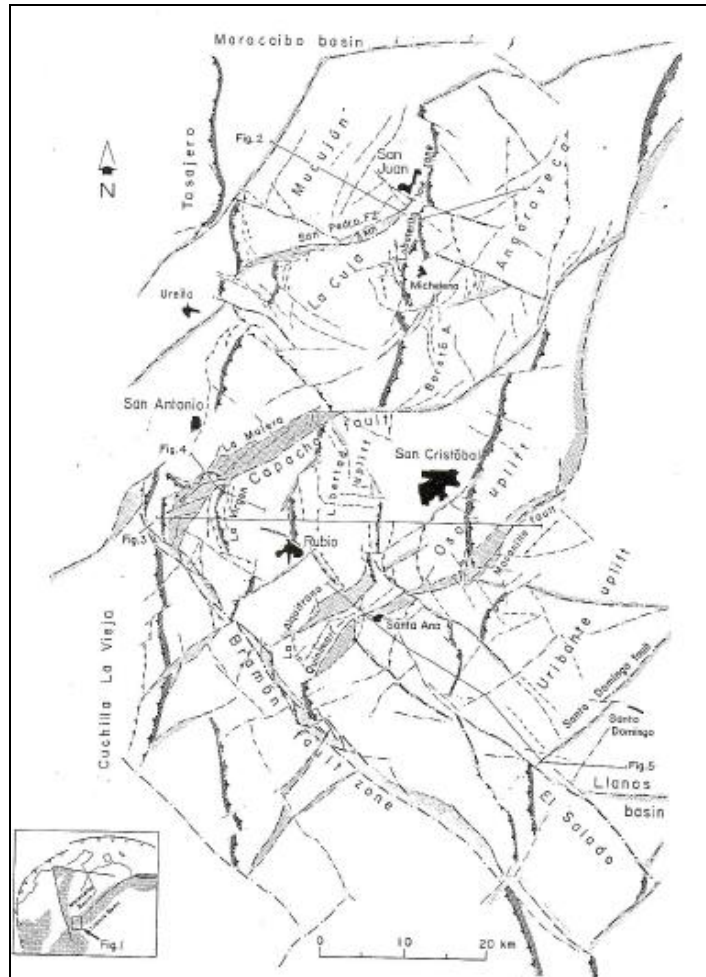
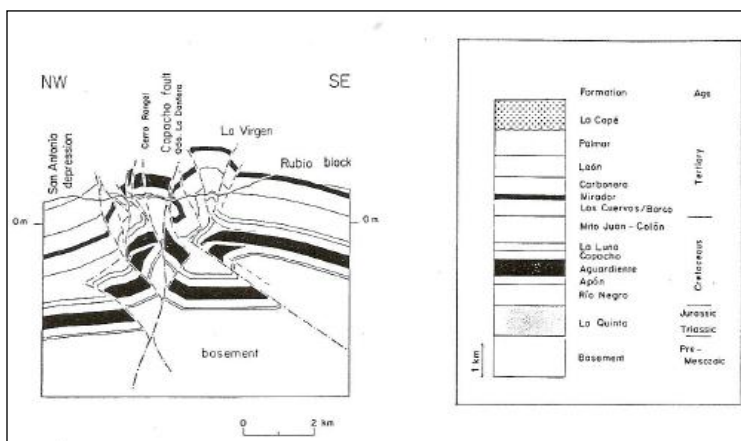
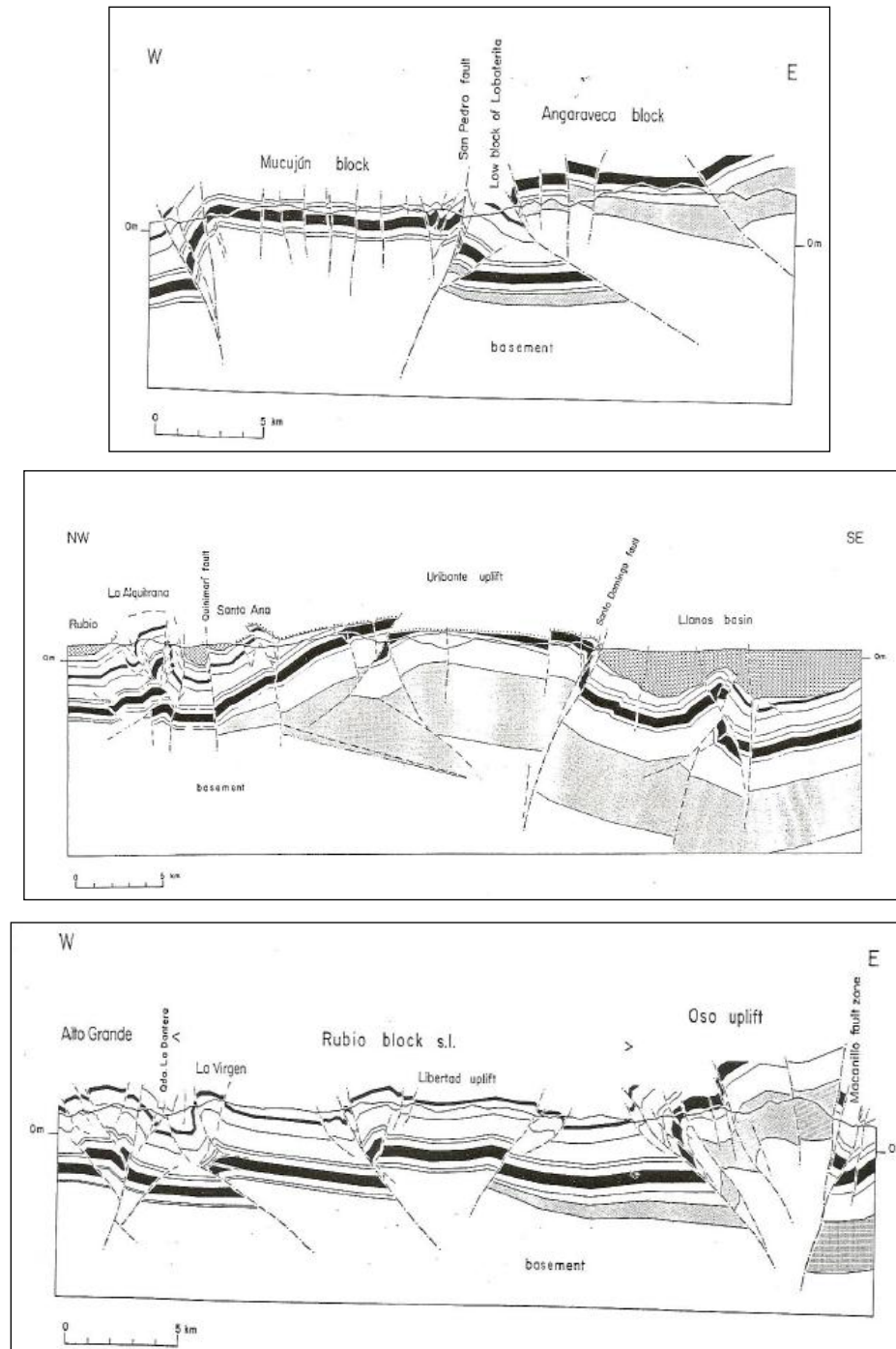


Figura N° 4.16 mapa tectónico de la región del Táchira (Tomado de Meier *et al.*, 1987)





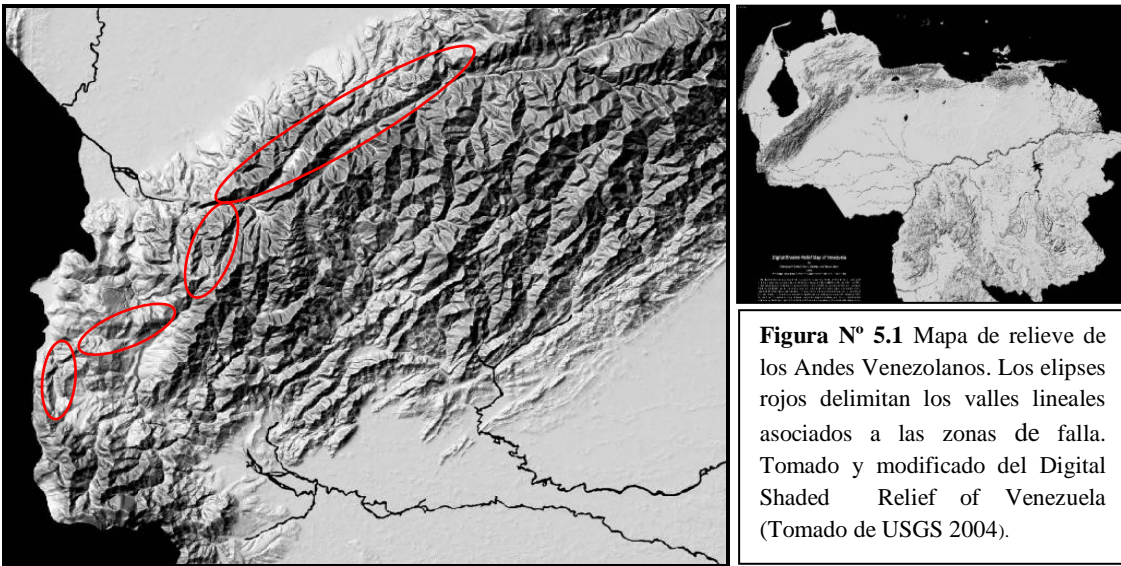
**Figura N° 4.17** Cortes estructurales del Táchira. La ubicación de estos cortes se encuentra en la Figura N° 4.16

## CAPÍTULO V

### PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

#### 5.1 OBSERVACIONES MORFOESTRUCTURALES

Geomorfológicamente los Andes venezolanos representan un levantamiento topográfico-tectónico de edad Mio-Plioceno (Macellari, 1984; Meier *et al.*, 1987) cuya culminación se encuentra en la Sierra Nevada de Mérida. La cordillera Andina comienza propiamente en el páramo de Tamá 3.329 msnm cerca de la frontera colombiana; en la depresión del Táchira promedian alturas de 1.000 msnm que ascienden a 3.000 msnm y 4.000 msnm en los páramos El Zumbador y Batallón. En este último páramo se inicia una profunda hendidura axial, geológicamente conectada con un sistema de fallas longitudinales y geográficamente marcada por valles lineales producto del sistema de falla Boconó. (Gonzales de Juana *et al.*, 1980). (Fig. N° 5.1)



**Figura N° 5.1** Mapa de relieve de los Andes Venezolanos. Los elipces rojos delimitan los valles lineales asociados a las zonas de falla. Tomado y modificado del Digital Shaded Relief of Venezuela (Tomado de USGS 2004).

### 5.1.1 CARACTERIZACIÓN DE RASGOS FISIOGRAFICOS

En el estado Táchira, la traza de la falla de Capacho se puede distinguir gracias a un sistema de valles lineales y levantamientos asociados a esta estructura. Sin embargo dichas topoformas no constituyen un patrón único en cuanto a orientación y geometría, por el contrario cambian su geometría de acuerdo al lugar que ocupan en relación a la traza. Con la utilización de fotografías aéreas a escalas: 1:25.000 (Misión 0102100), 1:50.000 (Misión 01029), DEM (modelo de elevación digital), usando como base los mapas topográficos de la zona a escala 1:25.000, se realizó un análisis tridimensional del relieve, definiendo 2 grandes unidades topográficas tipificadas en 10 sub-unidades diferenciables entre sí por su geometría, elevación y orientación (Fig. N° 5.2).

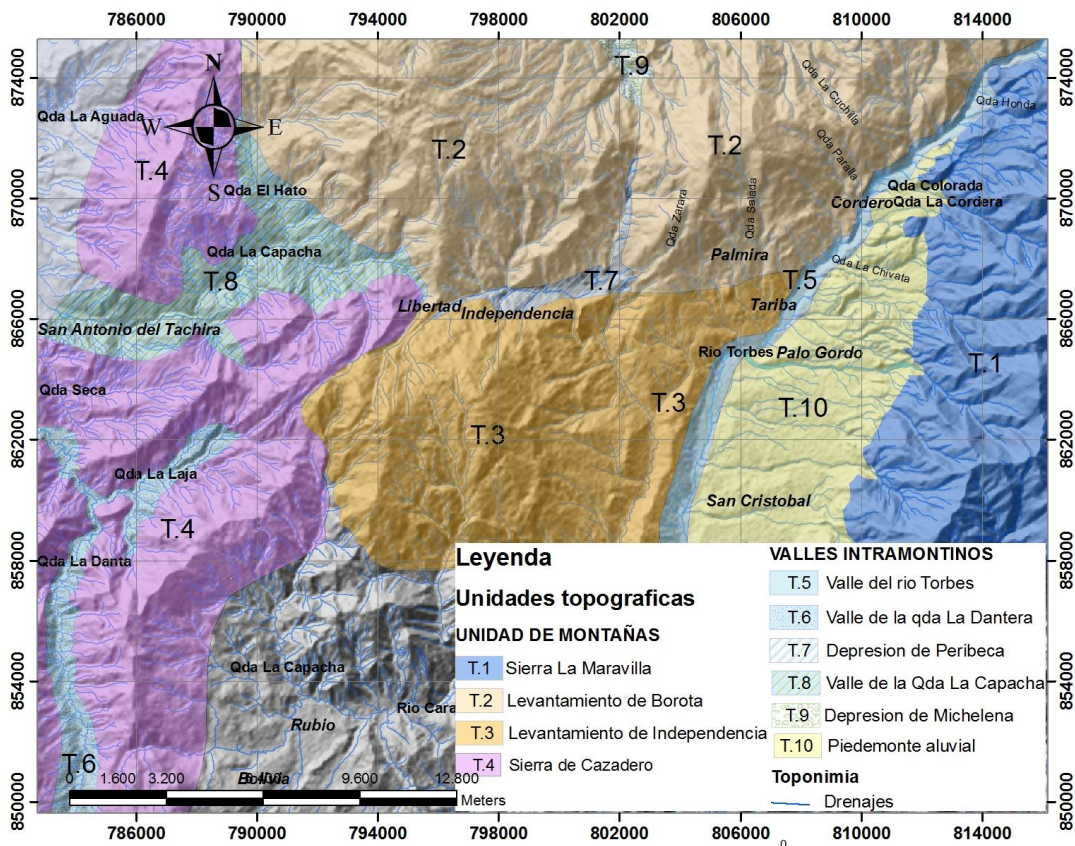


Figura N° 5.2 Mapa de Unidades Topográficas

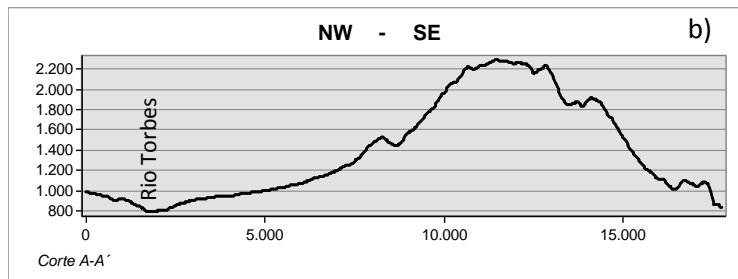
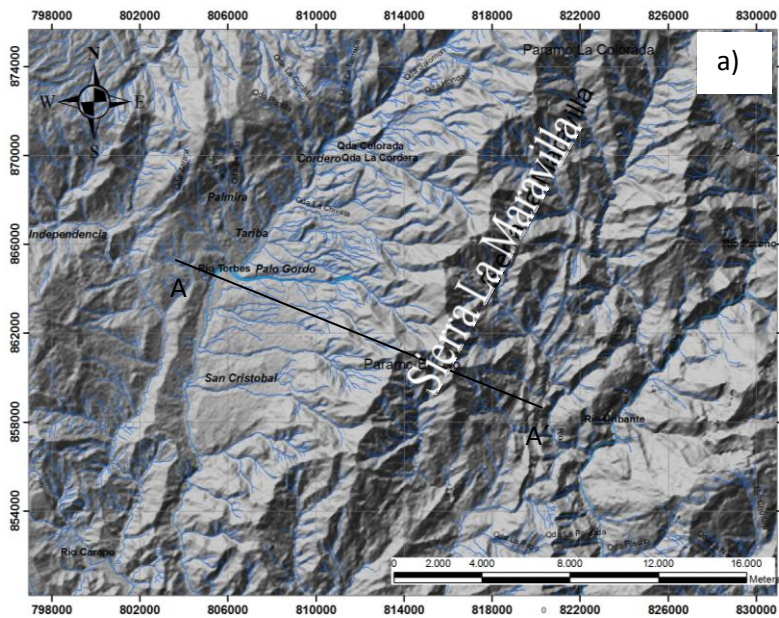
### **5.1.1.1 Unidad de Montañas**

El paisaje de montañas es la topografía dominante en el área de estudio, ocupando aproximadamente el 70% de la superficie analizada. Esta unidad está constituida por un grupo de montañas de mediana a gran altura, de geometrías y direcciones distinguibles entre sí, la cual permitió desglosar esta unidad en 4 tipos, descritos a continuación.

#### **5.1.1.1.1 Sierra La Maravilla (T.1)**

Esta serranía se encuentra al este de la ciudad de San Cristóbal, su expresión topográfica se presenta como la más dominante en la zona de estudio y está representada por una cordillera de orientación NE-SW (Fig. 5.3a), la cual constituye el inicio de la cadena Andina venezolana. La altitud de esta sierra en el Táchira tiene valores entre los 2.500 msnm-3.350 msnm, y están constituidas por los páramos El Oso y La Colorada respectivamente. Las crestas son agudas, siguen un curso algo sinuoso y con declive al sur, su perfil transversal es asimétrico con laderas irregulares, y de pendiente fuerte al este (Fig. 5.3b).

Las estribaciones en esta serranía hacia las laderas occidentales, presentan una orientación perpendicular con crestas agudas, a la dirección principal, y una orientación aproximadamente NW-SE con crestas redondeadas en las laderas orientales, este segundo sistema a su vez presenta estribaciones perpendiculares a ellas. El drenaje en general es dendrítico y constituye el colector de aguas principal del valle del río Torbes al oeste de la serranía y la del río Uribante al este de la misma (Fig. N° 5.4).



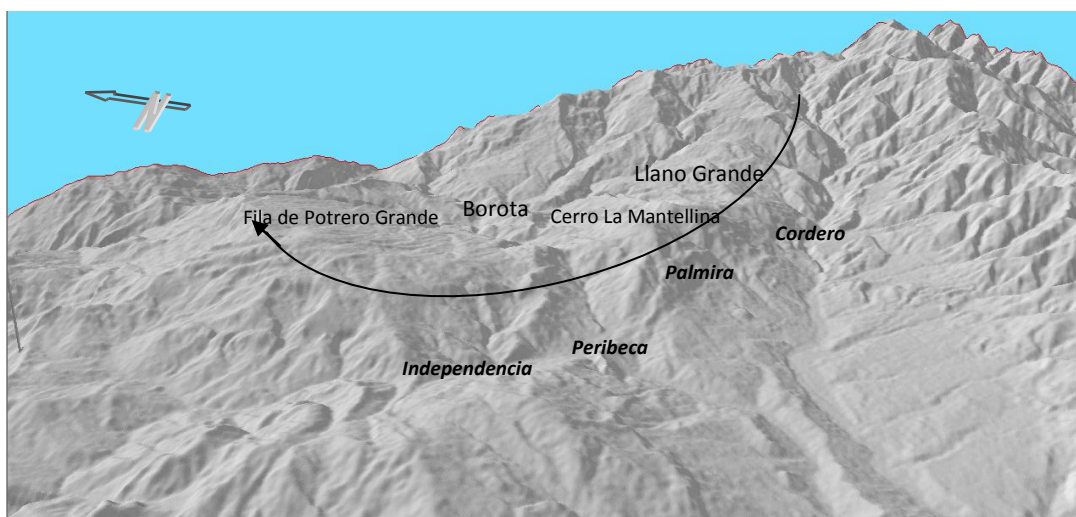
**Figura N° 5.3** a) Mapa en relieve donde se detalla la orientación NE-SW de la Sierra la Maravilla. b) Corte topográfico.



**Figura N° 5.4.** Imagen 3D con vista a la Sierra La Maravilla.

### 5.1.1.1.2 Levantamiento de Borotá (T.2)

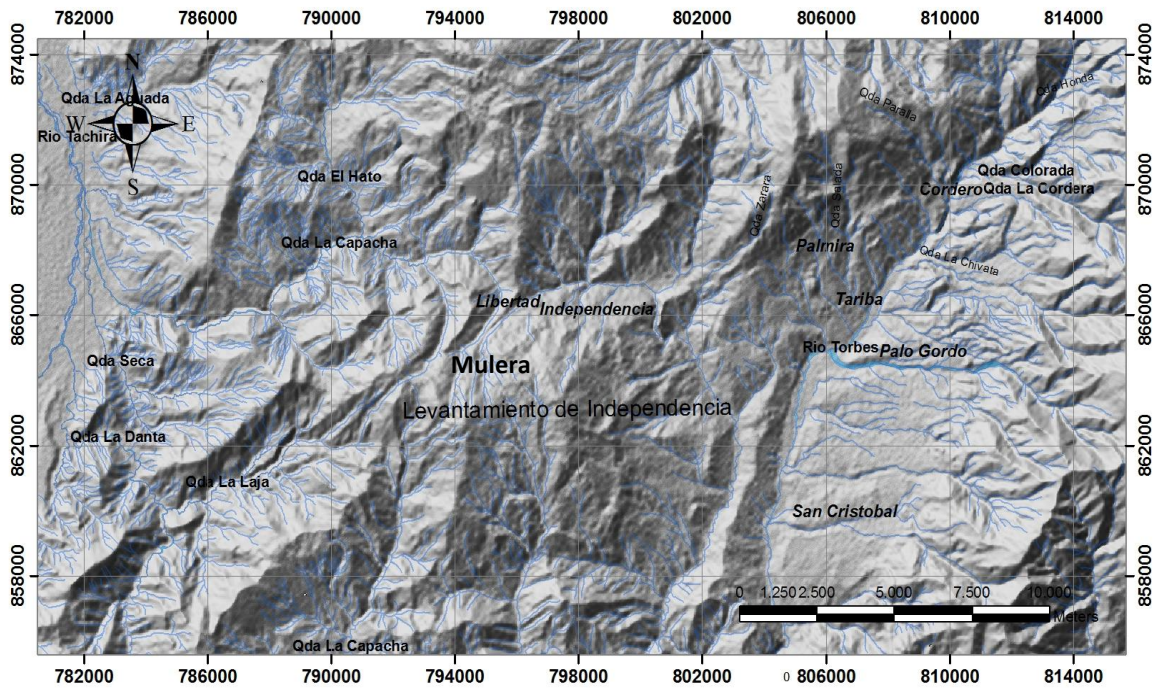
Este alto topográfico se caracteriza por presentar crestas agudas a semiagudas la cual siguen una orientación circular que va desde NW-SE (fila de Potrero Grande) a E-W (cerros La Mantellina y La Loma) para luego cambiar a NE-SW (Llano Grande) haciéndose paralela al valle del río Torbes. Las estribaciones en esta zona no son muy notorias, solo al norte del poblado de Palmira se manifiestan un sistema de estribaciones rectilíneas y más alargadas al norte, la cual son perpendiculares a la orientación de las crestas principales (Fig. N° 5.5). El drenaje es dendrítico y en las laderas norte confluyen en forma radial.



**Figura N° 5.5.** Imagen 3D con vista al norte de Peribeca donde se encuentra el levantamiento de Borotá, la línea resalta la orientación de la crestas apuntando hacia el declive de las mismas.

### 5.1.1.1.3 Levantamiento de Independencia (T.3)

Esta subunidad topográfica se puede observar como un prominente levantamiento que separa las cuencas del río Torbes y río Táchira. La parte meridional de esta subunidad presenta una geometría acolinada con toques irregulares, las mayores alturas aquí están representadas por el pico La Mulera y el páramo de San José con alturas de 1.850 msnm y 1.780 msnm respectivamente, no presenta estribaciones importantes y el drenaje es dendrítico (Fig. N° 5.6)

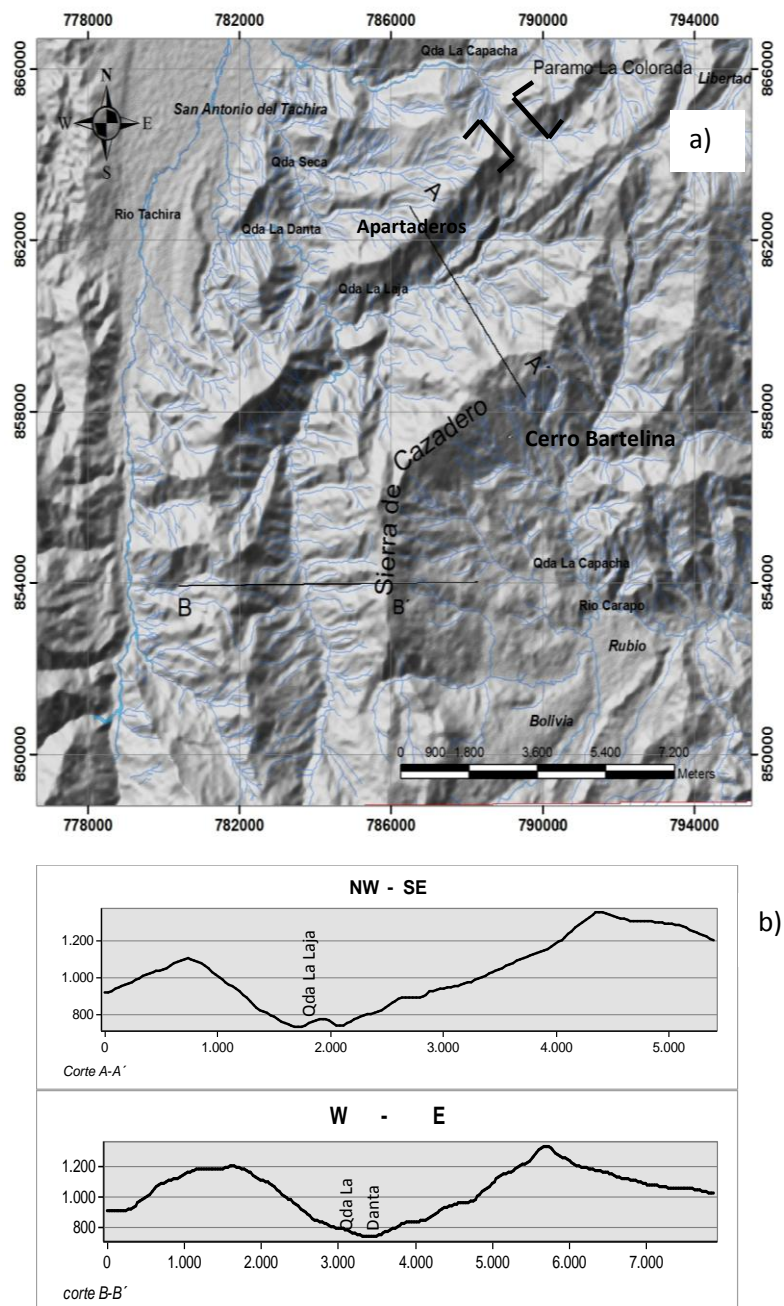


**Figura N° 5.6.** Imagen 3D donde se resalta el levantamiento de Independencia

#### 5.1.1.1.4 Sierra de Cazadero (T.4)

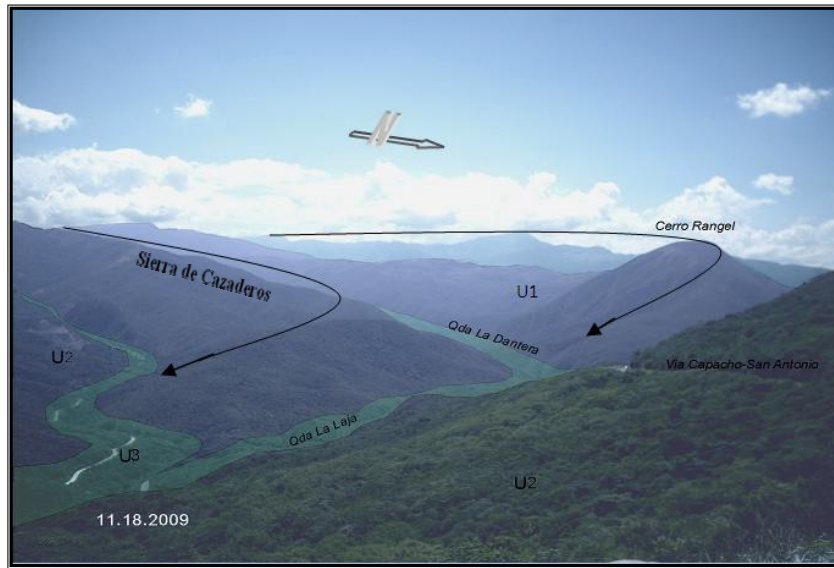
Esta subunidad consiste de un sistema de filas con laderas asimétricas, conocido como Sierra de Cazadero, la cual está formada a su vez por dos sistemas de filas paralelas entre sí y separadas por valles lineales, ocupando aproximadamente el 30 % de la zona de estudio. La mitad septentrional de esta unidad se caracteriza por presentar una orientación aproximadamente NE-SW de crestas agudas la cual siguen un curso más o menos rectilíneo y con quiebres representados por grandes gargantas. El declive se presenta al NE, entre la filas se presenta un valle lineal paralelo al rumbo de estas, de fondo amplio, con laderas empinadas. Las filas poseen laderas asimétricas (ver corte A-A' en Fig. N° 5.7), en esta zona las alturas promedian valores entre 1.200 msnm (Apartaderos) 1.400 msnm (Cerro La Bartelina) Los drenajes principales en la mayoría de los casos son adaptados y forman valles alargados paralelos a las filas. Las filas al norte están cortadas por un grupo de gargantas perpendiculares a la dirección de estas, dichas gargantas en unos casos representan desadaptaciones y en otros dislocaciones, provocadas por fallas transcurrentes.

Al sur de San Antonio del Táchira, la orientación la Sierra de Cazaderos cambia a un rumbo aproximadamente N-S (Fig. N° 5.7).

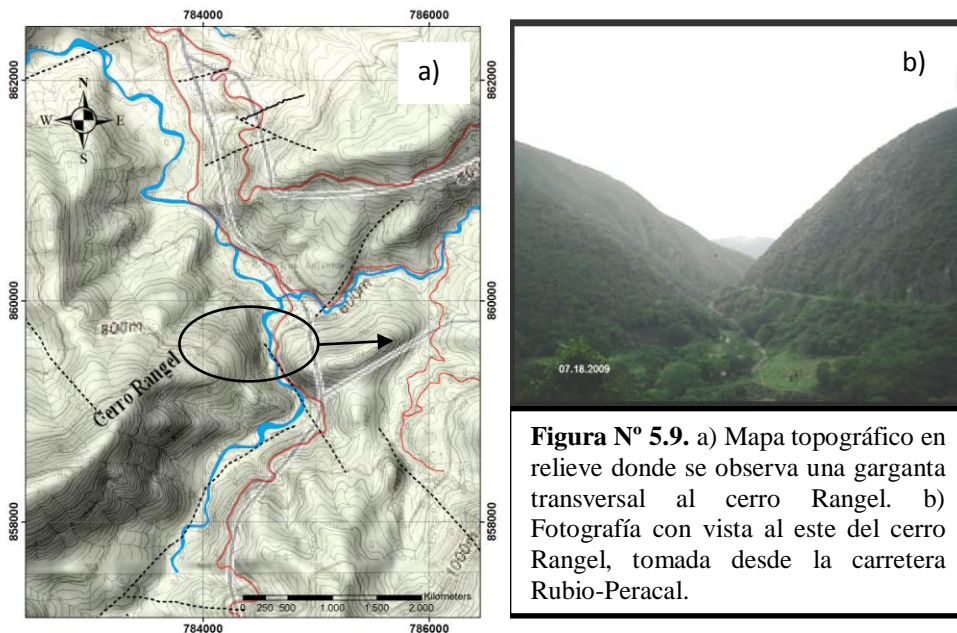


**Figura N°5.7.** a) Mapa en relieve de la Sierra de Cazadero. b) Cortes topográficos A-A' y B-B'

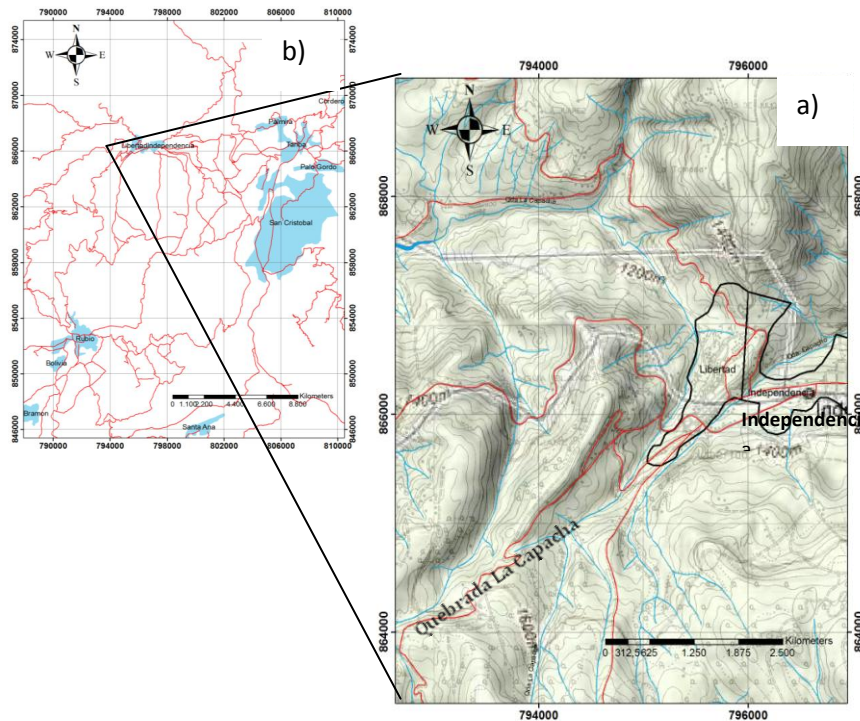
Aquí las filas también presentan asimetría en sus laderas (ver corte B-B' en Fig. N° 5.7) y los drenajes son paralelos al rumbo de las filas como es el caso de la quebrada La Danta cual corta el sistema de filas de dirección NE-SW formando una garganta estrecha en el cerro Rangel (Figs. N° 5.8, 5.9), en este punto dicha quebrada confluye con la quebrada La Laja.



**Figura N° 5.8.** Fotografía panorámica con vista al cerro Rangel y confluencia de las quebradas La Laja y La Danta. Las flechas indican el cambio de dirección de la Sierra de Cazaderos. Dirección de la fotografía (150°).



**Figura N° 5.9.** a) Mapa topográfico en relieve donde se observa una garganta transversal al cerro Rangel. b) Fotografía con vista al este del cerro Rangel, tomada desde la carretera Rubio-Peracal.



**Figura N° 5.10** a) Mapa topográfico en relieve, donde se puede observar las formas arqueadas de las filas al oeste de Independencia. b) Situación relativa.

Hacia el oeste del poblado de independencia se puede reconocer también, un grupo de filas con forma de herradura, que se hacen asintóticas hacia las cabeceras de la quebrada La Capacha (Fig. N° 5.10), dicho sistema representa por una parte, la terminación axial del sistema de Sierra de Cazadero, y por otra un contacto abrupto al noreste y sureste con los levantamientos de Borotá e Independencia respectivamente (ver mapa de unidades topográficas Fig. 5.2).

Al norte de la sierra de Cazadero específicamente al NE del poblado de San Antonio del Táchira en las cercanías de la frontera con Colombia, se presenta una fila asimétrica con laderas este muy escarpadas de orientación N-S con estribaciones perpendiculares, que en conjunto con el sistema principal crea una geometría en forma de “T” (Fig. N° 5.11). Al suroeste de poblado de Rubio, se presenta otra fila de orientación NW-SE, la cual parece representar una dislocación causada por fallamiento transcurrente (Fig. N° 5.12)

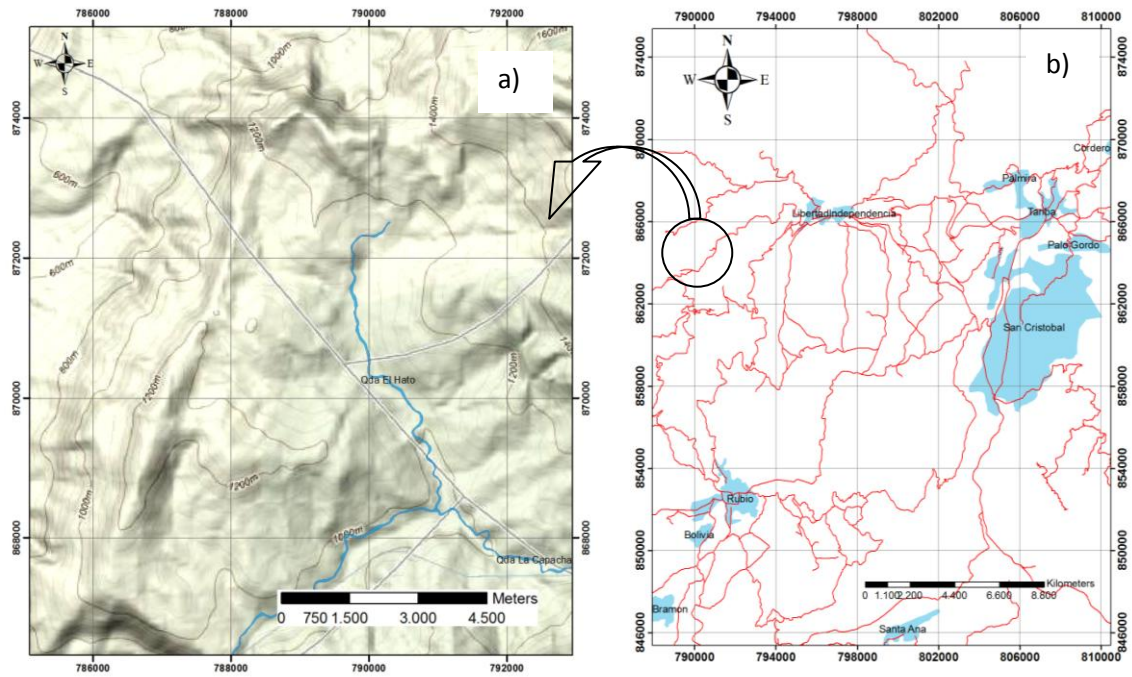


Figura N° 5.11 a) Mapa topográfico en relieve donde se muestra filas en forma de “T” pertenecientes a la Unidad II. b) Situación relativa.

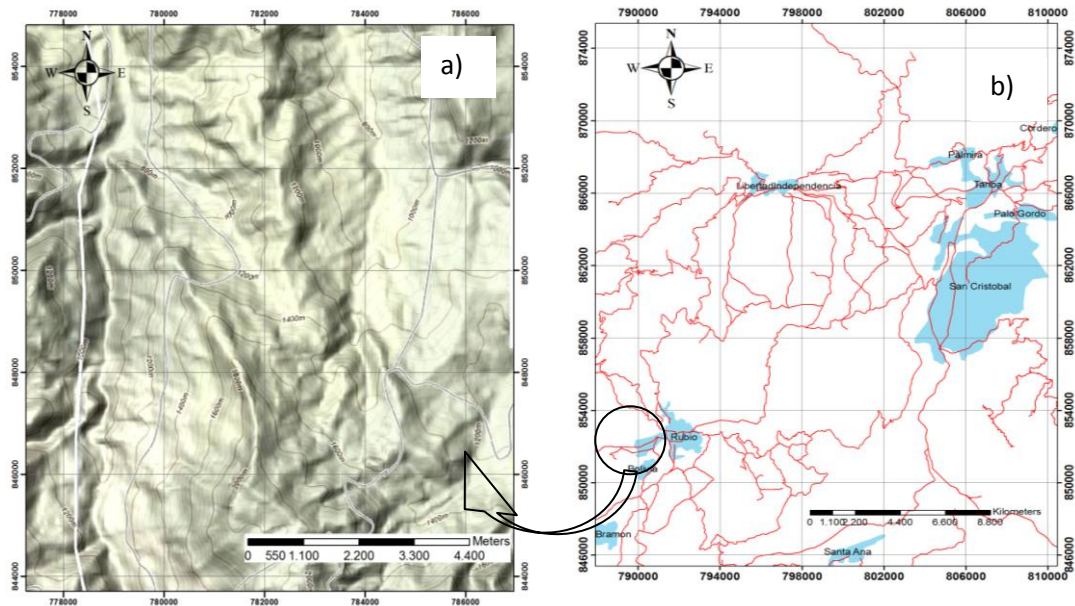


Figura N° 5.12 a) Mapa topográfico en relieve donde se muestra la fila de orientación NW-SE pertenecientes a la Unidad II. b) Situación relativa.

### **5.1.1.2 Valles intramontinos**

Esta unidad está constituida principalmente por valles lineales adaptados a la traza de grandes fallas, ocupa aproximadamente el 20% del área de estudio (Fig. N° 5.2 mapa de unidades). La geometría de estos valles, varía en función por una parte, a la posición que ocupa en relación a la traza de falla de Capacho y por otra, a la relación geométrica entre el contacto de unidades topográficas, así de esta forma se puede tipificar esta unidad en cinco sistemas de valles a lo largo de la zona de estudio, descritas a continuación.

#### **5.1.1.2.1 Valle del río Torbes (T.5)**

El valle del río Torbes abarca la mayor porción de esta unidad, posee una dirección general de aproximadamente N20°E con declive al sur y en la mayor parte de su trayectoria el cauce se encuentra recostado hacia el flanco oeste (Fig. N° 5.13). Hacia la parte septentrional o tramo medio superior del valle, este posee un fuerte entallamiento con laderas aproximadamente simétricas, escarpadas y de longitud transversal estrecha. Ya hacia la parte media inferior es decir aguas abajo desde el poblado de Cordero, el valle es asimétrico y empieza a ganar extensión transversal, con laderas de baja pendiente especialmente las de vertiente este.

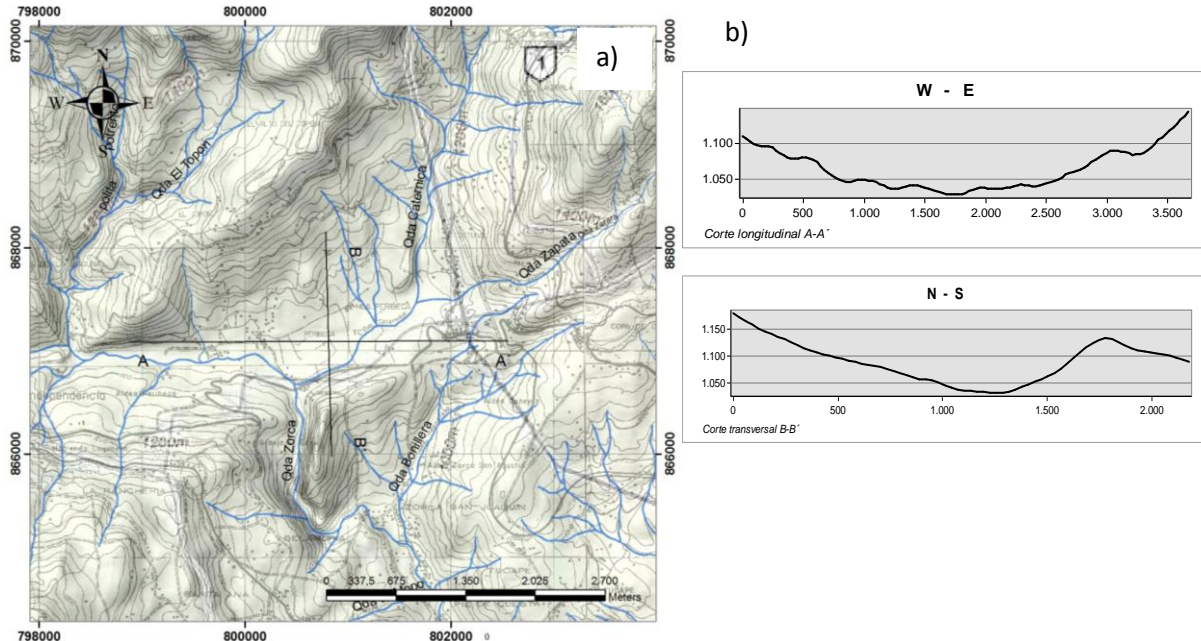
#### **5.1.1.2.2 Valle de la quebrada La Danta (T.6)**

Al oeste de la zona de estudio está el valle de la quebrada la Danta de dirección general N-S y declive al norte, el perfil transversal del valle es simétrico, de laderas escarpadas y de fondo estrecho. La geometría del valle tiene un curso lineal, es adaptado en la mayor parte de su curso, pero presenta una desadaptación a través de una garganta transversal al cerro Rangel y en este punto se le une la quebrada La Laja quien funciona como un tributario de La Danta. La quebrada la Lula es drenada a través de un valle lineal angosto de dirección NE-SW, perfil transversal asimétrico El valle de La Danta regionalmente es paralelo al curso del río Táchira y cerca del poblado de San Antonio la quebrada La Danta confluye con este río. (Fig. N° 5.14)



### 5.1.1.2.3 Depresión de Peribeca (T.7)

Entre los poblados de Independencia y Peribeca, al centro de la zona de estudio, se puede observar una depresión que se puede considerar suspendida, si toma en consideración el nivel del valle del río Torbes. Dicha depresión suspendida presenta una geometría más o menos elipsoidal, donde su eje mayor tiene una dirección aproximadamente E-W, su corte longitudinal presenta simetría aunque de laderas irregulares, y su perfil transversal es asimétrico con declive al sur (Fig. N° 5.15). La depresión es alimentada por las quebradas: Caternica al norte y Zorca al oeste, ambas confluyen en el depocentro de la cuenca y luego continúan su curso al sur del poblado de Peribeca.



**Figura N° 5.15.** a) Mapa en relieve detallando la depresión de Peribeca. b) Cortes topográficos A-A' y B-B'

### 5.1.1.2.4 Valle de la quebrada La Capacha (T.8)

Más al oeste del estado se encuentra la quebrada La Capacha, la cual también ha generado un valle pero no de geometría lineal, debido a la sinuosidad del curso de la quebrada y la dirección de su principal tributario la quebrada. El Hato con declive al sur y de dirección aproximadamente (170°), luego en la quebrada La Capacha este cambia a una

dirección aproximadamente ( $70^\circ$ ) y al aproximarse más al oeste el curso dobla a una dirección casi NS haciéndose paralela al río Táchira y desembocando en este mismo. (Fig. N° 5.16)

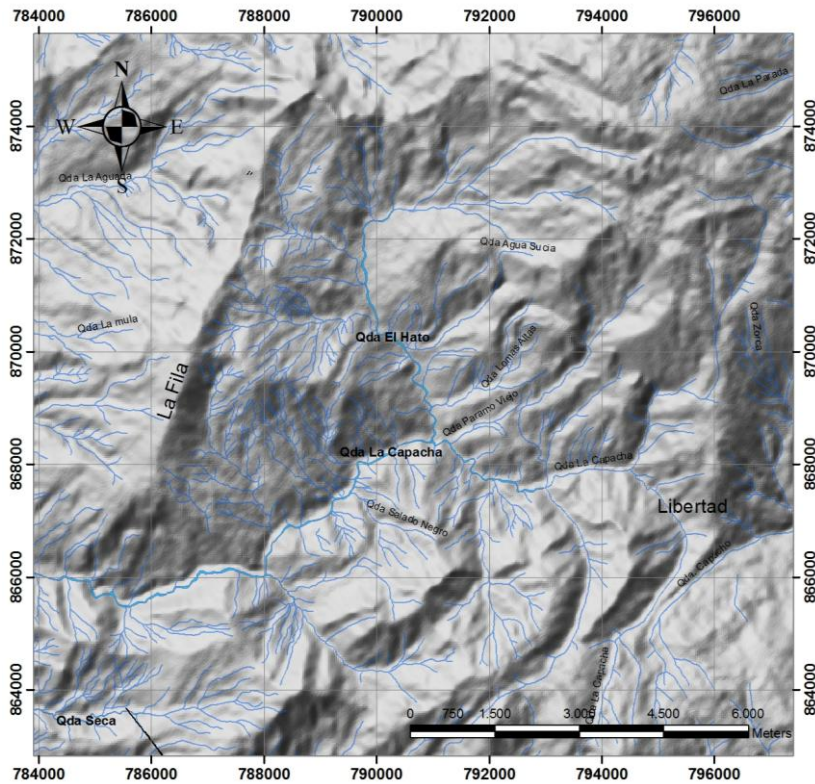
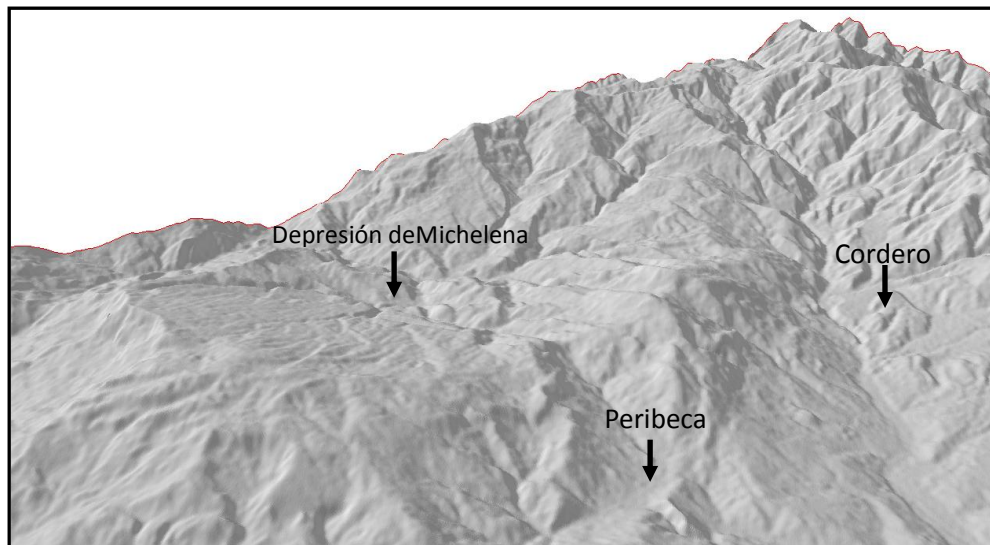
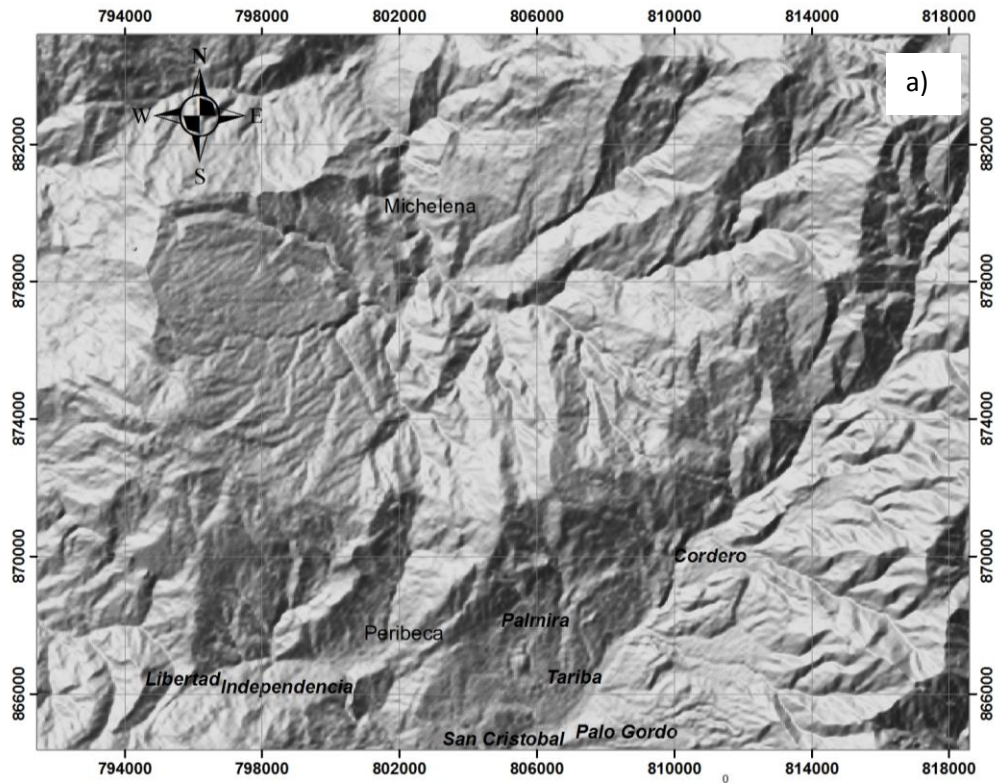


Figura N° 5.16 Mapa topográfico en relieve, donde se detalla el valle de la quebrada La Capacha.

#### 5.1.1.2.5 Depresión de Michelena (T.9)

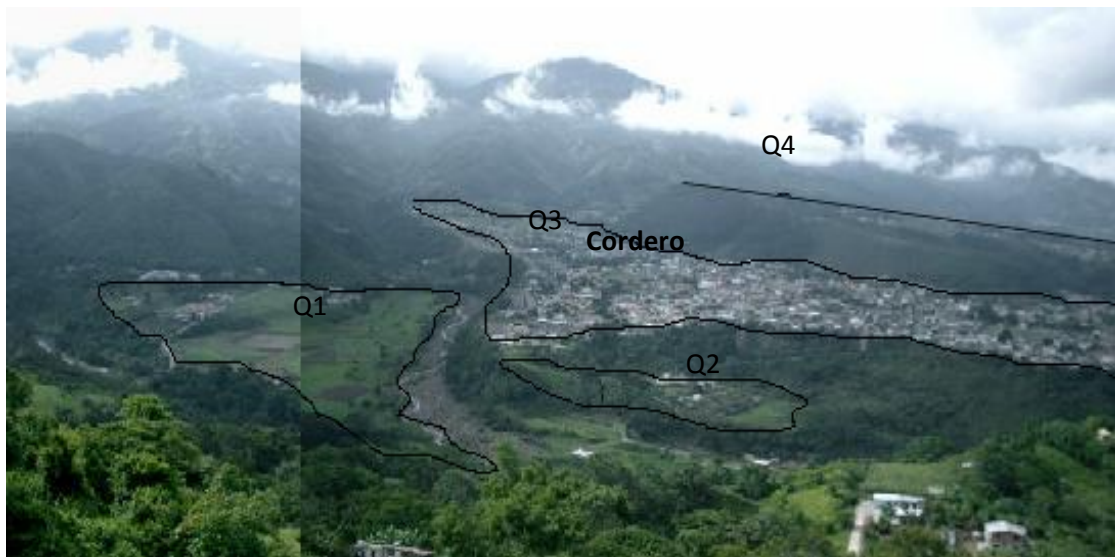
Este término es utilizado para describir una cuenca donde se localiza los poblados de Michelena, Colón y Lobatera al norte del Táchira. Se trata entonces de una depresión colgada que está separada de la depresión de Peribeca por el Levantamiento de Borotá, las laderas que la constituyen en conjunto generan un patrón de drenaje en forma radial con declive al norte. (Fig. N° 5.17)



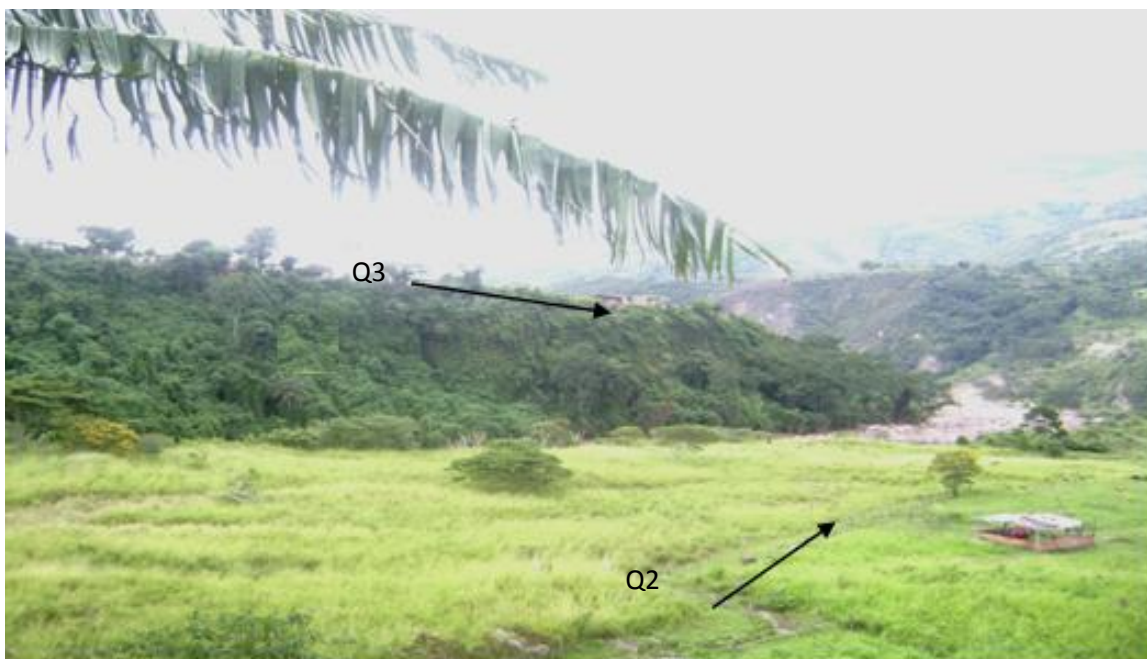
**Figura N° 5.17.** a) Mapa en relieve donde se detalla la depresión de Michelena al norte del poblado de Peribeca. b) Imagen 3D de la misma área.

#### 5.1.1.2.6 Piedemonte Aluvial (T.10)

Esta unidad representa el 10% del área de estudio, su geometría varía de acuerdo a la amplitud transversal del valle al que pertenece. En la parte media inferior del valle del río Torbes, la ciudad de San Cristóbal se encuentra emplazada en el piedemonte de la sierra La Maravilla, cuyos detritos constituidos por fanglomerados provenientes principalmente de la Formación La Quinta, han generado una rampa aluvial de extensión lateral con polaridad al este (*Singer conversación personal abril 2010*). Hacia la parte media superior del valle se pueden observar cuatro niveles de abanicos aluviales (Fig. N° 5.18, 5.19), estos abanicos aterrizados presentan polaridad al SW y constituyen el asentamiento de poblados como Cordero.



**Figura N° 5.18** Fotografía panorámica con vista al poblado de Cordero, donde se observan 4 niveles de terrazas cuaternarias. Dirección de la fotografía (120°).



**Figura N° 5.19** Vista de abanicos-terrazas de edad cuaternaria cerca del poblado de Cordero, las flechas indican la polaridad de los mismos. Dirección de la fotografía (170°).

### 5.1.2 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

El Táchira presenta una morfología controlada principalmente por estructuras a escala cortical reflejando de forma directa la tectónica Andina. Con la utilización de fotografías aéreas, imágenes satelitales, imágenes de radar y la integración de estas herramientas por medio de un SIG, se interpretaron los principales accidentes que controlan la morfología de la región de estudio. Entre estos se tienen pliegues, fallas transcurrentes, inversas, y normales. (Fig. N° 20)

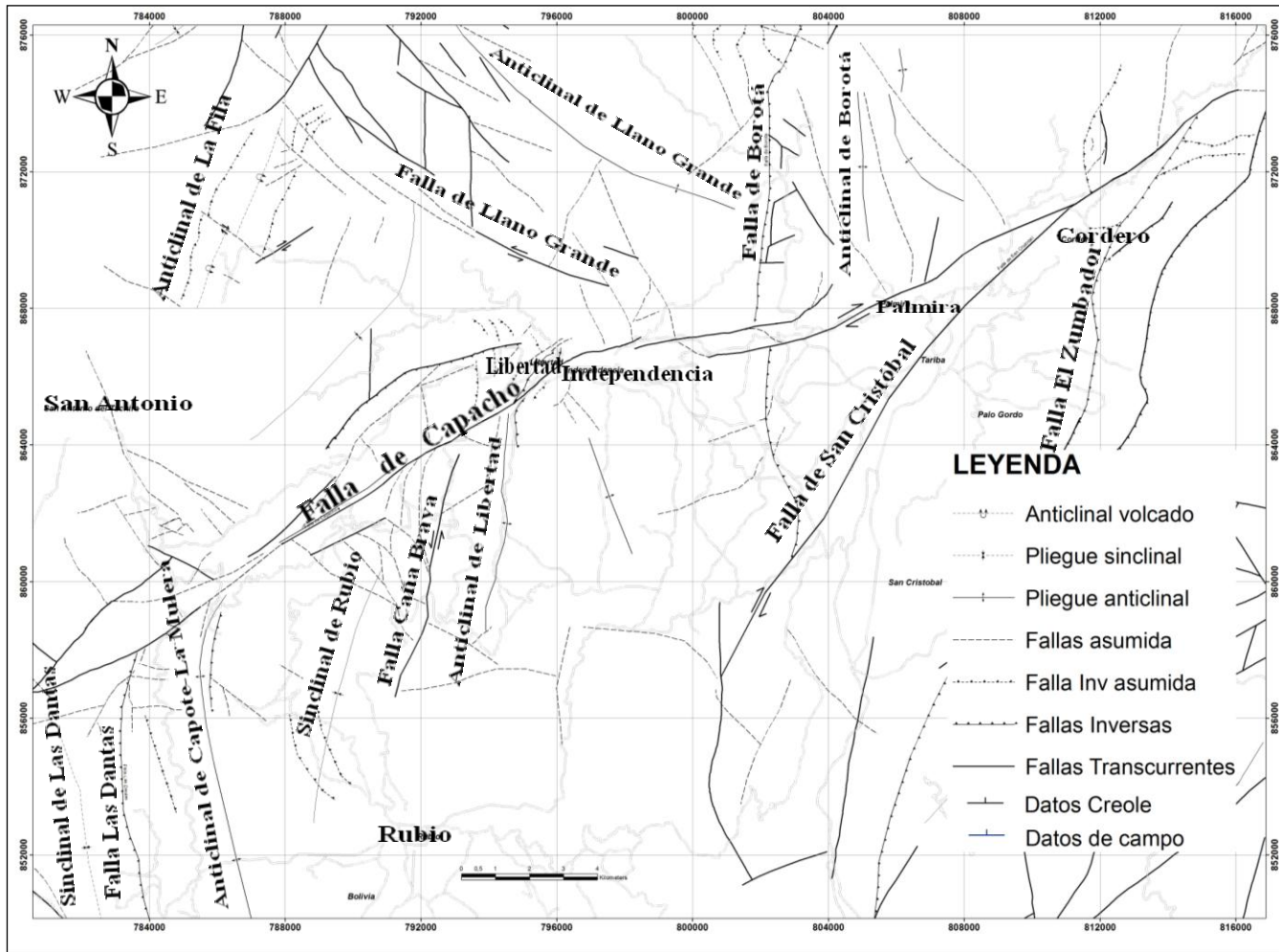


Figura N° 5.20 Mapa estructural

### **5.1.2.1 Plegamientos**

El plegamiento en la zona de estudio involucra una serie de anticlinales y sinclinales de importante extensión con ejes orientados principalmente en dirección NE-SW, NS y en menor proporción pliegues en dirección NW-SE. La intensidad de la deformación abarca desde apretados pliegues asimétricos, donde en algunos casos la deformación ha provocado el volcamiento de los mismos, hasta flexuras con flancos extensos. A continuación se describirán algunas de estas estructuras más importantes.

#### **5.1.2.1.1 Sinclinal de las Dantas**

Localizado al oeste del valle de la quebrada Las Dantas, se trata de un sinclinal antiforme aproximadamente simétrico y con un eje 10 km de longitud con una orientación N-S paralelo al curso de la quebrada antes mencionada. Los sedimentos de la Formación Carbonera están expuestos en el núcleo de la estructura y los estratos de las Formaciones Mirador y los Cuervos se pueden observar hacia los flancos del antiforme.

#### **5.1.2.1.2 Anticlinal de Capote-La Mulera**

El anticlinal de Capote–La Mulera es un pliegue de eje axial curvo, cuya orientación es aproximadamente N-S desde el poblado de las Dantas, a 6 km del poblado de Rubio, hasta el Cerro Capote y desde aquí cambia a una dirección NE-SW hasta el poblado de Libertad (Fig. N° 5.21). En su tendencia N-S el anticlinal posee flancos asimétricos con declive al sur. El extremo NE-SW de esta estructura presenta simetría y es más o menos paralelo a la traza de la falla de Capacho, la fotografías aéreas y las imágenes de radar revelan un sistema de fallas en dirección NW-SE cortando el pliegue en la zona de curvatura y el extremo más NE del anticlinal es truncado por una falla de dirección NW-SE

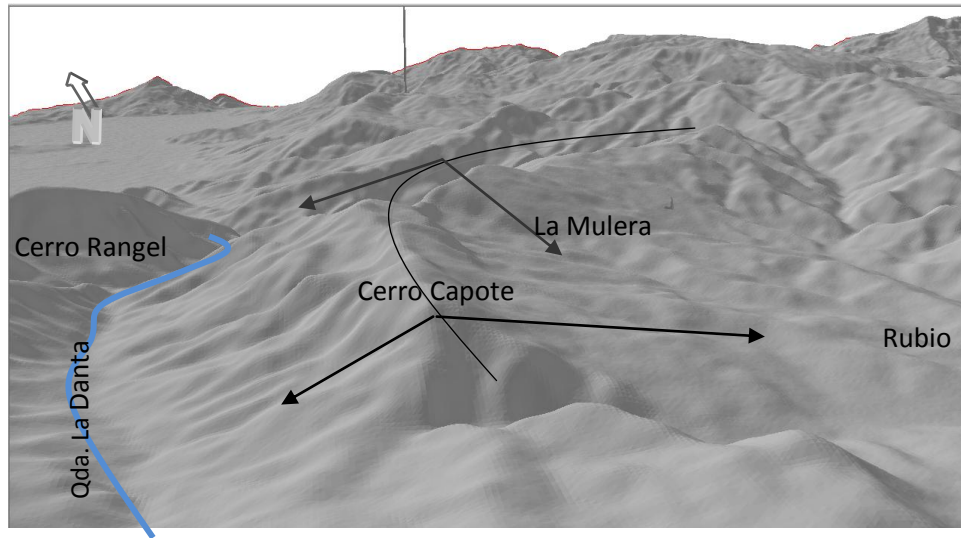


Figura N° 5.21 Imagen 3D con vista al anticlinal asimétrico de Capote al oeste del poblado de Rubio.

#### 5.1.2.1.3 Anticlinal de Libertad

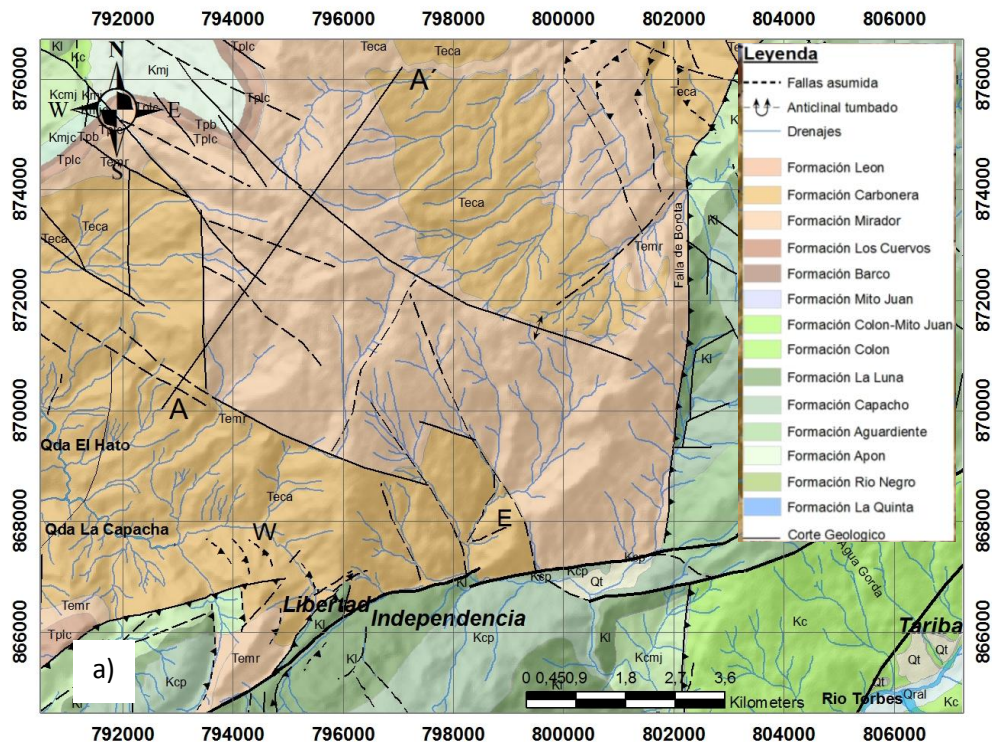
El eje de este anticlinal tiene un rumbo aproximado de  $(20^\circ)$  y puede ser trazado desde el sur del poblado de Libertad a través de una longitud de 7 km, presenta declive al sur y al norte es truncado por la falla de Capacho. En la zona donde este plegamiento tiene lugar, se observan una serie de anticlinales y sinclinales paralelos entre si, donde los ejes de dichas estructuras se hacen más cerrados al norte y por el contrario, más abiertas al sur. Las calizas de la Formación Capacho son expuestas en el núcleo formando la mayor parte de la estructura, mientras los estratos de las Formaciones La Luna, Colon-Mito Juan están presentes hacia los flancos. Entre esta estructura y la Sierra La Maravilla conocida también como Levantamiento El Oso (Renz, 1960; Trump & Salvador, 1964), yace un sinclinal de tendencia NE-SW a lo largo del río Torbes, y en cuyo depocentro se han depositado sedimentos Cuaternarios deformados por la actividad de la fallas de San Cristóbal y El Zumbador.

#### 5.1.2.1.4 Sinclinal de Rubio

Esta estructura representa una depresión topográfica conocida como “Depresión de Rubio”, localizada entre los poblados de Bramón, Santa Ana y Rubio. Esta estructura está limitada al norte y noreste por pliegues con declive al sur, los cuales pueden ser trazados desde la falla de Capacho. Al sur y sureste la depresión es bordeada por un sistema de grandes fallas bien definidas en el relieve.

#### 5.1.2.1.5 Anticlinal de Llano Grande

Esta estructura yace inmediatamente al norte del poblado de Independencia y Peribeca. La tendencia del eje es aproximadamente NW-SE y un sistema de fallas paralelas a subparalelas cortan la estructura, así mismo la porción SE de la estructura es truncada por la falla inversa de Borota. Las areniscas de Mirador se encuentran expuestas en el núcleo del pliegue, hacia los flancos la Formación Carbonera. Este hecho se explica por la generación de un mont derivado en comba de flanco, hacia el tope y flanco suroeste del anticlinal. (Fig. N° 5.22)



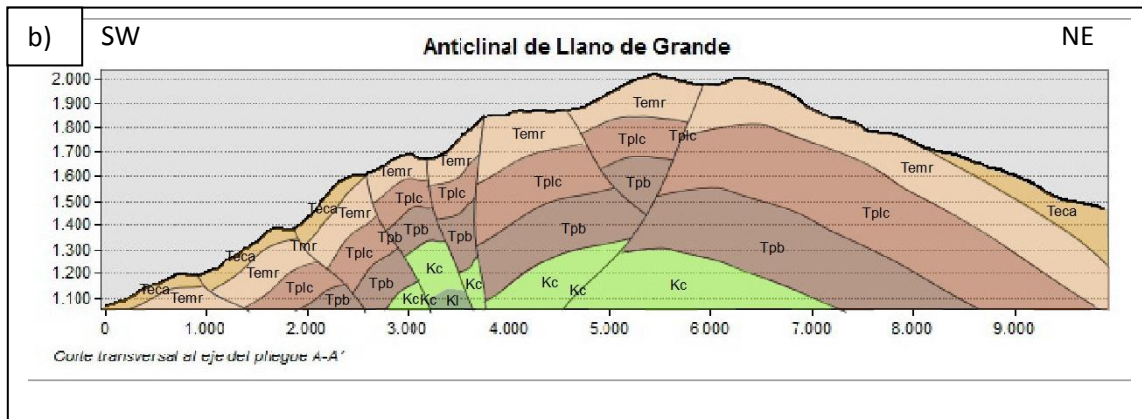


Figura N° 5.22 a) Mapa geológico-estructural detallando el anticlinal Llano Grande b) Corte geológico A-A´.

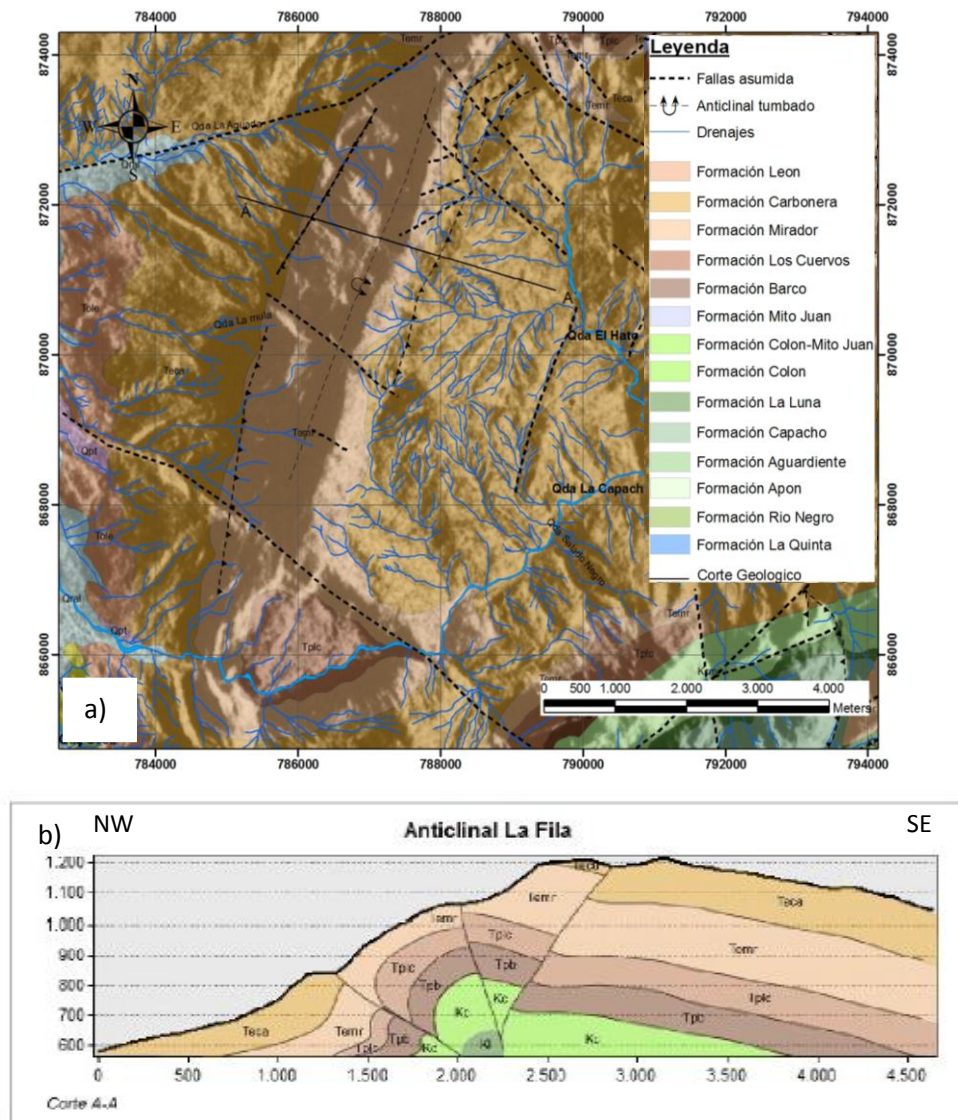
#### 5.1.2.1.6 Anticlinal de Borotá

El eje de esta prominente característica topográfica tiene una dirección aproximada de NNE-SSW, y una longitud de aproximadamente 8 km, más o menos paralelo a la falla de Borotá. Los sedimentos de la Formación Aguardiente son expuestos en el núcleo, y hacia los flancos se observan los estratos de las Formaciones Capacho, La Luna y Colón. Al sur del eje de la estructura, esta se encuentra truncada por la Falla de Capacho y al norte por una inflexión al este de la falla de Borotá.

#### 5.1.2.1.7 Anticlinal de La Fila

El anticlinal La Fila se encuentra ubicado al oeste del poblado de San Antonio. Esta estructura se trata de un anticlinal tumbado hacia el oeste, de tendencia aproximadamente N15E. El flanco este posee el menor buzamiento, mientras que su flanco oeste va desde vertical a volcado. A lo largo de la estructura se pueden observar un sistema de fallas transcurrentes dextrales que cortan transversalmente el eje del pliegue provocando en algunos casos el desplazamiento del mismo, y un sistema imbricado de falla inversas paralelas al eje del pliegue, se presentan probablemente como resultado secundario del tren de esfuerzos, que provocan el volcamiento del pliegue. En el núcleo de la estructura se exponen las areniscas de la Formación Mirador, y hacia los flancos las capas menos

resistentes de la Formación Carbonera. En el extremo sur, al este del poblado de San Antonio, la estructura presenta un repentino declive poniéndose en contacto con la Falla de Capacho, también puede observarse al sur del anticlinal, como la quebrada La Capacha, atraviesa transversalmente el pliegue y en esta zona a lo largo del valle de quebrada puede verse, en el núcleo de la estructura los estratos de la Formación Los Cuervos. (Fig. N° 5.23)



**Figura N° 5.23** a) Mapa geológico-estructural detallando el anticlinal de La Fila. b) Corte geológico A-A'

### 5.1.2.2 Fallamiento

El área de estudio se presenta como una zona intensamente fallada y estructuralmente compleja, como el resultado de la posición estructural en la que se presenta la depresión del Táchira dentro de la tectónica Andina. Como consecuencia existe un extenso fracturamiento de toda la secuencia sedimentaria donde se desarrollan una serie de bloques estructurales influenciados por la interacción de la tectónica de la cordillera Oriental de Colombia y los Andes venezolanos. Las fallas pueden clasificarse en fallas principales y secundarias, las principales poseen una expresión topográfica marcada y por lo general abarcan áreas de escala regional visibles fácilmente a través de sensores remotos, por el contrario las fallas secundarias solo son visibles a través de fotografías aéreas de escala igual o menor a 1:25.000 y evidencias de campo. Las fallas principales en el área de estudio delimitan varios bloques estructurales, y estos a su vez pueden ser agrupados dentro de dos grandes bloques que se encuentran separados por la traza de la falla de Capacho y que han sido localizados y nombrados informalmente en la (tabla N° 5.1):

**Tabla N° 5.1** Bloques estructurales desarrollados en el área de estudio y las fallas que los limitan.

	SUB-BLOQUE	UBICACIÓN RELATIVA EN LA ZONA DE ESTUDIO	FALLAS LIMITE
BLOQUE NORTE	San Antonio-Libertad	Noroeste	Capacho- Llano Grande-La Fila
	Independencia-Borota	Centro-norte	Llano Grande-Capacho-Borota
	Palmira-Monte Carmelo	Noreste	Borota-Capacho

BLOQUE SUR	Las Adjuntas- Las Dantas	Suroeste	Las Dantas-Capacho- Caña Brava
	Rubio-Peribeca	Centro-sur	Caña Brava-Capacho- San Cristóbal
	San Cristóbal- Cordero	Sureste	San Cristóbal- Capacho-Zumbador

Estas fallas (tabla N° 5.1) por lo general presentan dos tendencias preferenciales, una tendencia en dirección NE-SW representada por las fallas de: Capacho, Zumbador, San Cristóbal y Caña Brava, y otra en dirección NW-SE: Llano Grande, La Cuesta, Bramón.

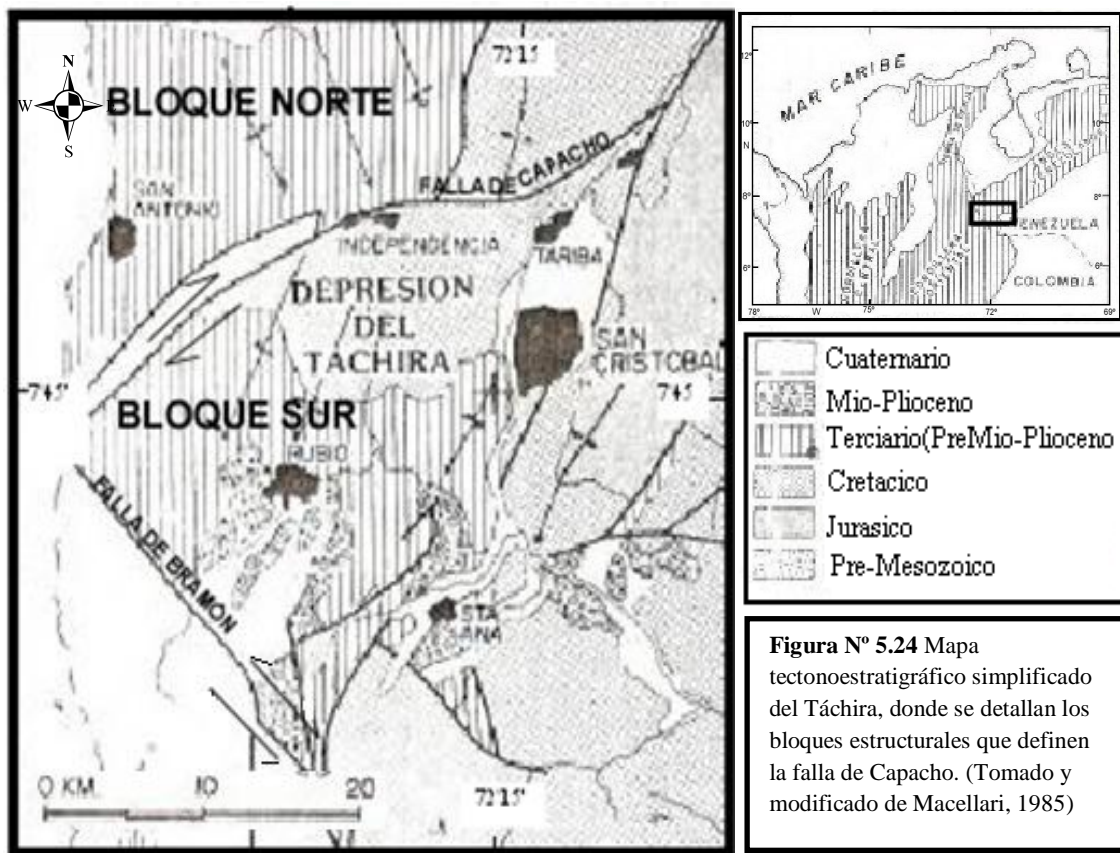
#### 5.1.2.2.1 Falla de Capacho

Esta gran estructura se trata realmente de una zona de falla (sistema de falla de Boconó) más que una falla individual. El estudio de esta falla ha revelado, que la zona está altamente fracturada y abarca una longitud cerca de los 60 km, desde los límites de la frontera con Colombia al sur de la ciudad de San Antonio hasta la unión con la falla del Zumbador al norte del poblado de Cordero al NE de San Cristóbal. Las fallas de Capacho, Zumbador, San Cristóbal y otras falla secundarias, constituyen lo que se conoce como el sistema de fallas de Boconó.

La tendencia de la falla de Capacho en cuanto a dirección es aproximadamente NE-SW, pero al inspeccionar más detalladamente su traza, se observa una sinuosidad dentro de su dirección general, revelando tres rumbos principales: NE-SW, E-W y N-S.

Existen claras evidencias del carácter dextral de esta estructura a lo largo de su traza, siendo la más notable característica, el desplazamiento relativo entre los bloques norte y sur que limitan la falla (Fig. N° 5.24), observados a través de la litoestratigrafía contrastante entre ambos bloques. Así puede verse como esta gran estructura, coloca en contacto estructural rocas del Cretácico superior con estratos del Terciario medio a superior.

Otras evidencias de origen morfotectónico revelan la naturaleza transcurrente dextral de esta falla, las cuales serán tratadas en subcapítulos posteriores. Singer y Beltrán, (1996) determinaron a través de métodos paleomagnéticos en la cuenca de la quebrada Catarnica, un decrecimiento en la rata de desplazamiento dextral de la falla, siendo menor a 1 mm/año, la cual decrece aun más hacia el oeste, a unos 0,5 mm/año según mediciones hechas por estos mismos autores cerca de la quebrada La Dantera, en la frontera con Colombia. Esta disminución de la actividad transcurrente de la falla pudiera estar siendo acomodada en una transferencia de la misma, a un movimiento vertical (*Singer conversación personal noviembre 2009*).



Este hecho queda evidenciado por la presencia de un lomo de presión conocido como Cerro Rangel, la cual expone en su núcleo rocas metamórficas del precámbrico (Meier *et*

al., 1987; Useche & Fierro, 1972), lo que se cree que constituye el basamento de la secuencia sedimentaria posteriormente depositada.

Asociada a esta gran estructura se desarrolla a cada lado de la traza, es decir hacia el lado norte y sur, un sistema de fallas de tendencia NW-SE como la falla de Bramón y NE-SW como se puede observar en la depresión del Táchira y al sur de San Cristóbal, las cuales se interpretan como *riedel* sintéticos y *antitéticos* de la cizalla principal de Capacho.

#### **5.1.2.2.2 Falla de Llano Grande**

La porción norte de la falla principal, está representado por el sistema de fallas de Llano Grande, estas estructuras de tendencia NW-SE ubicadas al norte de independencia pueden ser trazadas sobre una longitud de 14 km aproximadamente. El sistema de Llano Grande ha sido interpretado como sinistral (Singer y Beltrán, 1996), y forma un ángulo de aproximadamente 70° con la falla de Capacho, interpretándose como un *riedel antitético* de esta gran estructura. Al realizar un análisis del trazado de las fallas de Llano Grande, se puede observar que posee saltos dextrales y sinestrales a lo largo de su traza, pudiéndose estar generando cinturones transpresivos y transtensivos en las zonas de relevo.

#### **5.1.2.2.3 Falla de Borotá**

En el bloque norte de la falla de Capacho al noreste de la zona de estudio, puede observarse también un sistema de fallas inversas conocido como falla de Borota. Dicha estructura coloca por encima de sedimentos del Terciario medio, rocas del Cretácico superior y en algunos casos, capas de la Formación La Quinta de edad Jurasica. Su geometría es sinuosa característica de las falla de bajo ángulo, y puede ser trazada desde el poblado de Peribeca donde es truncada por la falla de Capacho, hasta aproximadamente el poblado de Boca de Monte al norte del Táchira, a lo largo de una longitud de más de 34 km.

#### **5.1.2.2.4 Falla La Cuesta**

Hacia el noreste de la zona de estudio, una falla de tendencia NW-SE puede trazarse por una longitud de más de 10 km, esta estructura es nombrada informalmente en este trabajo, como falla La Cuesta y se interpreta como sinestral basado en evidencias morfológicas como lo son una serie de líneas de cresta desplazadas sinestralmente, drenajes desviados y desplazados hacia el sentido de movimiento.

#### **5.1.2.2.5 Falla de Caña Brava**

Hacia el bloque sur de la falla de Capacho, puede observarse la presencia de una estructura, a través de una expresión morfológica conspicua, como lo es un valle lineal de dirección NE-SW formando un ángulo de aproximadamente 60° con la falla de Capacho. Esta estructura se conoce como la falla de Caña Brava, puede ser trazada desde el sur de independencia y ha sido interpretada como un *riedel antitético* de la falla de Capacho (Singer y Beltrán, 1996).

#### **5.1.2.2.6 Falla Las Dantas**

Más hacia el oeste cerca de la frontera con Colombia una estructura nombrada informalmente en este trabajo como falla Las Dantas, de rumbo aproximadamente N-S puede ser reconocida a través de profundo y estrecho valle lineal, conocido como quebrada La Danta. Esta falla ha sido interpretada como un sistema de falla inversas con vergencia al oeste (Meier, *et al.*, 1987).

La parte sureste de la zona de estudio es dominada por un sistema de fallas de tendencia NE-SW que se desprenden como una ramificación del sistema de fallas de Boconó, estas son las fallas de San Cristóbal y el Zumbador, la primera con una aparente componente transcurrente dextral (Singer y Beltrán 1996) y la segunda un sistema inverso (Renz, 1960; Trump & Salvador, 1964; Ramírez y Campos, 1972; Useche & Fierro, 1972; Meier, *et al.*, 1987; Campos & Boesi, 1993), la cual representa el borde oeste del levantamiento El Oso (Renz, 1960) o la también conocida sierra La Maravilla.

#### **5.1.2.2.7 Falla de Bramón**

Aunque la localidad de esta estructura no se encuentra en la zona de estudio, se considera en este análisis debido a la importancia que implica su estudio en la configuración de la geodinámica regional. Es una falla de tendencia NW-SE el cual ha sido trazada por más de 25 km desde la frontera colombo-venezolana. A lo largo de toda la traza de la falla, sedimentos Cretáceos son puestos en contacto con estratos del Paleoceno y Mio-Plioceno.

Esta estructura ha sido interpretada como una falla sinistral con una leve componente inversa (Renz, 1960; Trump & Salvador, 1964; Useche & Fierro, 1972; Macellari, 1984; Meier, *et al.*, 1987; Singer y Beltrán, 1996), La falla Bramón podría tener un origen casi contemporáneo con el sistema de Boconó, pudiendo ser considerada como un *Riedel* antitético de este sistema de fallas dextrales.

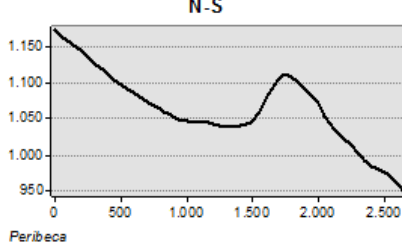
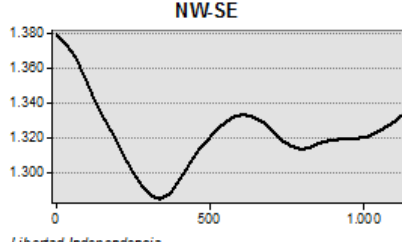
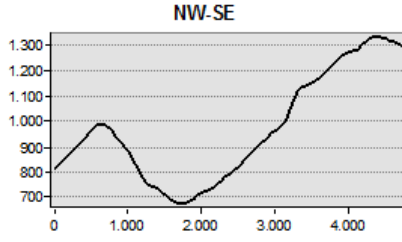
#### **5.1.3 ANÁLISIS DEL TRAZADO DE LA FALLA DE CAPACHO**

Como se mencionó anteriormente la falla de Capacho puede ser trazada desde la frontera con Colombia cerca del poblado de San Antonio hasta aproximadamente el poblado de Cordero al noreste del Táchira donde se une a la falla del Zumbador. A lo largo de su traza dicha estructura como parte del sistema dextral de fallas transcurrentes de Boconó, muestra una notable expresión topográfica, con algunas excepciones donde la falla no es tan notable superficialmente. Para observar mejor, la topografía asociada a este fallamiento se realizó la siguiente tabla donde se ilustra a través de cortes transversales a la traza, la influencia de la estructura sobre el relieve:

**Tabla N°5.2.** Relación del trazado de la falla y la topografía

TRAMO	TENDENCIA DE LA FALLA	PERFIL TRANSVERSAL A LA FALLA	LITOLOGIA
La Grita-El Fical	NNE-SSW		Conglomerados y areniscas de la Formación La Quinta
El Fical-Cordero	NE-SW		Areniscas de la Formación Aguardiente y Río Negro, calizas de la Formación Apón y sedimentos Cuaternarios
Cordero-Palmira	NE-SW		Areniscas de la Formación Aguardiente y Lutitas de la Formación Colon

**Tabla N°5.2.** Relación del trazado de la falla y la topografía (continuación)

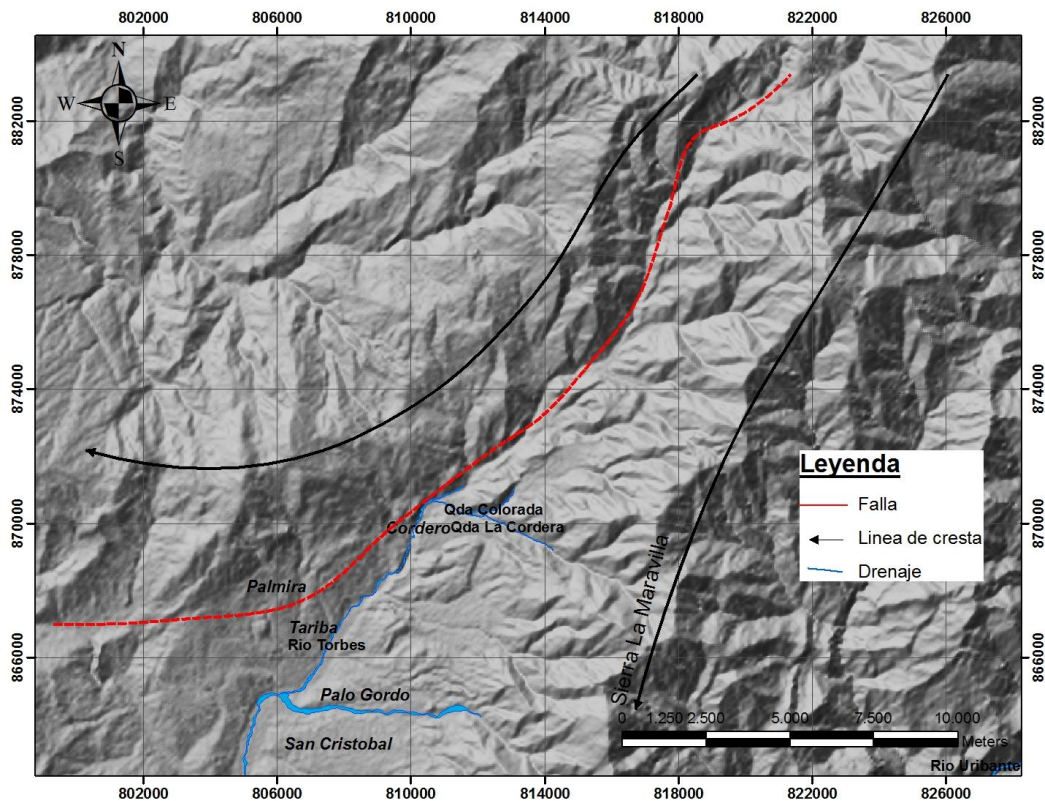
<p>Palmira-Independencia</p>	<p>E-W</p>	 <p>N-S</p> <p>Peribeca</p>	<p>Alternancia de areniscas, lutitas y capas de carbon de las Formaciones Carbonera, Mirador, Los Cuervos, Barco y algunas calizas de la Formacion Capacho y La Luna</p>
<p>Independencia-Salado Negro</p>	<p>NE-SW</p>	 <p>NW-SE</p> <p>Libertad-Independencia</p>	<p>Calizas de la Formaciones La Luna y Capacho</p>
<p>Salado Negro-Las Adjuntas</p>	<p>NE-SW</p>	 <p>NW-SE</p> <p>La Mulera</p>	<p>Alternancia de areniscas, lutitas y capas de carbon de las Formaciones Carbonera, Mirador, Los Cuervos, Barco y algunas calizas de la Formacion Capacho y La Luna</p>

Se puede apreciar a través de la secciones realizadas a lo largo de la traza de la falla de Capacho (Tabla N° 5.2), como varia la morfología de los valles asociados al fallamiento. Dicha variación en la morfología, está en función del modelado estructural controlado por la falla de Capacho y del potencial morfogenético de las formaciones presentes en el la traza activa de la falla. Así de esta manera se pueden observar valles encajados (Fig. N° 5.25), donde la litología presenta binomios de baja dureza y la dirección de la falla es aproximadamente N-S, como se puede ver en el tramo La Grita-El Fical de la (tabla N° 5.2).



**Figura N°5.25** Expresión topográfica de la falla de Capacho, donde se puede apreciar la forma en V del valle asociado al fallamiento. Dirección de la fotografía (155°).

A medida que la traza de la falla adopta una tendencia aproximada de (45°), el valle lineal asociado a la falla, se hace más asimétrico y las laderas orientales del valle son de pendientes más suaves, como puede observarse en el corte del tramo El Fical-Cordero de la (tabla N° 5.2). Este cambio de forma de los valles lineales que generan la falla de Capacho en la zona de estudio, está íntimamente ligado a la ramificación en esta zona del sistema de fallas de Boconó, generando como consecuencia un cambio de dirección en los ejes de las serranías que limitan dichos valles lineales y que por ende permite el ensanchamiento de los mismos (Fig. N° 5.26).



**Figura. Nº5.26** Mapa en relieve, detallando el rumbo de las serranías que limitan el valle de la falla de Capacho.

En el tramo comprendido entre los poblados de Cordero y Palmira, el trazo de la falla se hace difuso y solo unas pocas evidencias no muy notorias, permiten establecer el paso de la estructura por dicha zona. Se piensa que tal pérdida de potencial morfológico, está asociado por una parte, a la litología presente en la zona, la cual está constituida principalmente por arcillas de la Formación Colón, que aquí se presentan expansivas generando deslizamientos e inestabilidad generalizada (Ferrer, 1977). Por otra parte se atribuye que esta pérdida de expresión topográfica, pueda estar asociada también a una transferencia de movimiento vertical debido al cambio en dirección que adopta la falla en esta zona. Más hacia el oeste, desde los poblados de Peribeca hasta Independencia la tendencia de la traza cambia a una dirección aproximadamente E-W, aquí la falla no constituye un trazo continuo, sino por el contrario presenta saltos dextrales, donde se generan cuencas de tracción, y los valles asociados a estas estructuras presentan fondo más

o menos amplios (ver tramo Palmira-Independencia en la Tabla N° 5.2). Desde el poblado de Independencia hasta el páramo de Salado Negro, la tendencia de la falla es generalmente NE-SW y la continuidad del trazado se ve también interrumpido en algunos casos por saltos sinestrales, creando en el relieve levantamientos en las zonas de transpresión. Ya al final de la traza desde el páramo de Salado Negro hasta el poblado de Las Adjuntas la falla corta a lo largo del eje el anticlinal de La Mulera generando un amplio valle (ver tramo Salado Negro-Las Adjuntas en la tabla N° 5.2) el cual se ve interrumpido al oeste por el prominente cerro Rangel (Fig. N° 5.27).



**Figura N° 5.27** Vista panorámica de un valle lineal tomada desde el poblado de La Mulera. Dirección de la fotografía N-S.

### 5.1.4 MORFOTECTÓNICA

El trayecto de la falla a lo largo de la zona de estudio, se ha interpretado como una traza continua (Renz, 1960; Trump & Salvador, 1964; Ramírez & Campos, 1972; Macellari 1982b, 1984, Meier *et al*, 1987), de hecho en imágenes satelitales dicha estructura se manifiesta como una sola traza (Fig. N° 5.28).

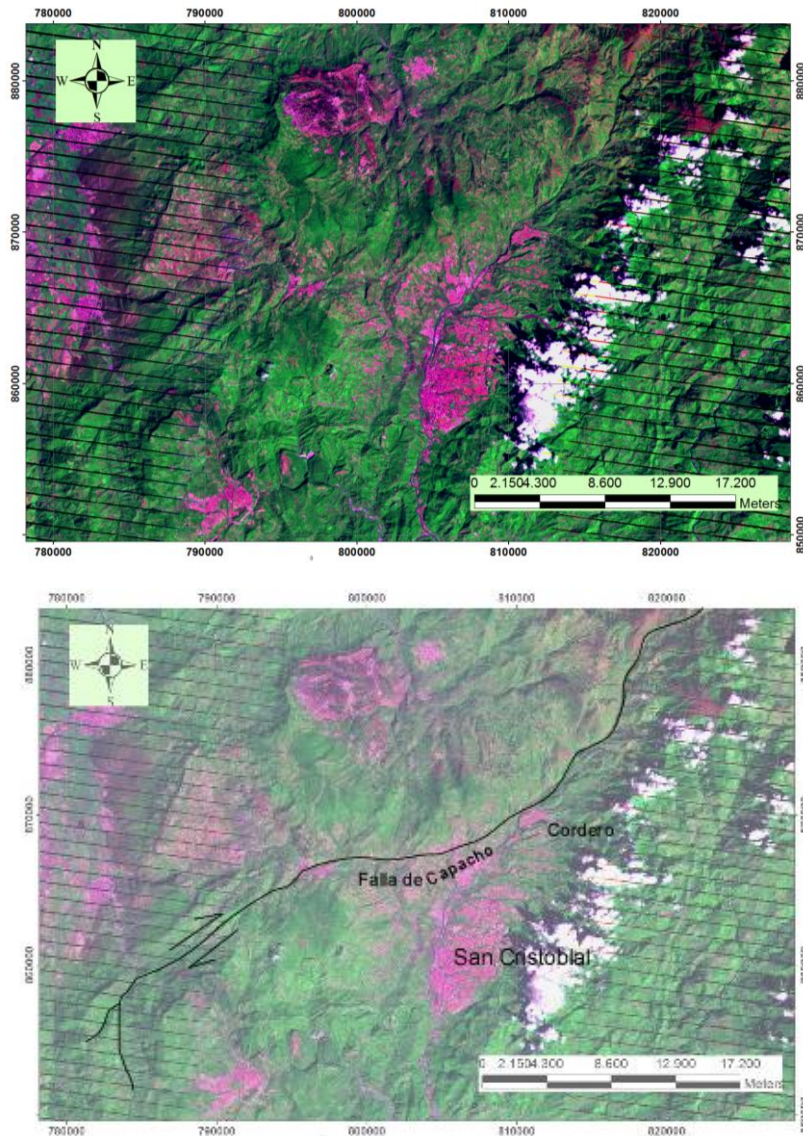
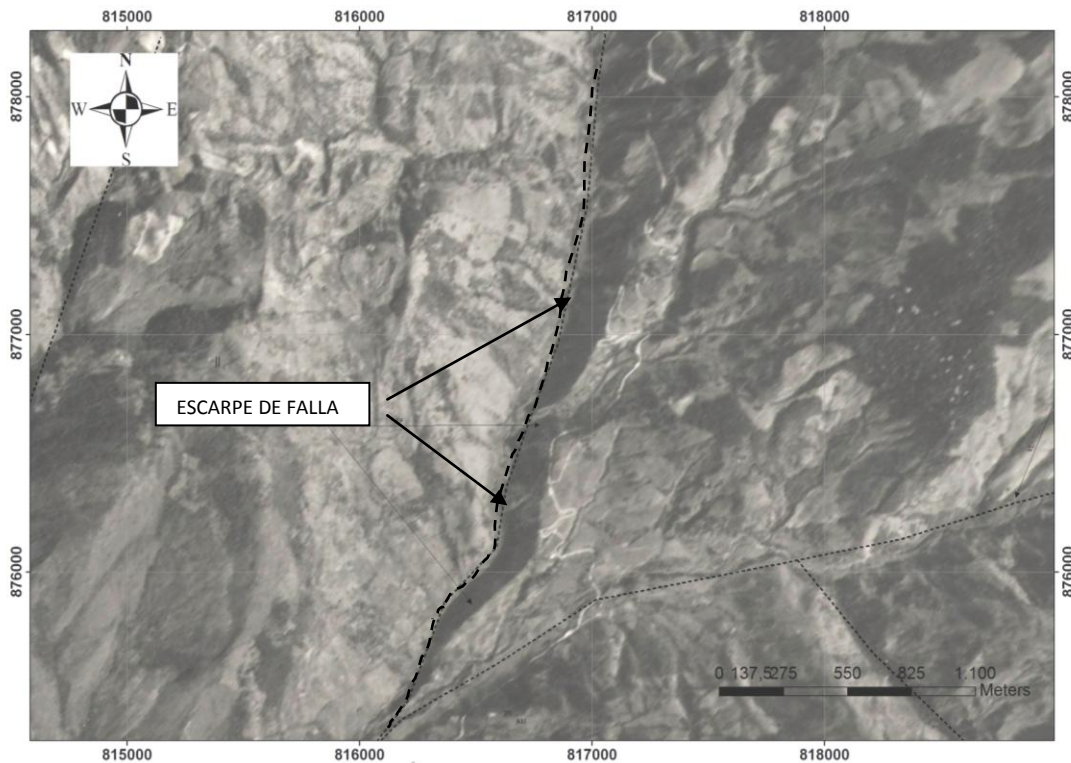


Figura N° 5.28 a) Imagen *Landsat*. b) Imagen *Landsat* detallando la traza de la falla de Capacho.

No obstante en fotografías aéreas de gran escala (1:25.000 y 1:50.000) y el trabajo de campo, revelaron que la traza se hace más compleja, presentando relevos o saltos que pueden ser asociados a variados rasgos morfotectónicos diagnósticos de fallamiento transcurrentes, presentes en la zona de estudio como: escarpes de falla, lomos de falla, lomos de presión, lagunas de falla, cuencas de tracción, drenajes rectilíneos, drenajes desplazados, ensilladuras de falla y líneas de cresta desplazadas (ver anexo 2 mapa morfotectónico), de las cuales solo serán descritos a continuación las expresiones morfotectónicas más resaltantes dentro del área de estudio.

#### **5.1.4.1 Escarpe de falla**

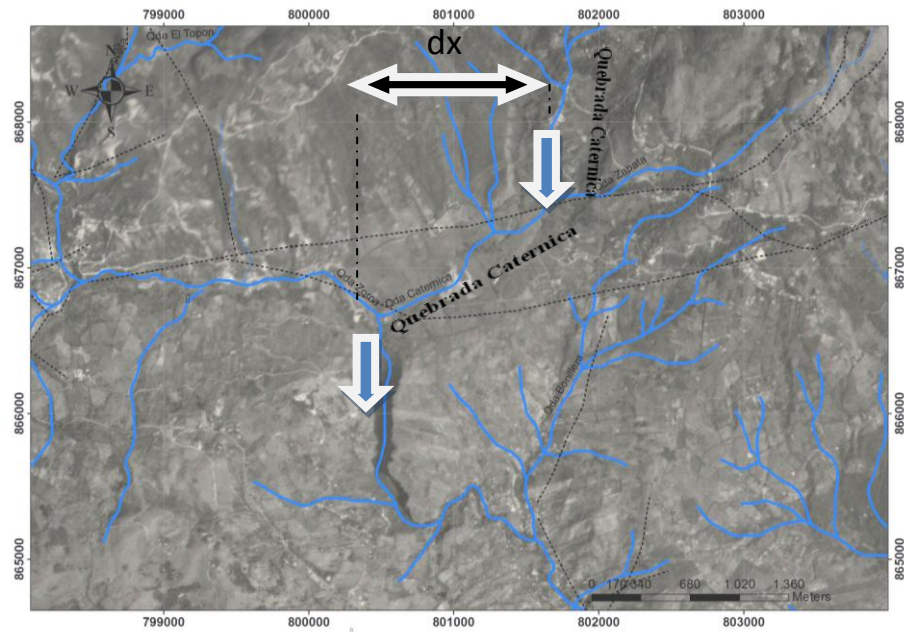
Este rasgo morfotectónico no es muy evidente en la zona de estudio, debido en gran parte a que los drenajes aprovechan las modificaciones del relieve causadas por la falla, para usarlos como su curso principal, como es el caso del río Torbes, dificultando la preservación de los escarpes y si se trata de un escarpe de falla propiamente dicho o si es un escarpe de línea de falla. Sin embargo en aquellas zonas donde la falla gana componente vertical, los escarpes poseen un área importante lo cual ayuda a la preservación de los mismos. Al noreste de la zona de estudio, donde la orientación de la falla es aproximadamente N-S, se presenta un escarpe con cara libre expuesta al oeste. (Fig. N° 5.29)



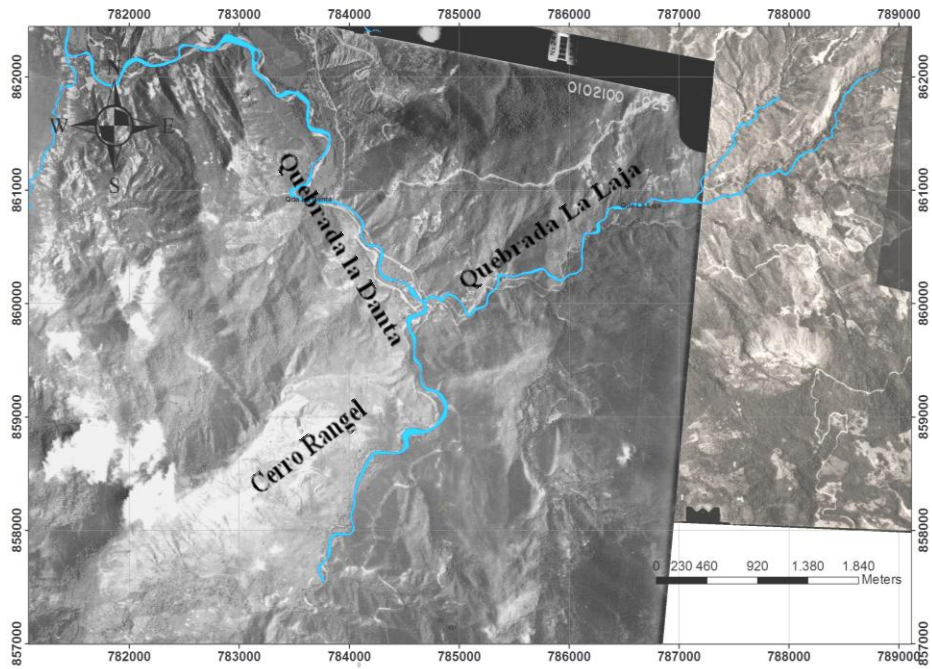
**Figura N° 5.29** Fotografía aérea donde se detalla un escarpe de falla.

#### **5.1.4.2 Drenajes**

La geometría del sistema de drenajes que se encuentran cerca de la zona de estudio, se ha visto afectada de manera importante por la actividad de la falla de Capacho. El curso de los drenajes principales cercanos a la traza de la falla son paralelos o subparalelos a esta, adaptándose en la mayoría de los casos a las estructuras presentes y pudiendo generar excelentes valles lineales muy característicos de fallamiento transcurrente (ver Fig. N° 5.27 valle lineal de la Mulera). Por otra parte los drenajes que cortan casi perpendicularmente el trazo de la falla, presentan un desplazamiento dextral como es el caso de la quebrada Catarnica ubicada cerca del poblado de Peribeca (Fig. N° 5.30), y en otros casos dichos drenajes se desvían de su canal original a causa de un rápido levantamiento o el desplazamiento de prominencias que capturan dichos drenajes (Fig. N° 5.31).

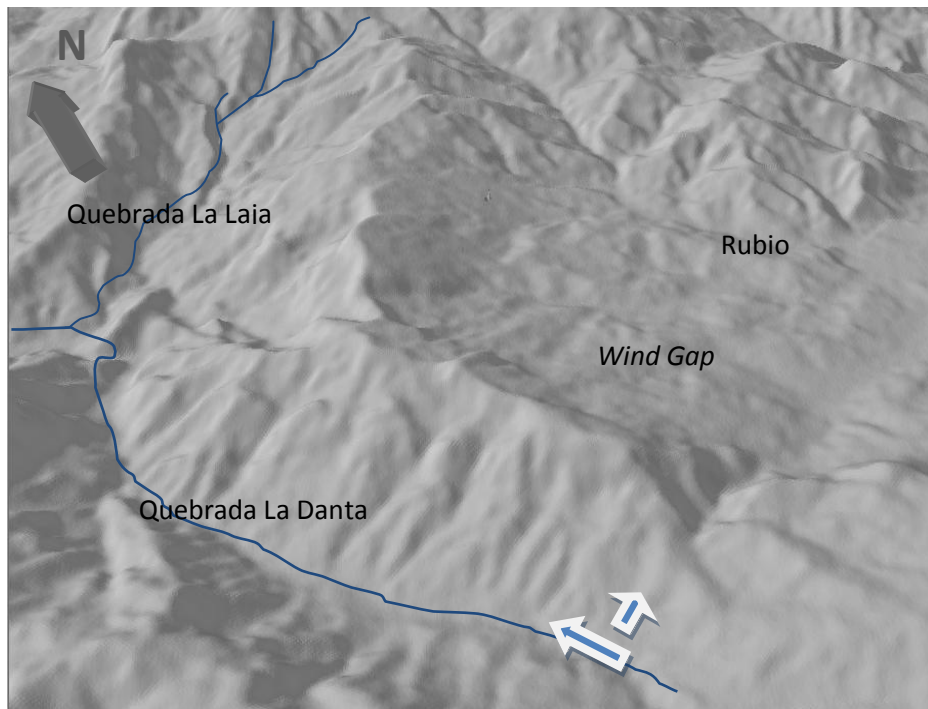


**Figura N° 5.30** Fotografía aérea donde se detalla la quebrada Caternica desplazada dextralmente (dx) en una longitud aproximadamente de 1.200 m



**Figura N° 5.31.** Fotografía aérea donde se detalla las quebradas La Danta y La Laja, desviadas por el prominente cerro Rangel.

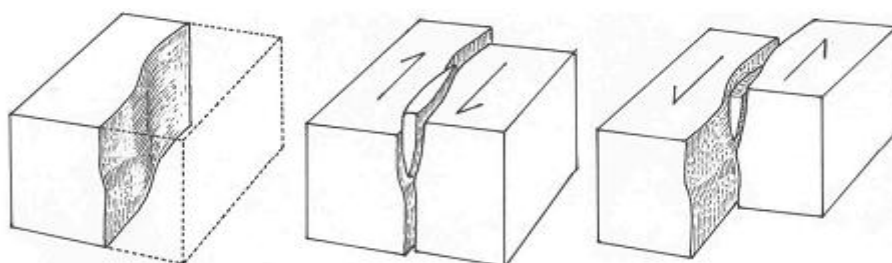
Otras morfologías asociadas al drenaje, se presentan también en la zona de estudio como evidencias de fallamiento transcurrente, como es el caso de gargantas que funcionaban como el curso de drenajes, pero que actualmente no lo son (*wind gaps*), ejemplo de ello es la garganta de aire ubicada al oeste del poblado de Rubio, la cual originalmente funcionaba como curso de la quebrada La Dantera (Fig. N° 5.32), pero quedó desactivada por el rápido levantamiento de la Sierra de Cazadero (Singer & Beltrán, 1996).



**Figura N°5.32.** Imagen 3D donde con vista al oeste de Rubio, donde se detalla un *wind gap* en las cercanías de la quebrada La Danta.

### 5.1.4.3 Lomos de Falla y Lomos de Presión

Los lomos de falla están presentes en la zona de estudio como una característica morfotectónica poco común. Estos se originan debido a la existencia de curvaturas en el plano de falla, generando la expulsión de bloques (Fig. N° 5.33) como resultado del movimiento transcurrente (Sylvester, 1988). En la zona de estudio un ejemplo de dicha estructura se puede observar en el poblado de Palmira, específicamente donde se encuentra ubicado el Seminario Santo Tomas de Aquino (Fig. N° 5.34)

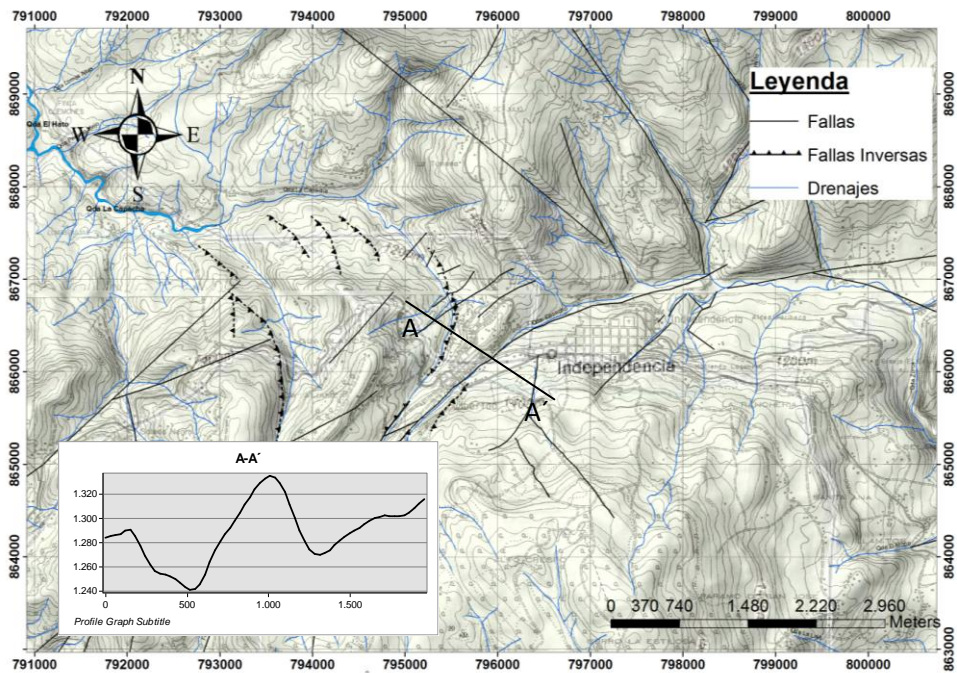


**Figura N° 5.33** Bloques diagramáticos de un modelo genérico de lomos de falla y lagos de falla en tramos rectos de fallas transcurrentes, relacionando la geometría del plano de falla con la dirección del movimiento. (Notas de clase de H. Van der Meer Mohr, ITC, Holanda en Diederix, *et al.* 2006)



**Figura N° 5.34** Vista panorámica al lomo de falla ubicado en el poblado de Palmira.

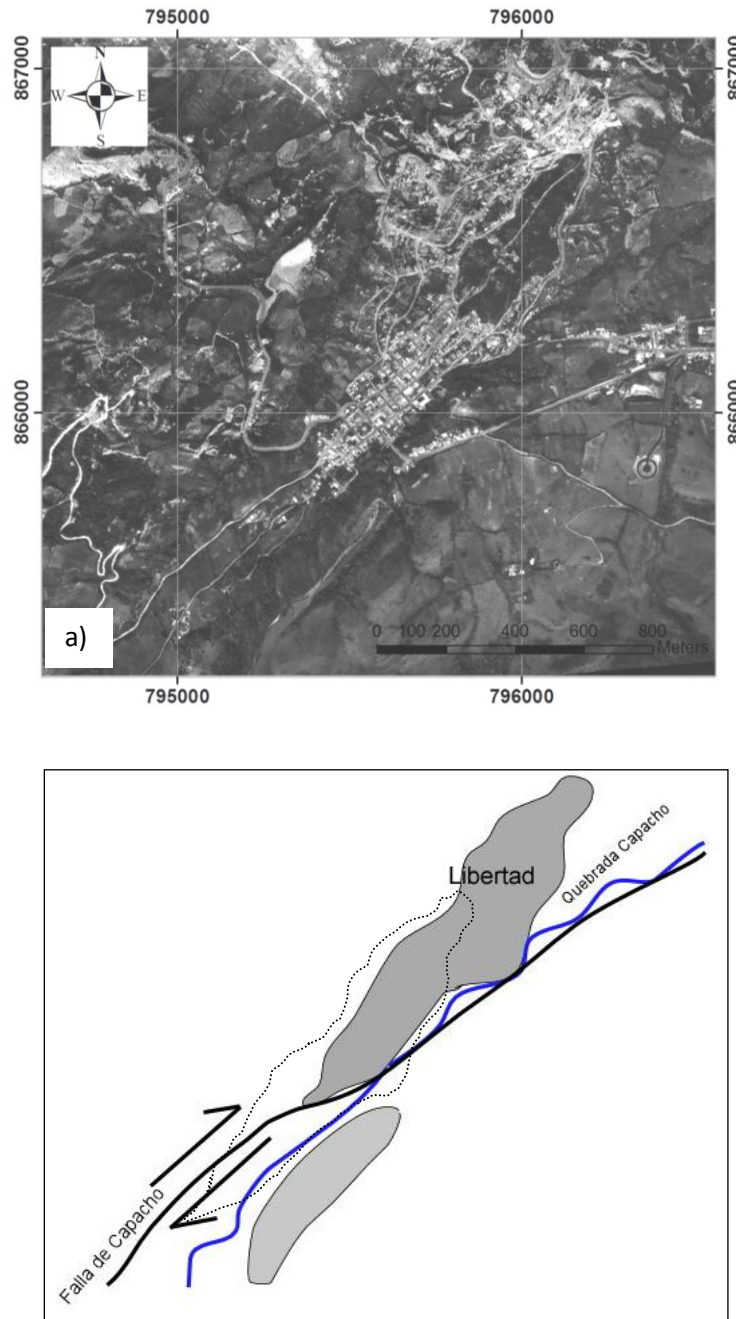
En las zonas de convergencia oblicua, donde se generan saltos sinestrales del trazo de la falla se generan las condiciones idóneas para el levantamiento de lomos de presión (ver marco teórico Capítulo II, lomos de presión Fig. N° 2.12). Tal rasgo morfotectónico puede ser observado en el poblado de Libertad al oeste de Independencia, donde una curvatura del trazo de la falla ha generado una zona restrictiva, entonces la presencia de fallas inversas y la existencia de un lomo de presión puede ser observado en el área antes mencionada (Fig. N° 5.35)



**Figura N° 5.35.** Mapa en relieve donde se detalla a través de un corte las dimensiones del lomo de presión al oeste de Independencia.

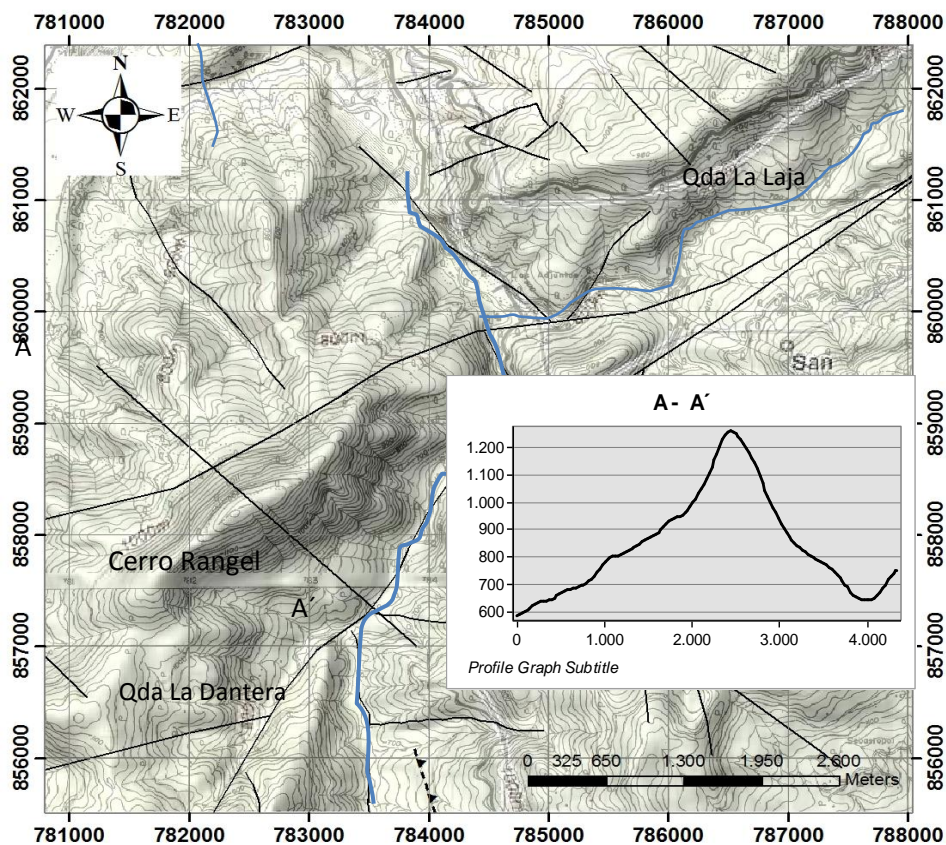
Dicho lomo tiene una longitud de aproximadamente 1800 m con una altitud de 2.000 m. La geometría de esta morfoestructura y las cercanías de un lomo de menor dimensión separado del antes mencionado por un valle angosto, permite interpretar estas dos estructuras como un mismo lomo, que fue cortado por un reajuste en la traza de la falla de Capacho desplazando dextralmente el flanco noroeste en una longitud aproximada de 500 m, entonces si asumimos una tasa de movimiento de 0,1 m al año (de mediciones en la

quebrada Caternica por Singer & Beltrán, 1996), podemos inferir que dicho reajuste es de edad Mio-Pliocénica. (Fig. N° 5.36)



**Figura N° 5.36** a) Fotografía aérea donde se detalla el lomo de presión en Libertad, b) Interpretación de la traza de la falla de Capacho la cual corta y desplaza dextralmente la parte noroeste del lomo.

Otro lomo de presión pero de mayor escala puede ser observado al sur del poblado de San Antonio entre los valles del río Táchira al oeste y la quebrada La Danta al este, conocido como el Cerro Rangel (Figs. N° 5.37 y 5.38). Esta morfoestructura se presenta como un prominente lomo de una longitud aproximada de 4.000 m y una altura de 650 m, la cual refleja de forma excelente la condiciones transpresivas de la zona, al exponer en su núcleo parte del basamento metamórfico. El levantamiento rápido de esta estructura queda evidenciado en parte, a que el mismo captura y desvía dos sistemas de drenajes como son las quebradas La Danta y La Laja.



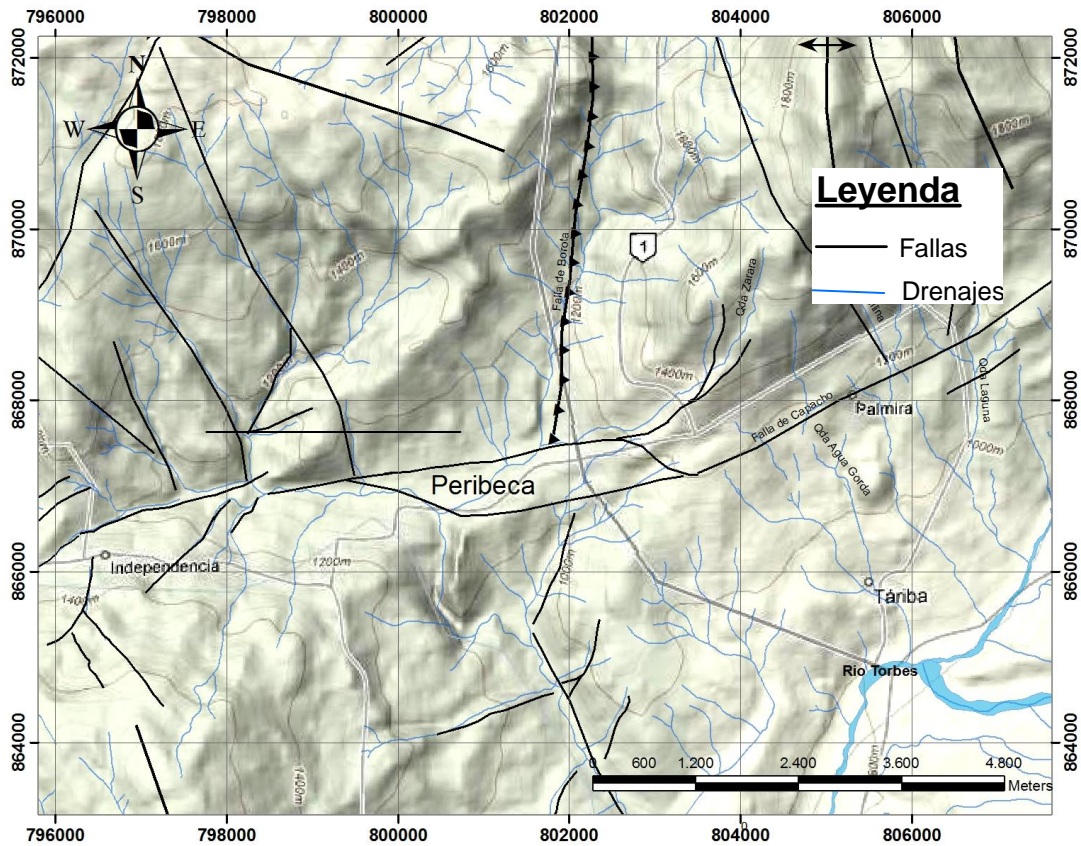
**Figura N° 5.37** Mapa en relieve donde se detalla a través de un corte transversal las dimensiones del lomo de presión al oeste de Independencia.



**Figura N° 5.38.** Vista oblicua al lomo de presión nombrado en la región como Cerro Rangel.

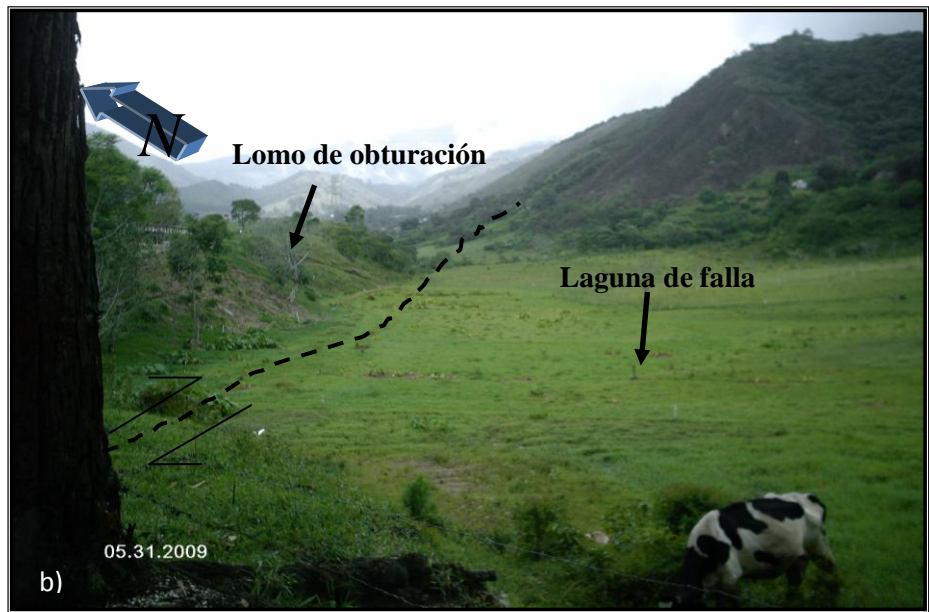
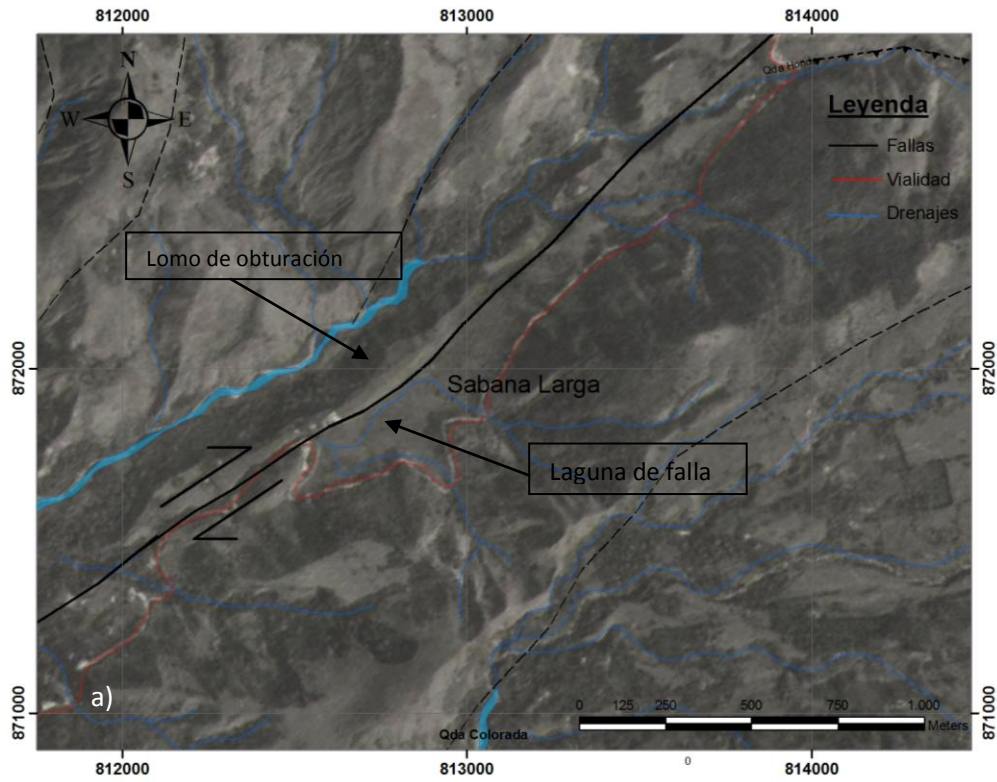
#### **5.1.4.4 Cuencas de tracción y lagunas tectónicas**

En la zona central de la falla de Capacho, donde su orientación se hace EW, específicamente en el poblado de Peribeca se presenta una curvatura en el trazo de la falla dando lugar a un relevo dextral visto a través de fotografías aéreas e imágenes de radar, estas condiciones crean una zona de relajamiento, que genera como resultado una cuenca de tracción (*pull-apart*), justificando la existencia de una depresión suspendida por encima del nivel base del valle del río Torbes tratado anteriormente y nombrada informalmente en este trabajo como depresión de Peribeca. Este salto dextral de la falla presenta un separación de 500 m y un solape de 900 m aproximadamente (Fig. N° 5.39)



**Figura N° 5.39.** Mapa estructural en relieve, donde se detalla la zona de relevo dextral que genera una cuenca de tracción, ubicada en el poblado de Peribeca.

Al noreste de la zona de estudio en el poblado de Sabana Larga, la actividad transcurrente de la falla, cortó y desplazó dextralmente parte de una alto topográfico, generando un lomo de geometría alargada que bloqueo el drenaje y creó las condiciones propicias para la acumulación de sedimentos cuaternarios en una laguna tectónica. (Figs. N° 5.40)



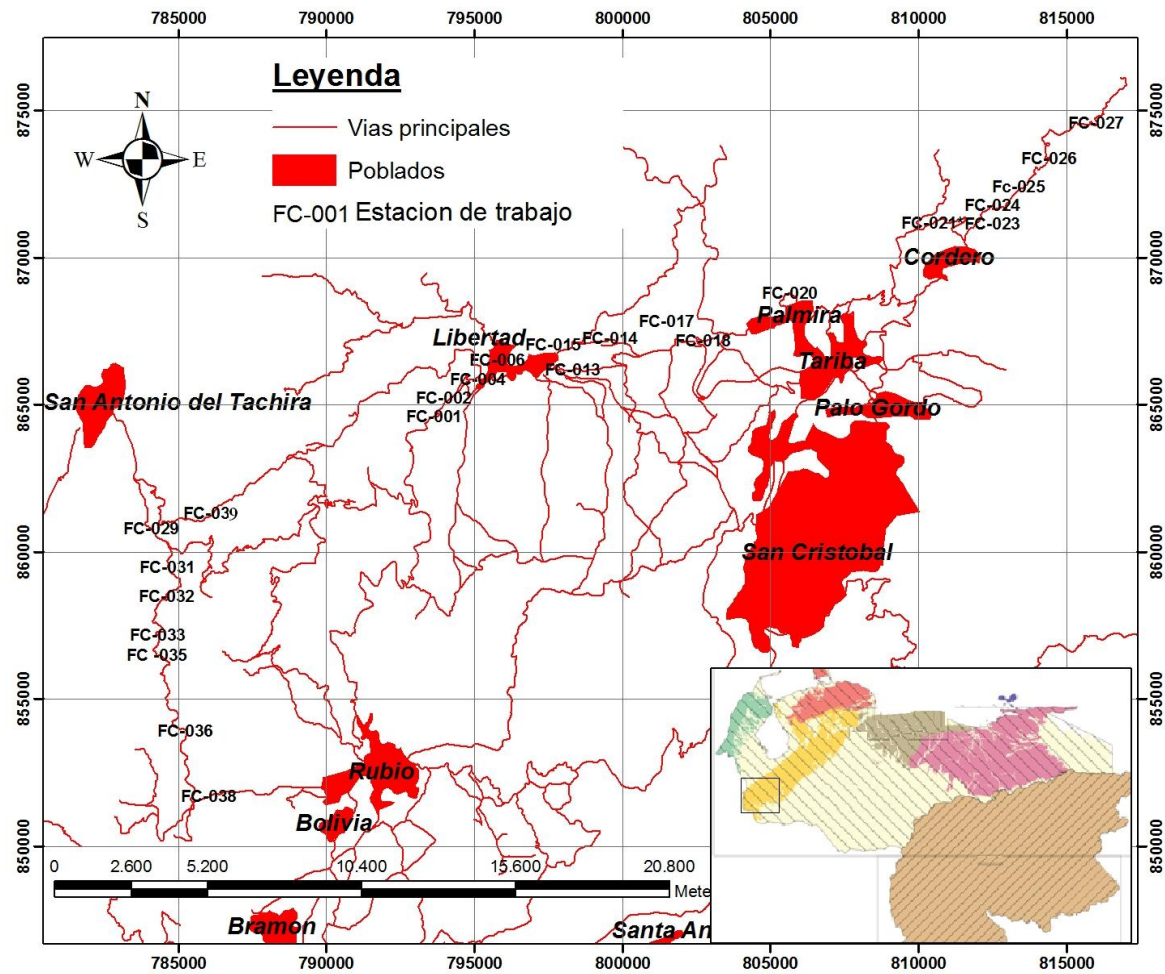
**Figura N° 5.40.** a) Fotografía aérea interpretada donde se detalla el lomo de presión y laguna tectónica asociada, ubicada en el poblado de Sabana Larga. b) Fotografía con vista transversal al trazado de la falla.

## 5.2 MICROTTECTÓNICA

La microtectónica se considera como una de las técnicas de análisis de mesofracturas para la solución de problemas tectónicos (Hancock, 1994). El término “mesoescala” se refiere a un nivel que abarca tamaños mayores a un centímetro hasta unos pocos metros y que pueden ser observados en un simple afloramiento (Turner & Weiss, 1963). Las estructuras usadas para este estudio microtectónico abarca mesofallas, diaclasas, estrías en planos de falla y cualquier otro indicador cinemático.

Durante el trabajo de campo, fueron medidas 191 fallas a nivel de mesoescala de las cuales el 50% mostraron buenos indicadores cinemáticos tales como estrías en los planos de falla. Estas medidas fueron tomadas en un total de 38 estaciones de trabajo y solo 11 fueron tomadas para el análisis cinemático a lo largo de la traza de la falla de Capacho desde La Dantera al SW del Táchira, hasta Sabana Larga al NE del mismo estado (Fig. N° 5.41). Los indicadores cinemáticos fueron establecidos con la ayuda de criterios microtectónicos tales como facetas escalonadas y *micro-riedel*. Las mejores exposiciones de planos de falla se encontraron en cortes de carretera, algunas minas y canteras abandonadas.

A continuación se presentan los datos recolectados en campo en secciones estudiadas por estaciones de trabajo, donde se detalla: ubicación, estratigrafía, mediciones de actitud de las estructuras, registro de indicadores cinemáticos, record fotográfico y el tensor de esfuerzos resultante para la estación estudiada.

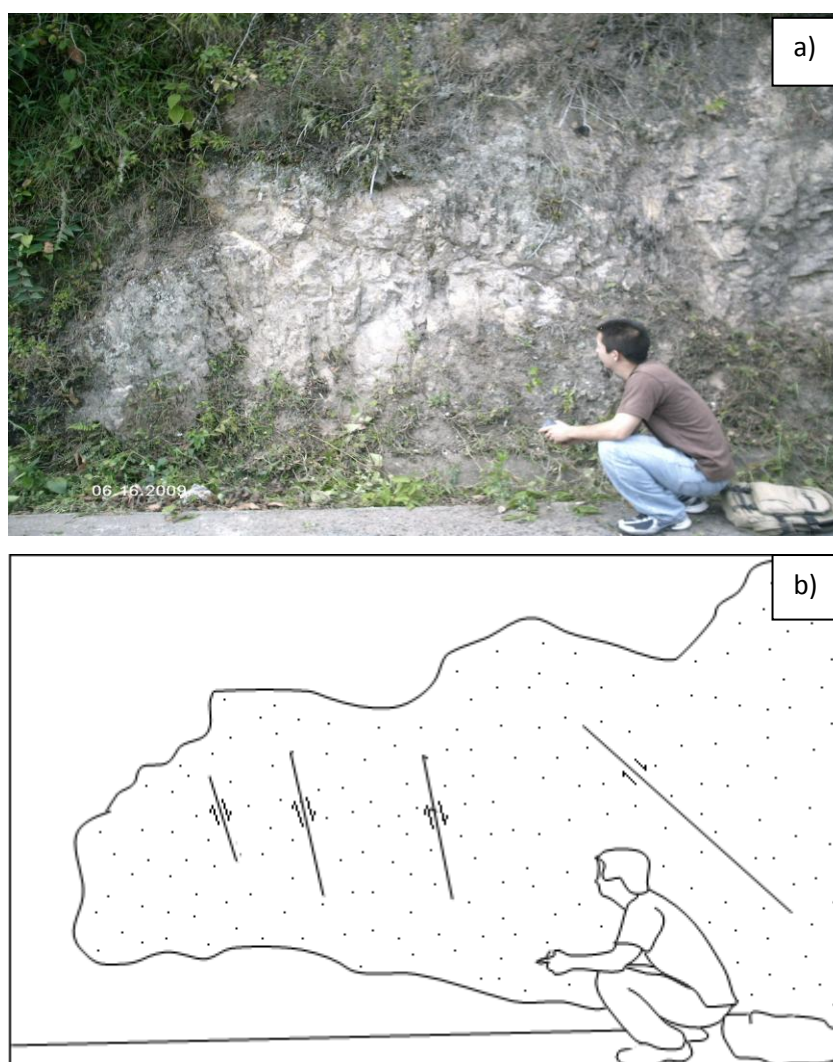


**Figura N° 5.41** Mapa de ubicación de las estaciones de trabajo las cuales se denotaron con la nomenclatura FC-000. Las líneas en rojo representan las vías principales en el estado Táchira.

## 5.2.1 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-001

### 5.2.1.1 Generalidades

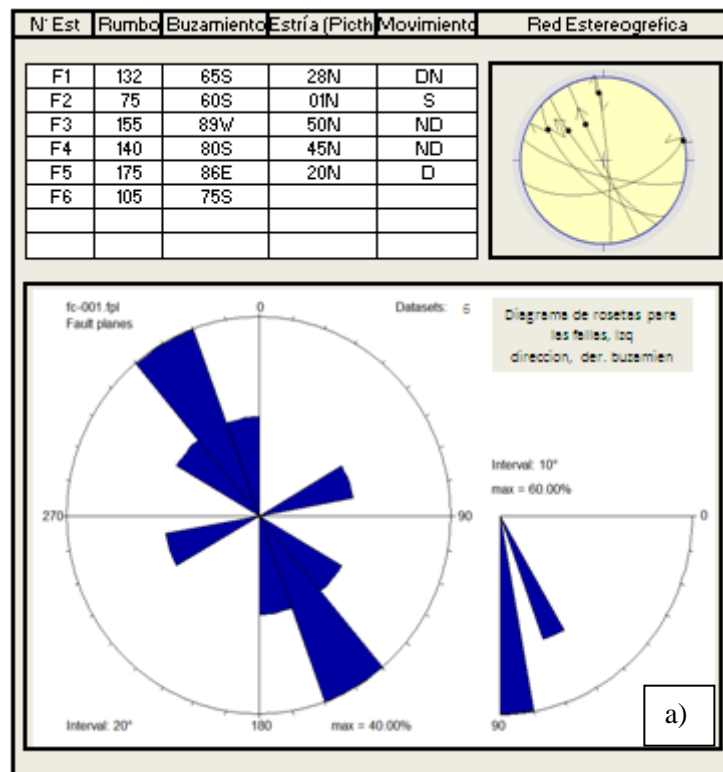
Ubicada hacia el SE del poblado de Independencia, en la carretera vieja hacia San Antonio. Este afloramiento se encuentra en las laderas sur de un valle lineal estrecho de orientación ( $40^\circ$ ), ubicado sobre la traza de la falla de Capacho. Su litología constituye areniscas masivas cuarzosas, de grano medio a grueso muy competente, perteneciente a la Formación Aguardiente, cuya actitud es  $S_0=145^\circ 20'N$ . (Fig. N° 5.42)

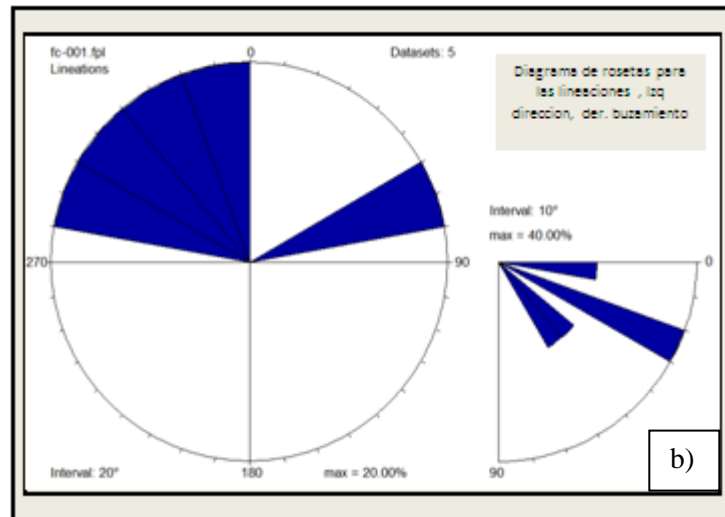


**Figura N° 5.42** a) Fotografía. b) Bosquejo del Afloramiento de la estación FC-001, arenisca de la Formación Aguardiente donde se puede observar un sistema de fallas normal. Orientación de la fotografía ( $40^\circ$ ).

### 5.2.1.2 Estructuras observadas

De este sistema de fallas solo cinco mostraron en sus planos, indicadores cinemáticos. Como se puede observar en el diagrama de rosetas para las fallas (Fig. N° 5.43), muestra dos tendencias principales: NNW y ENE cuyo buzamiento está entre  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$ , estas fallas subverticales obedecen al patrón de fallas NW-SE presentes en la zona de estudio, analizadas en el sub capítulo anterior de análisis morfoestructural. Las estrías presentan buzamientos preferenciales entre  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ N como puede observarse en el diagrama de rosetas para las lineaciones de la (Fig. N° 5.43).





**Figura N° 5.43** Datos de las estructuras para la estación FC-001. a) representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

### 5.2.1.3 Análisis cinemático

Como se mencionó anteriormente en este afloramiento se observaron pocos datos para el análisis de esfuerzos, no obstante dichos datos pudieron ser procesados por el grupo de programas *Win-Tensor*, *Tectonics FP*, *Faille*, *Tecto*, dando los siguientes resultados para los esfuerzos principales (Tabla N° 5.3)

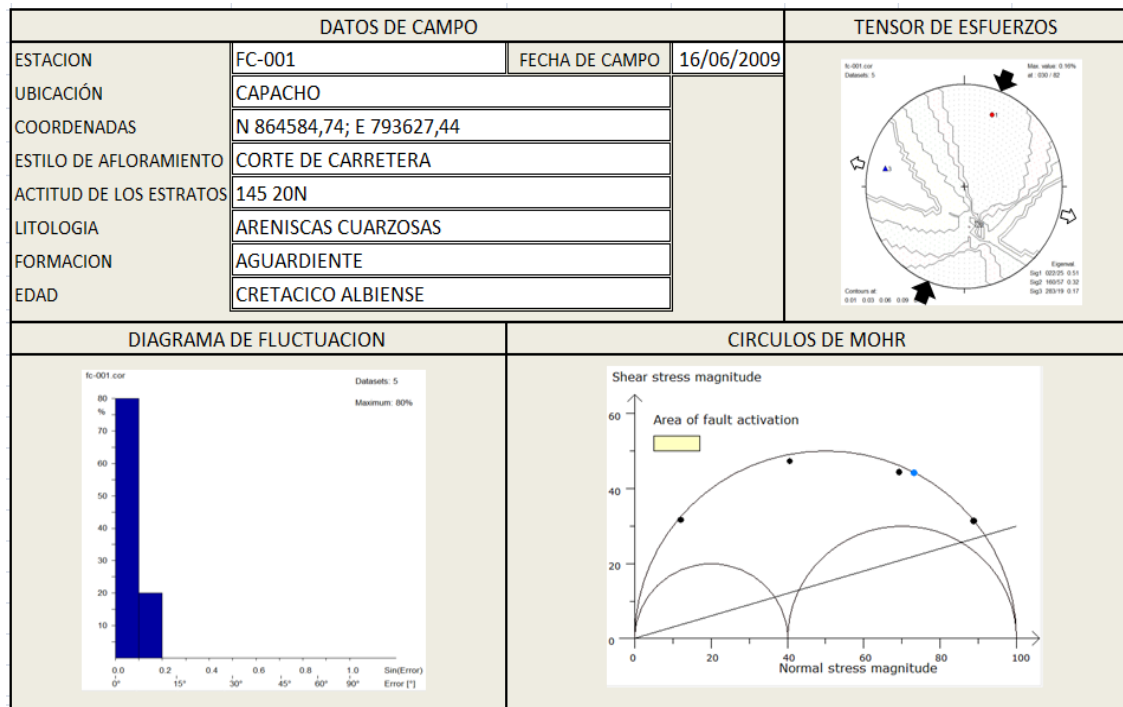
**Tabla N° 5.3** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-001

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	46/32	194/53	305/15	0,36
Tectonics FP	20/27	158/55	279/20	0,47
Faille	29/29	280/31	153/45	0.02
Tecto	77/75	190/06	282/13	0.9

Como se puede observar existen discrepancias en los resultados, esto se debe por una parte al método de inversión aplicado por cada programa y por otra a la deficiencia de datos de campo obtenidos, sin embargo, los valores mostrados por los programa *Win\_Tensor* y *Tectonics FP* presentan una misma tendencia y muestran un mismo régimen de esfuerzos con S2 vertical.

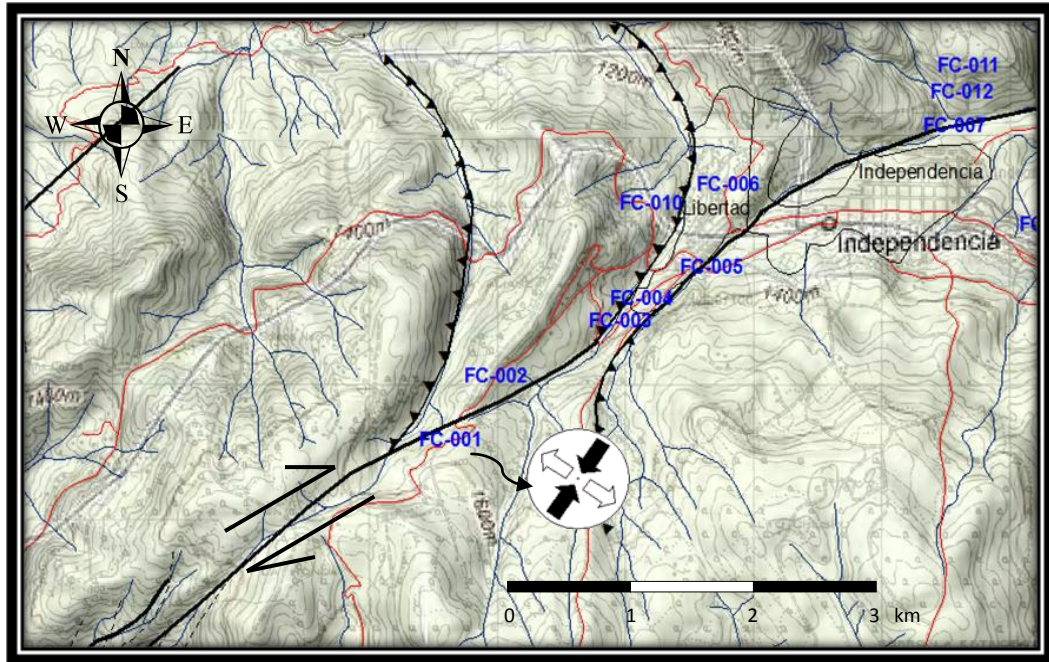
De esta forma el tensor de esfuerzos escogido para esta estación, tomando como criterio un bajo error en la mayoría de los datos como lo muestra el

diagrama de fluctuación de la (Fig. N° 5.44) es  $S_1 = 20/27$ ;  $S_2 = 158/55$ ;  $S_3 = 279/20$  y un *Rapport* de  $R = 0,47$ .



**Figura N° 5.44** Ficha microtectónica FC-001

En conclusión se puede considerar en lo que respecta a la confiabilidad de los resultados como de media a baja exactitud, debido a la escasez de datos. Por otra parte, la traza de la estructura principal (falla de Capacho) interpretada en el análisis estructural del sub/capítulo anterior, muestra que en este sector (ubicación de la estación FC-001), tiene una orientación aproximada de  $(45^\circ)$ , y si se considera el carácter dextral transpresivo de esta falla, se puede deducir que este tensor de orientación NNE-SSW no concuerda con el tren de esfuerzos que origina la deformación regional. No obstante estudios previos (Ciulavu, *et al.*, 2000; Woodcock & Schubert, 1994), han concluido que el vector del tensor se puede ver afectado por estructuras de escala significativa definiendo así un tensor local. Observando un extracto del mapa estructural (Fig. N° 5.45) en relieve de esta zona, se puede apreciar que dicha estación está ubicada en lo que se interpreta en este trabajo como un frente de corrimiento al oeste de la población de Libertad.



**Figura N° 5.45** Mapa estructural en relieve y ubicación del tensor de la estación FC-001 en posición estructural a un frente de corrimiento hacia el levógiro de la falla de Capacho.

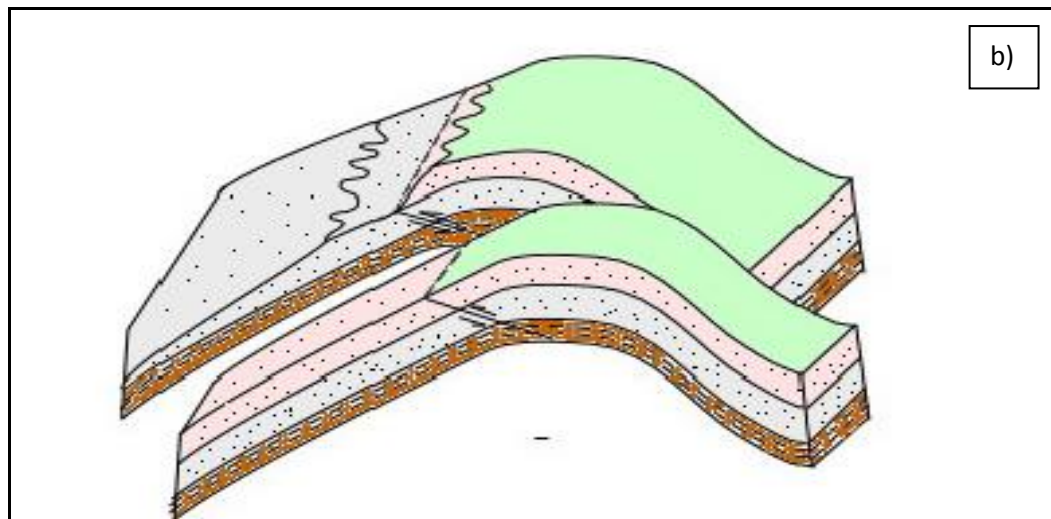
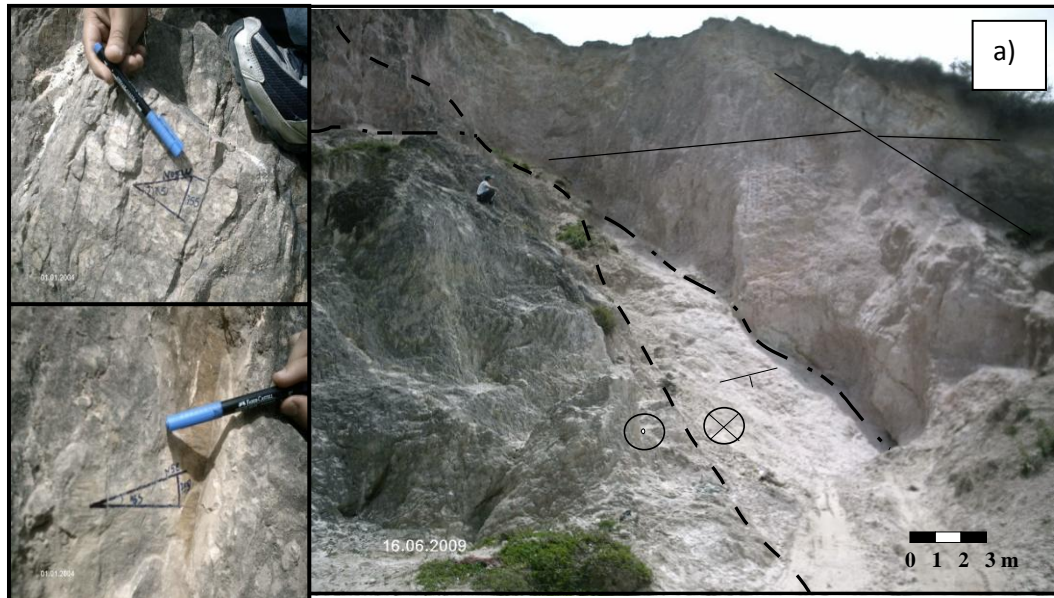
Al suponer la complicada posición estructural de esta estación, se puede teorizar que exista una permutación del tensor asociado a la deformación regional, ya sea por interacción de fallas o rotación de bloques (Fig. N° 5.45) sin embargo, se asumió que no existen evidencias concluyentes que apoyen esta conjetura. Otra hipótesis que se maneja para el vector de este estado de esfuerzos, está en la consideración de la edad de la deformación, ya que las mediciones se realizaron en rocas del Cretácico medio y se pudiera estar calculando un paleotensor Post-Cretácico.

## 5.2.2 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-002

### 5.2.2.1 Generalidades

Se encuentra en las cercanías del poblado del municipio Libertad al oeste del estado Táchira, a unos 600 m de la estación FC-001. Se compone principalmente de una espesa capa de areniscas limpias de color blanco hacia el tope y rojo claro hacia la base, muy friables de grano fino a medio, pertenecientes a la Formación Mirador en contacto discordante hacia la base con lutitas oscuras de la Formación Los Cuervos. Las areniscas de la Formación Mirador en este afloramiento se presentan tan limpias y friables que se aprovecha por los moradores de la zona

como un saque de arena para fines de construcción. Esta estación microtectónica se encuentra en lo que respecta a su posición estructural en el tope de una fila arqueada de laderas asimétricas denominado informalmente como el corrimiento de Libertad (Fig. N° 5.46).

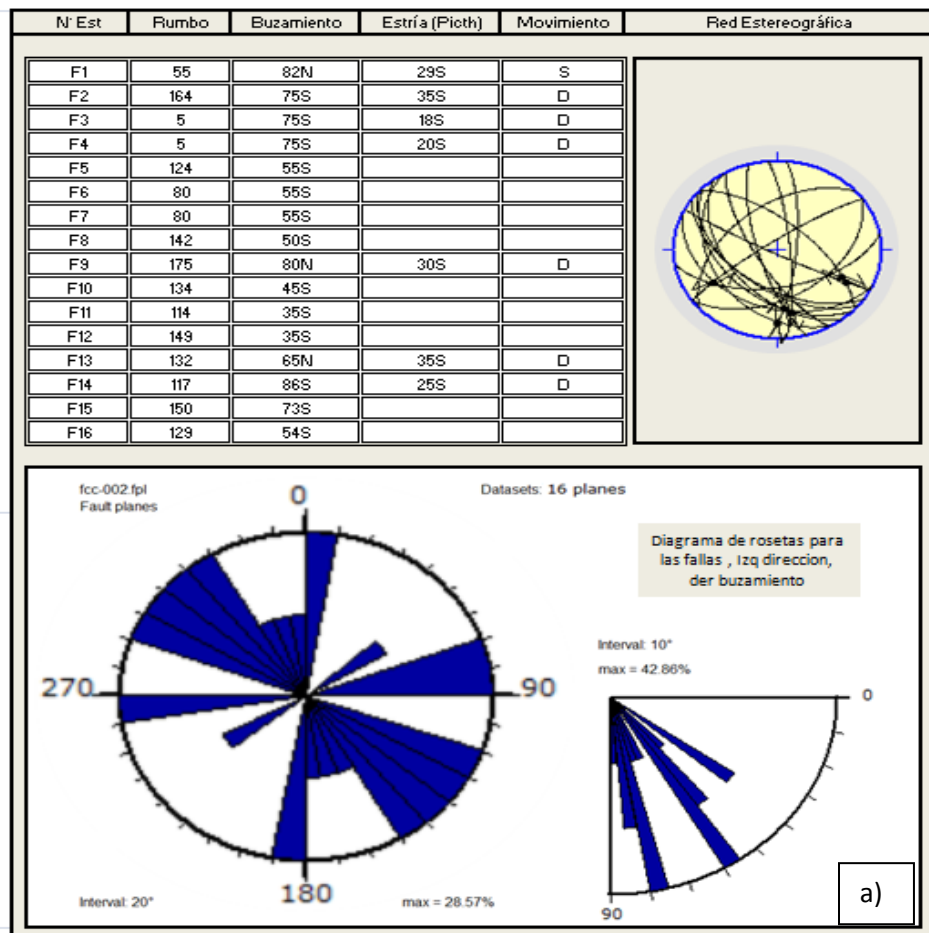


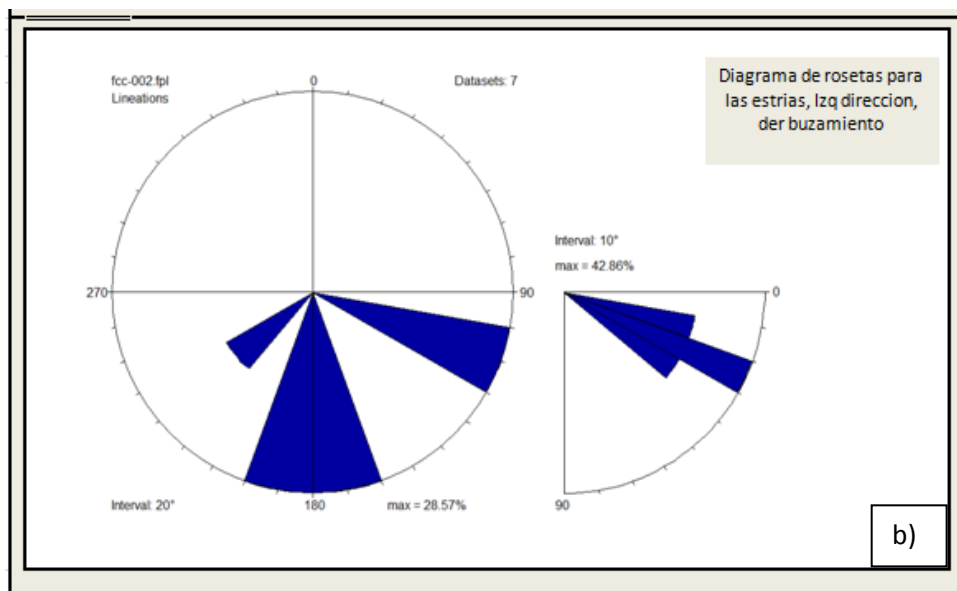
**Figura N° 5.46** a) Fotografía, Derecha: afloramiento de la estación FC-002. Las líneas continuas representan fallas, la segmentada falla asumida, la línea de puntos y rayas contacto litológico. Orientación de la fotografía (30°). Izquierda: planos estriados de falla pertenecientes a esta estación microtectónica. b) Interpretación estructural de la estación FC-002. Cuando se está en presencia de pliegues con ejes curvos o de virgaciones, las fallas oblicuas a los pliegues tienen grandes posibilidades de ser fallas transcurrentes. (Tomado, modificado y adaptado de Mattauer, 1976).

### 5.2.2.2 Estructuras observadas

Como se puede apreciar en la (Fig. N° 5.46), se trata de un afloramiento de importante exposición, donde se pueden encontrar estructuras complejas como fallas de rumbo, fallas de arrastre o de gravedad.

Este afloramiento permitió observar un número de mediana importancia de fallas, así se pudo obtener un total de 16 fallas de los cuales solo 7 fallas mostraron buenos indicadores cinemáticos. Una vez procesado los datos recolectados en esta estación, se muestra por medio del diagrama de rosetas de fallas (Fig. N° 5.47), un sistema de fallas con una dirección principal (150°) a (110°) con buzamientos entre 50°-80° principalmente al sur. Correspondiente al diagrama para las estrías se observa una orientación preferencial entre los 160°-190° de azimut y un buzamientos de 10°- 40°. (Fig. N° 5.47)





**Figura N° 5.47** Datos de las estructuras para la estación FC-002. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

### 5.2.2.3 Análisis cinemático

Del total de datos de campo solo se procesaron aquellos que mostraban buenos indicadores cinemáticos. La dirección de los esfuerzos principales se ilustra en la (Tabla N° 5.4)

**Tabla N° 5.4** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-002

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	206/07	91/74	298/14	0,33
Tectonics FP	206/24	002/64	112/09	0,37
Faille	221/26	74/60	318/14	0,41
Tecto	180/23	40/21	277/17	0

Los esfuerzos calculados por los programas muestran entre sí una misma tendencia, solo el software *Tecto* discrepa de los otros programas. Adoptando como criterio de selección, el método de inversión de esfuerzos, que presente en los datos bajo error de incompatibilidad, como se observa en el diagrama de fluctuación de la (Fig. N° 5.48)

Se toma como el tensor de esfuerzos de esta estación, los resultados ofrecidos por el método automático de *Etchecopar* arrojados por el programa *Faille*. De esta forma los esfuerzos principales esta representados por: S1= 221/26, S2= 74/60,

S3= 318/14 y un *rapport* R= 0,37. Así un régimen transcurrente con una leve componente compresiva (transpresión) corresponde a este tensor de esfuerzos.

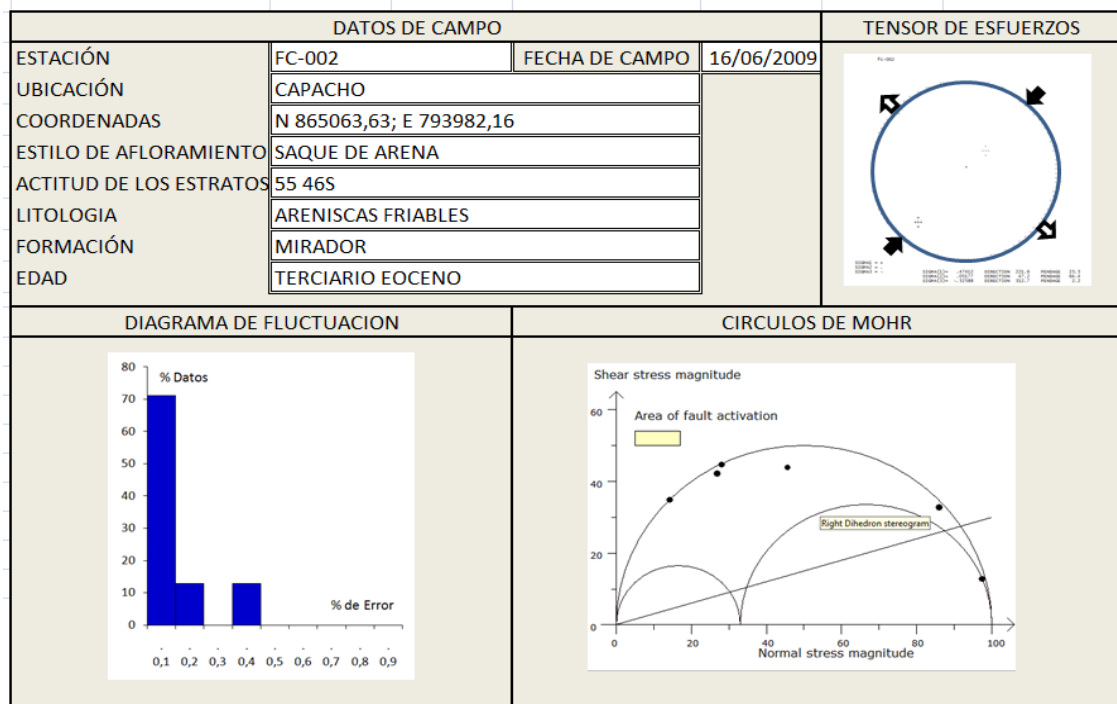


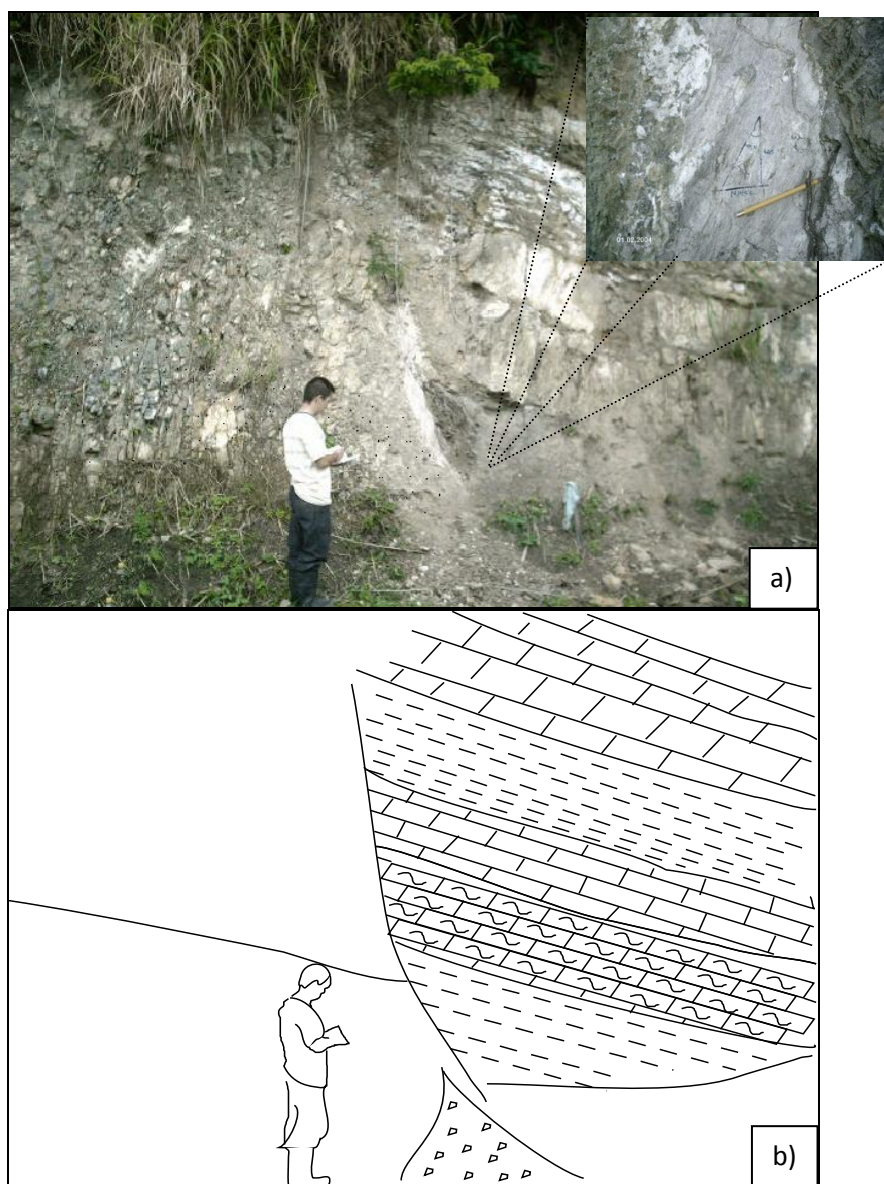
Figura N° 5.48 Ficha microtectónica FC-002

En lo que respecta a la validez de este tensor, se puede suponer de mediana confiabilidad, si se considera el número de datos tomados para el procesamiento. Al comparar este resultado con el vector de esfuerzos de la estación FC-001 se puede ver que la variación del tensor es mínima, así la tendencia general que se maneja en este sector de la zona de estudio es un esfuerzo en dirección NNE-SSW. Se pensó que la orientación de este vector constituye un componente de un tensor regional de orientación aproximada E-W, deducido de la deformación regional. En otras palabras teorizamos que este tensor local es la respuesta física de la interacción de masas rocosas previamente deformadas. Si se observa el mapa de ubicación de estaciones de la (Fig. N° 5.41) y consideramos el cambio en dirección de la traza de la falla de Capacho, se nota que la partición de esfuerzos está presente en esta zona.

### 5.2.3 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-003-004

#### 5.2.3.1 Generalidades

Ubicadas en el municipio Libertad del poblado de Capacho, en la carretera vieja hacia San Antonio del Táchira. Litológicamente se trata de calizas bituminosas intercaladas con areniscas carbonáticas y lutitas negras, pertenecientes a la Formación Capacho. Dicho afloramiento se encuentra en lo que se ha interpretado en el análisis morfoestructural como un lomo de presión. La actitud de las capas es  $S_0 = 45^\circ 35'S$ . (Fig. N° 5.49).

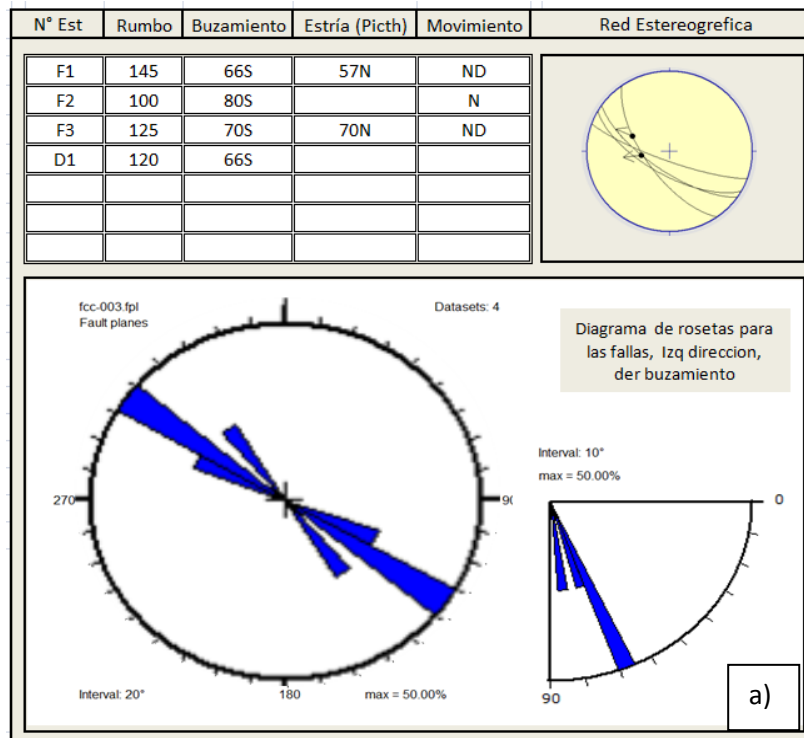


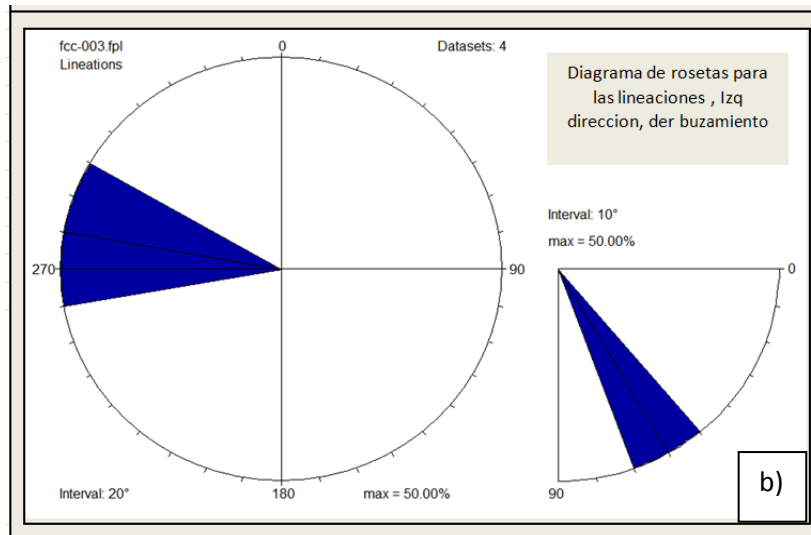
**Figura N° 5.49** a) Fotografía. b) bosquejo de afloramiento de la estación FC-003, se puede observar la deformación representada por fallas normales. Orientación de la fotografía ( $40^\circ$ ).

### 5.2.3.2 Estructuras observadas

Esta estación se compone en sí de dos subestaciones (FC-003 y FC-004). Esto se debe por una parte, a la escasez de los datos, y por otra, a que se tratan de paquetes pertenecientes a un mismo sistema de deformación (lomo de presión) y a una misma formación (Formación Capacho), cuya distancia entre afloramientos no es mayor a 200 m. Entre las estructuras observadas se pueden mencionar fallas normales y diaclasas paralelas a estas. Cabe mencionar que el uso de fracturas de extensión como las diaclasas, para el análisis cinemático no es recomendable por su facilidad de formación, tornándose en algunos casos de orientación caótica, y por otra parte a que la mayoría de programas computacionales para el análisis de inversión de esfuerzos, solo aceptan fallas con estrías y sentido de movimiento conocido. No obstante en esta sección, debido a la insuficiencia de datos y a la orientación preferencial de estas estructuras (diaclasas), la cual es compatible con la dirección de las fallas normales, fue tomada en cuenta en el análisis cinemático.

En la (Fig. N° 5.49) se puede observar el desplazamiento vertical de bloques por extensión, representado por una falla normal, donde el desplazamiento relativo de los bloques es tal que, no permite distinguir la continuidad de los estratos de un lado al otro de la falla.





**Figura N° 5.50** Datos de las estructuras para la estación FC-003; FC-004. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

El diagrama de rosetas para fallas (Fig. N° 5.50) muestra que los datos tomados siguen una orientación preferencial ( $120^\circ$ ) aproximadamente con buzamiento entre  $60^\circ$ - $70^\circ$  S, así mismo se observó una familia de diaclasas de actitud es  $S_0 = 120^\circ 66^\circ S$ , la cual es compatible con la dirección de alargamiento de la deformación.

### 5.2.3.3 Análisis cinemático

A pesar de los pocos datos de campo que se recopilaron en esta estación, fueron procesados por tres de los programas usados en este estudio.

**Tabla N° 5.5** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-003-004

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	176/72	328/17	060/06	0,8
Tectonics FP	342/47	90/07	187/42	0,44
Faille	REQUIERE MAS NUMERO DE DATOS			
Tecto	348/65	236/10	142/23	0,2

Como se puede observar en los resultados de la (Tabla N° 5.5) el régimen de esfuerzos corresponde a un sistema extensional con una leve componente transcurrente. Sin embargo, los pocos datos tomados en campo corresponden a fracturas de extensión y fallas normales, entonces la ausencia de datos,

específicamente fallas inversas no permite tener la dirección exacta del vector de máximo esfuerzo. Esta conjetura se permite, si se considera el eje de acortamiento del lomo de presión que fue interpretado en el sub/capítulo morfotectónico para esta zona.

En la ficha microtectónica de la (Fig. N° 5.51) se ilustra el tensor de esfuerzos calculado para esta estación. Al integrar la información morfoestructural con el tensor de esfuerzos resultante, se puede considerar confiable la dirección del mínimo esfuerzo horizontal dado por los programas computacionales a pesar del bajo número de datos de campo, por el contrario la dirección obtenida para el máximo esfuerzo horizontal no es confiable por lo anteriormente expuesto.

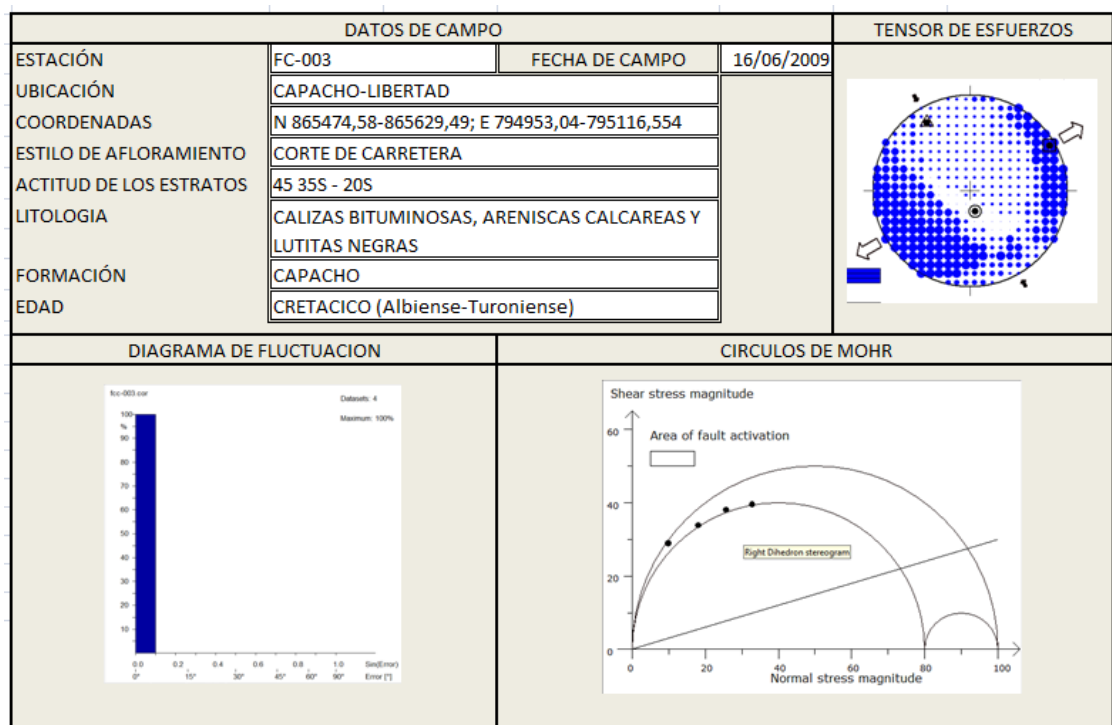


Figura N° 5.51 Ficha microtectónica FC-003; FC-004

## 5.2.4 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-006

### 5.2.4.1 Generalidades

La estación FC-006 está constituida por un afloramiento con una exposición de unos 12 m de longitud y aproximadamente 5 m de altura. Dicho afloramiento está localizado en el pueblo de Capacho municipio Libertad a unos 1.400 m de la estación FC-003-004. Su litología constituye una secuencia de areniscas blancas de grano medio que se tornan rojizas al meteorizar, se pueden observar en capas

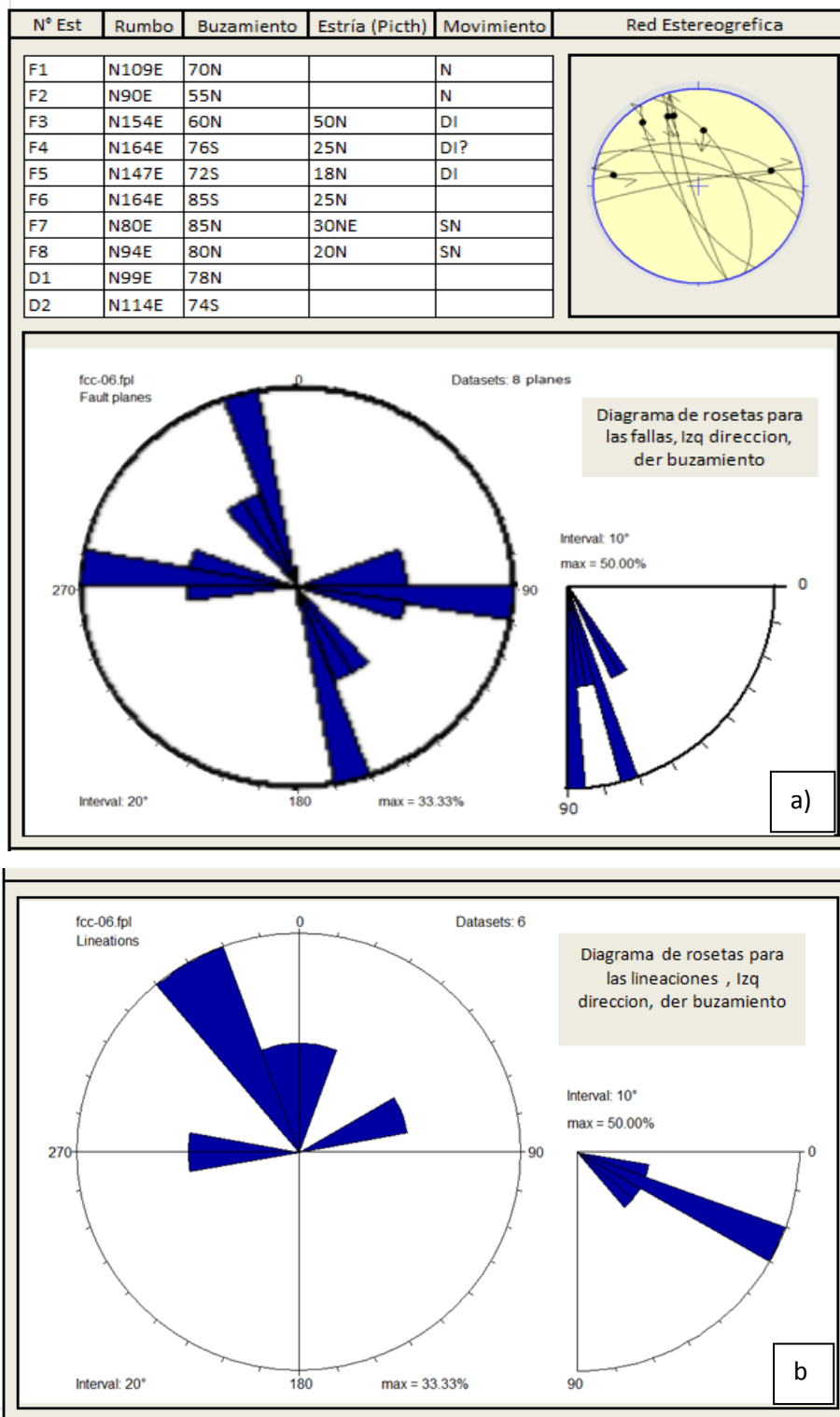
bien estratificadas y a veces masivas, intercaladas con lutitas marrones de poco espesor. Las características litológicas antes mencionadas sugieren que esta pertenece a la Formación Aguardiente. Estructuralmente esta estación se ubica en el flanco sur del lomo de presión que se ha interpretado en el análisis geomorfoestructural para esta zona. (Fig. N° 5.52)



**Figura N° 5.52** a) Fotografía. b) Bosquejo del afloramiento de la estación FC-006, se puede observar la deformación representadas por fallas normales. Orientación de la fotografía (35°).

#### 5.2.4.2 Estructuras observadas

La escasa exposición de este afloramiento no permitió observar un número importante de fallas, en ese aspecto se tomaron solo datos de 8 fallas entre ellas inversas y normales, con buenos indicadores cinemáticos, pero solo 6 mostraron estrías con sentido de movimiento en los planos de falla, como se puede observar en la (Fig. N° 5.53).



**Figura N° 5.53** Datos de las estructuras para la estación FC-006. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

El rumbo de las fallas siguen patrones NNW para las fallas inversas y E-W para las fallas normales, como puede observarse en el diagrama de rosetas de la

(Fig N° 5.53) los buzamientos están entre 60°-90° N, las estrias promedian un bajo ángulo entre 10°- 40° al N

### 5.2.4.3 Análisis cinemático

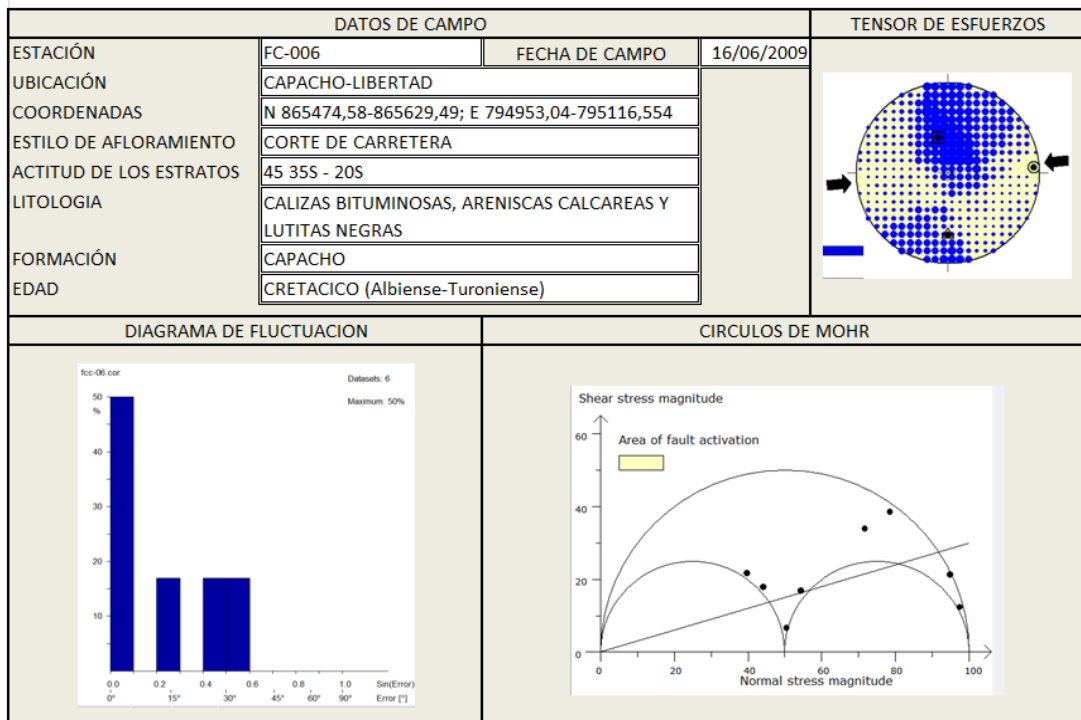
En la (Tabla N° 5.6) se puede observar que el máximo esfuerzo horizontal corresponde a S1, esto es común en los resultados arrojados por los cuatro programas usados en este estudio, y la dirección del vector de esfuerzos compresivo mantiene una misma tendencia en la mayoría de los resultados, solo el *software Faille* que utiliza el método automático de Etchecopar, discrepa de los demás.

**Tabla N° 5.6** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-006

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	086/07	180/32	345/57	0,5
Tectonics FP	103 / 02	195 / 50	011 / 40	0.47
Faille	48 /25	234/64	140/03	0.50
Tecto	273/02	176/72	003/18	0

Considerando la posición estructural de esta estación, la cual se ubica en un frente compresivo generado por un relevo sinistral y una curvatura de la falla de Capacho en este tramo, se toma el valor de S1= 086/07, S2= 180/32, S3= 345/57, para los esfuerzos principales que actúan en esta zona y así se define un régimen compresivo oblicuo.

En la (Fig. N° 5.54) se resume los datos y resultados del tensor de esfuerzos para la estación microtectónica FC-006.



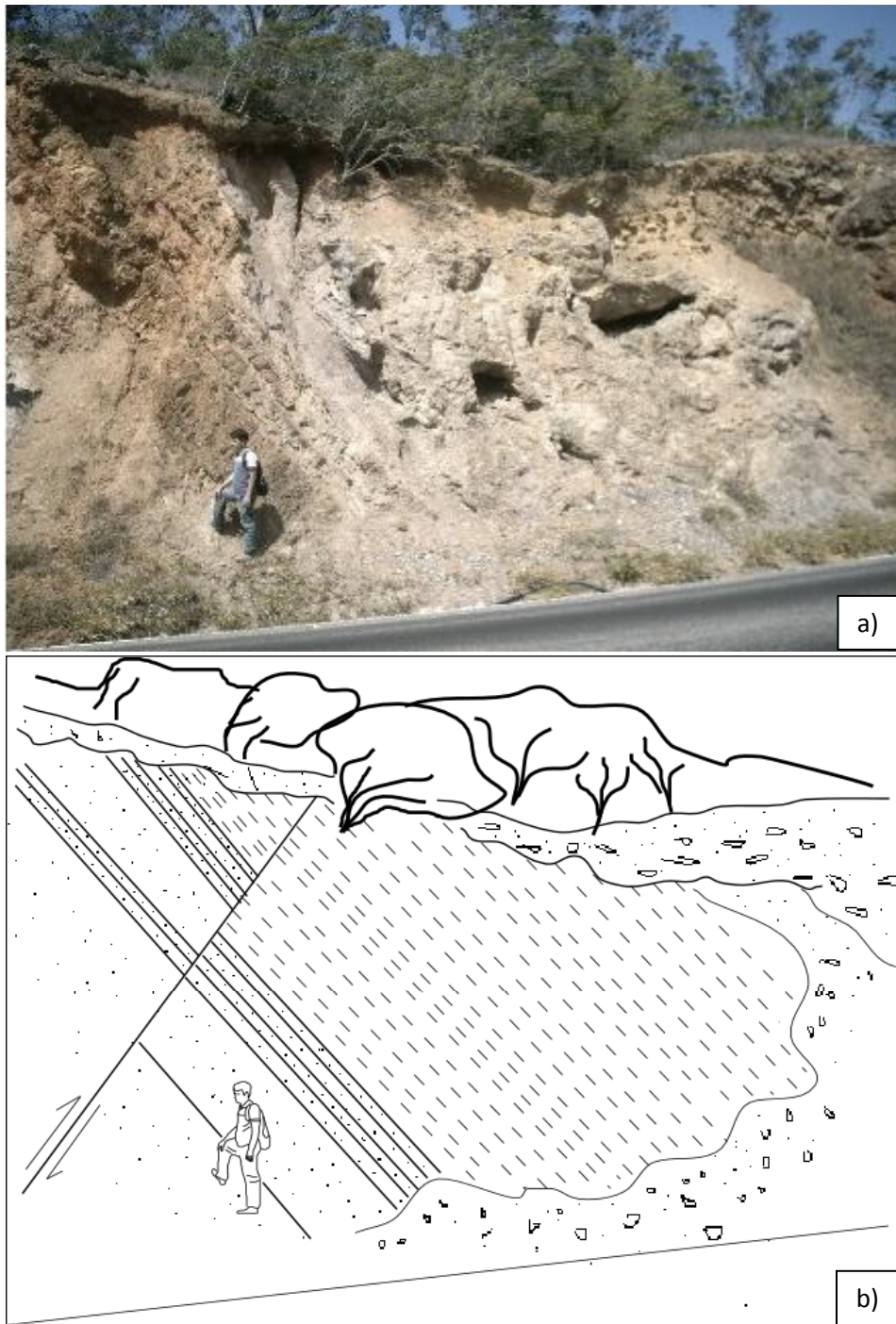
**Figura N° 5.54** Ficha microtectónica FC-006

Como se aprecia en el diagrama de fluctuación de la ficha microtectónica FC-006 se ve que el 65% se encuentra en un bajo rango de error, por lo tanto se puede considerar de mediana confiabilidad el tensor obtenido para esta zona.

## 5.2.5 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-010

### 5.2.5.1 Generalidades

En la carretera Capacho-San Antonio a unos 900 m de la estación FC-006 aflora una secuencia alternante de areniscas, lutitas y capas de carbón, perteneciente a la Formación Carbonera donde se puede observar hacia el sur en contacto estructural con una secuencia espesa de areniscas cuarzosas pertenecientes a la Formación Mirador. La actitud de las capas es  $S_0 = 95^\circ 25'N$  con un basculamiento de las capas de  $50^\circ N$  en la zona de deformación causado por un sistema de fallas inversas (Fig. N° 5.55)

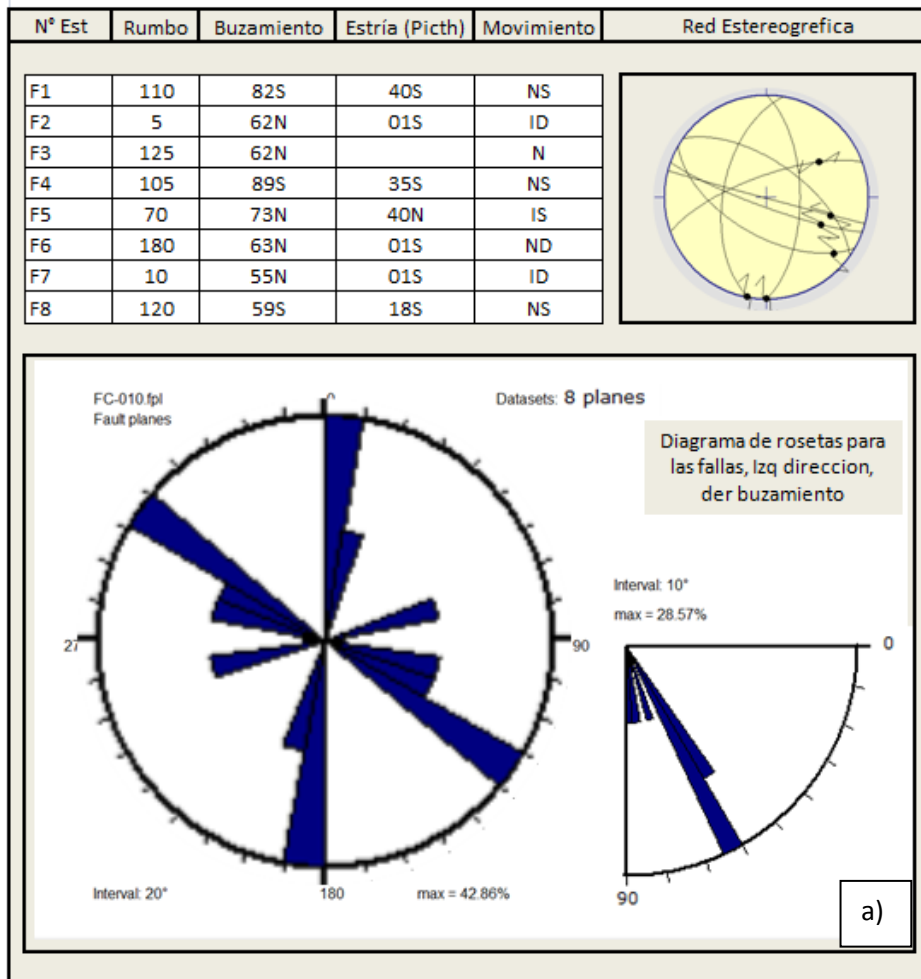


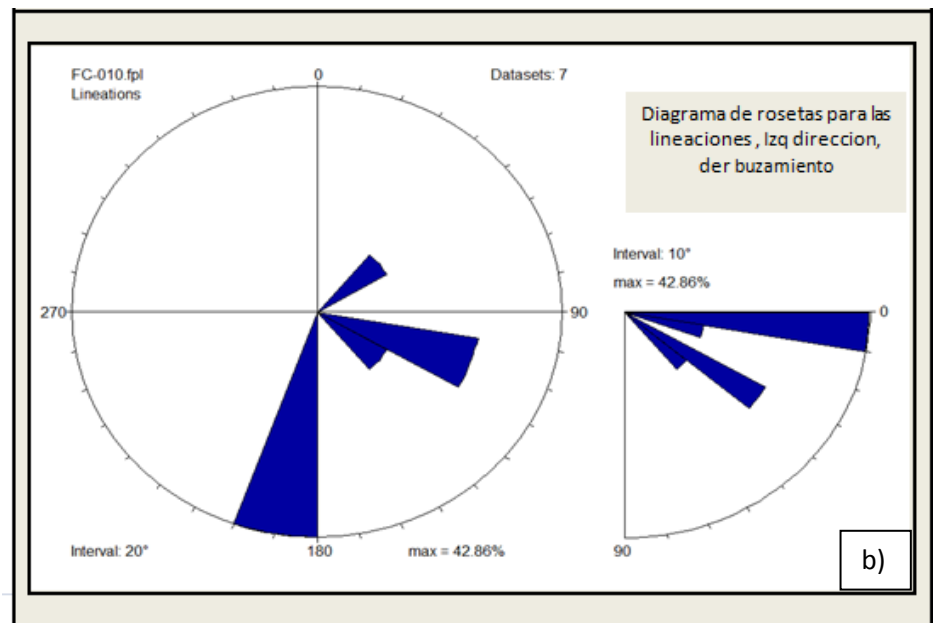
**Figura N° 5.55** a) Fotografía. b) Bosquejo de afloramiento de la estación FC-010, se puede observar la deformación de las capas causado por fallas inversas. Orientación de la fotografía (45°).

### 5.2.5.2 Estructuras observadas

En la estación FC-010 se observaron un total de 8 fallas con indicadores cinemáticos, de los cuales 7 mostraron estrías con sentido de movimiento en sus planos. La estratificación en esta zona como se mencionó anteriormente se encuentra basculada al norte, no obstante no se reconocieron evidencias de que dicha inclinación de las capas se haya producido posterior al fallamiento. Las orientaciones de los planos de falla, como puede verse en el diagrama de rosetas de la (Fig. N° 5.56) se presentan principalmente N-S y (135°) con buzamientos principalmente al sur entre 60°- 90°.

Las lineaciones de los planos muestran orientaciones principalmente al sur con cabeceos que van desde 0° a 40° de inclinación. (Fig. N° 5.56)





**Figura N° 5.56** Datos de las estructuras para la estación FC-010. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

### 5.2.5.3 Análisis cinemático

Los resultados arrojados por los programas y reflejados en la (Tabla N° 5.7) son muy consistentes entre sí, manteniendo a S2 vertical, el mayor esfuerzo horizontal se ubica con una tendencia NE-SW.

**Tabla N° 5.7** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-010

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	45/02	268/87	135/02	0,33
Tectonics FP	51/09	299/65	145/22	0,50
Faille	50/28	277/52	153/23	0,6
Tecto	58/13	295/68	152/18	0,6

Tomando como criterio de selección para los valores de los esfuerzos principales, el bajo error en la fluctuación de los datos como puede verse en la ficha microtectónica de la (Fig. N° 5.57) los valores ofrecidos por el método automático de Etchecopar, S1= 50/28, S2=277/52, S3=153/23 con un valor del rapport de R= 0,60, lo que lo coloca en un régimen tectónico transcurrente compresivo.

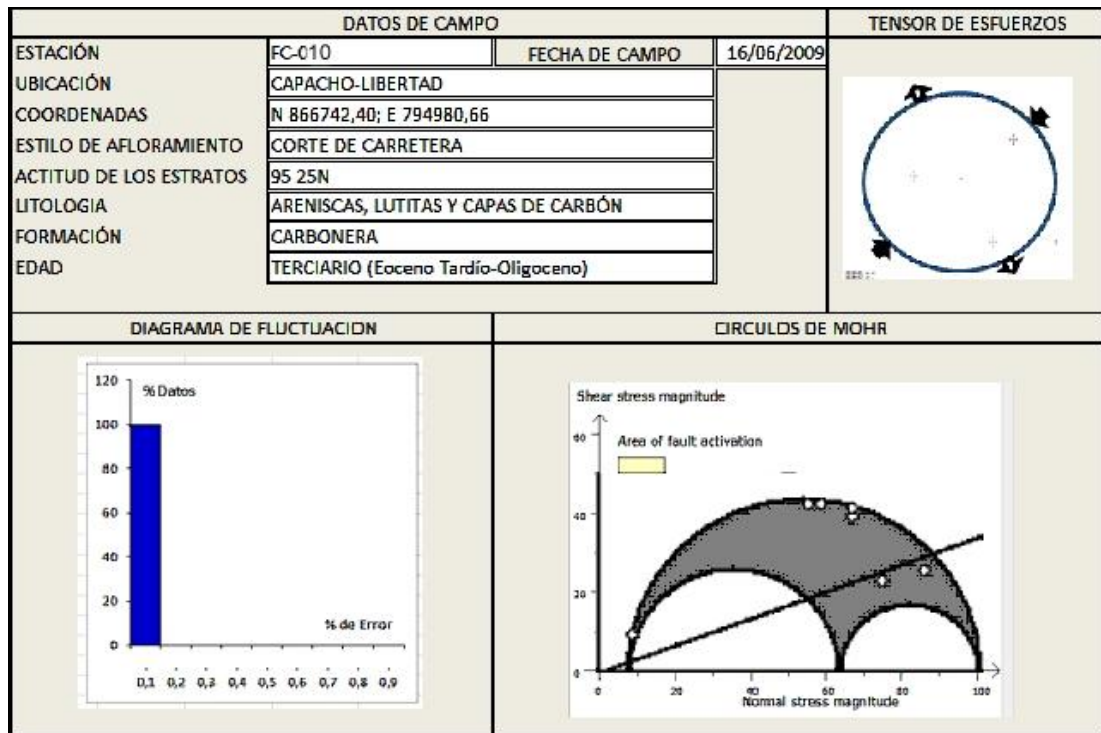


Figura N° 5.57 Ficha microtectónica FC-010

Si se considera los tensores de las estaciones FC-001, FC-002, se puede ver que el vector de esfuerzo compresivo mantiene una tendencia similar en la estación FC-010.

## 5.2.6 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-014

### 5.2.6.1 Generalidades

Al NW de San Cristóbal, específicamente en el poblado de Peribeca se observa una depresión topográfica que contrasta con el sistema montañoso de los alrededores, dicha depresión constituye de acuerdo con la interpretación geomorfológica del capítulo anterior, un valle lineal asociado a la traza de la falla de Capacho, la cual es consecuencia de un relevo dextral de dicha estructura formando un zona transtensiva ideal para la formación de una cuenca *pull-apart*. Al norte de Peribeca, específicamente en la ladera norte del valle antes descrito, aflora una secuencia de lutitas espesas de color marrón claro y a veces oscuro, en las cuales se observa intercalaciones subordinadas de capas de carbón, estas lutitas se encuentran en contacto discordante con unas areniscas estratificadas hacia la base y espesas hacia el tope. Esta secuencia sugiere el contacto de las

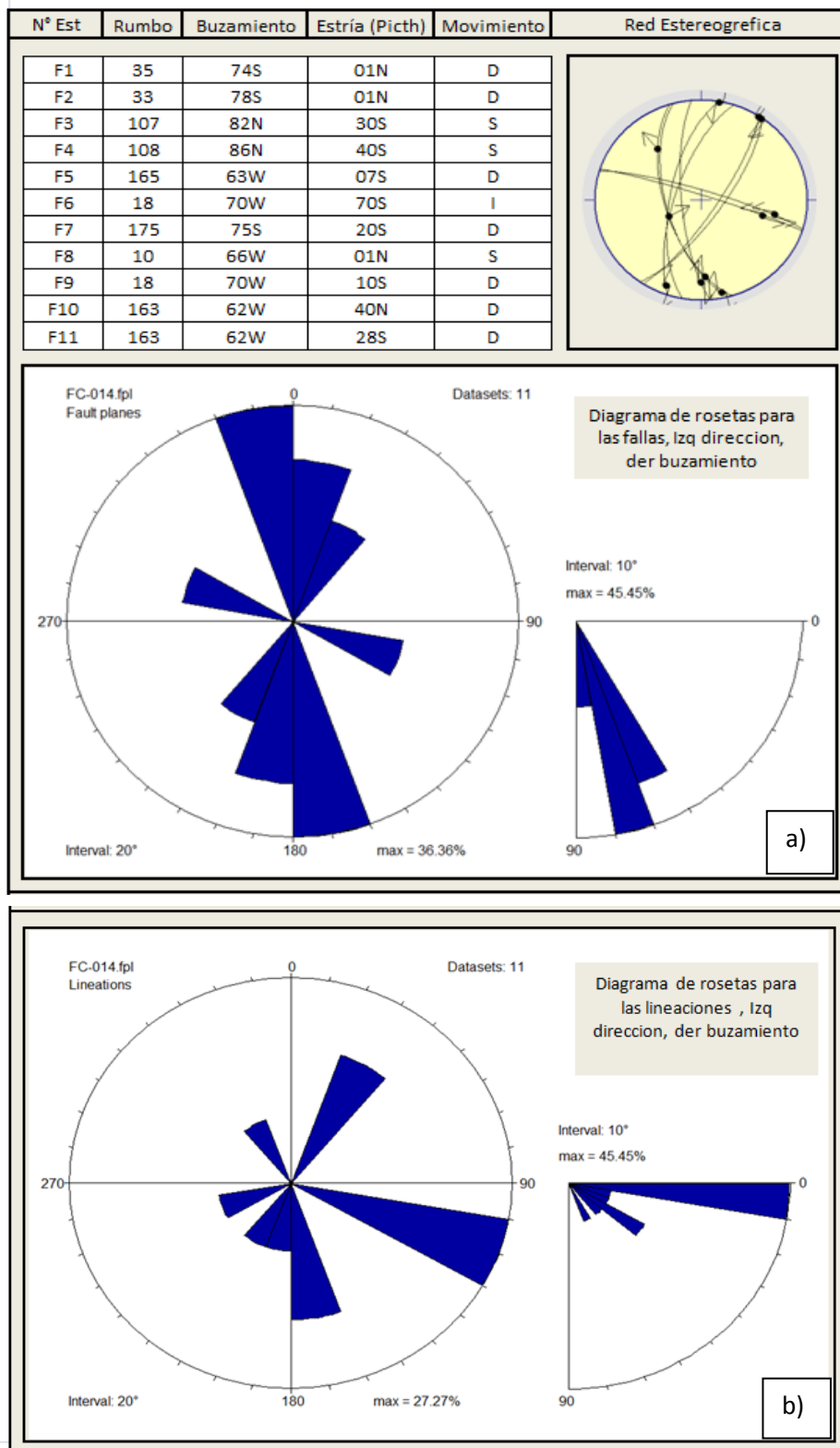
Formaciones Carbonera y Mirador. La actitud de las capas es  $S_0 = 30^\circ 78^\circ N$ . (Fig. N° 5.58)



**Figura N°5.58** Afloramiento de la estación FC-014. Las líneas continuas representan fallas, la segmentada falla asumida, las flechas curvas zona de carcavamiento. Orientación de la fotografía ( $60^\circ$ ).

#### 5.2.6.2 Estructuras observadas

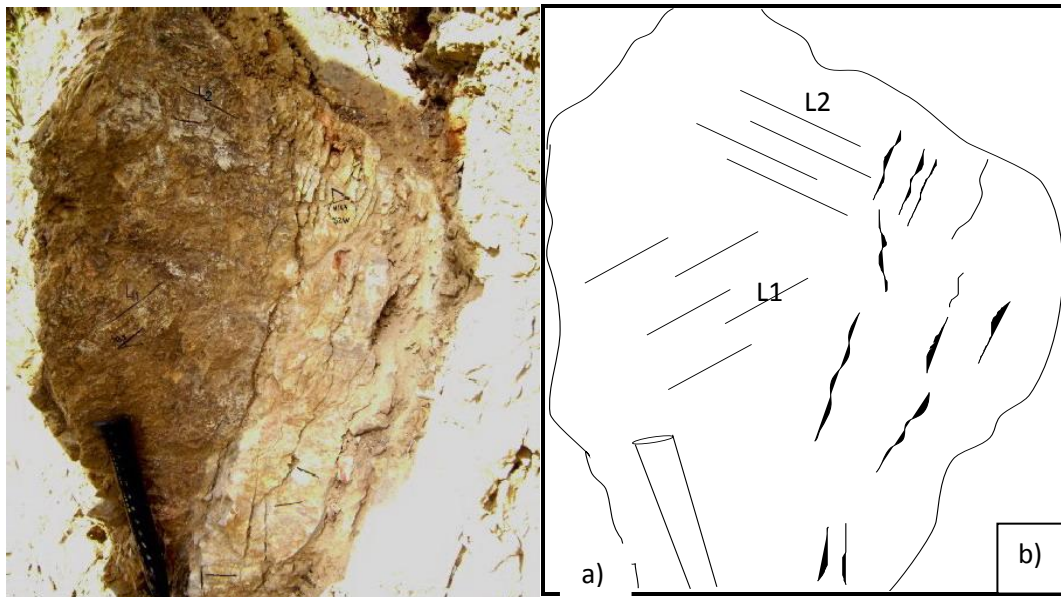
Un total de 11 fallas con buenos indicadores cinemáticos, pudieron ser observadas en esta estación. Como puede verse en la (Fig. N° 5.59) la secuencia está afectada por un sistema de fallas inversas con una componente transcurrente dextral.



**Figura N° 5.59** Datos de las estructuras para la estación FC-014. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

Las fallas presentan orientación preferencial entre ( $170^\circ$ ) a ( $05^\circ$ ), con ángulos de buzamientos entre  $60^\circ$ - $90^\circ$ . Las lineaciones pertenecientes a los planos de falla, como las estrías, se encuentran presentes en dos sistemas, según su rumbo, un grupo con orientaciones principalmente al sur y otro grupo con orientaciones al norte, ambos conjuntos de lineaciones tienen cabeceos generalmente entre  $10^\circ$ - $30^\circ$  (Fig. N° 5.59).

Es importante señalar que en este afloramiento (estación FC-014), se observaron planos de falla con dos sistemas de lineaciones o estrías, lo cual justifica los dos conjuntos de rumbos preferenciales que se observan en los diagramas de rosetas para las estrías de la (Fig. N° 5.60).



**Figura N° 5.60** a) Fotografía de plano de falla donde se observan dos sistemas de estrías denotado como L1 y L2, b) Bosquejo.

### 5.2.6.3 Análisis cinemático

Los sistemas de estrías mencionados anteriormente, expuestos en los planos de fallas de la estación en cuestión, revelan al menos dos fases de deformación. Esta hipótesis queda sustentada numéricamente por el cálculo cinemático que se realizó con los datos recogidos en este afloramiento, a través de los software utilizados en este estudio.

Al realizar una inspección de los planos de falla que presentaron múltiples sistemas de lineación, se pudo construir una cronología de los eventos tectónicos, así el sistema de estrías denominado L1, representa la evidencias de la primera

fase de deformación y L2 los del segundo pulso tectónico (Fig. N° 5.60). En las (Tablas N° 5.8 y N° 5.9) se muestran los estados de esfuerzos calculados para cada una de las fases de deformación.

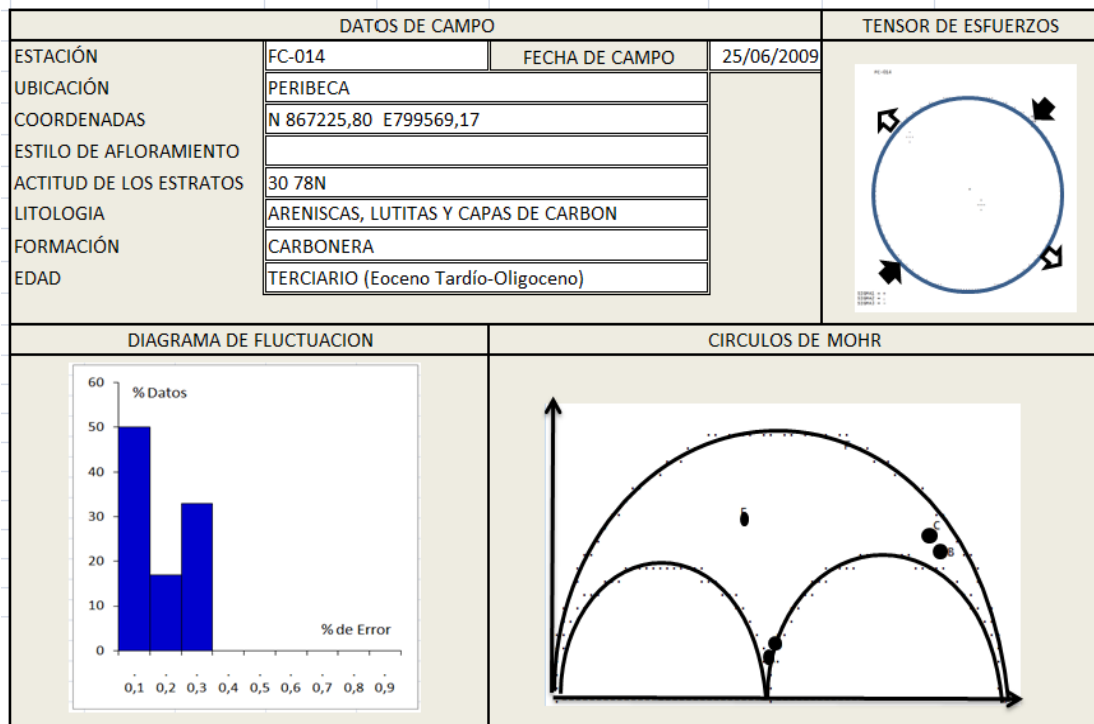
**Tabla N°5.8** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-014. Primera fase de deformación

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	047/06	308/56	141/33	0,67
Tectonics FP	238/01	330/55	147/35	0,42
Faille	43/01	313/16	137/74	0,48
Tecto	44/12	309/23	160/63	0,1

**Tabla N°5.9** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-014. Segunda fase de deformación.

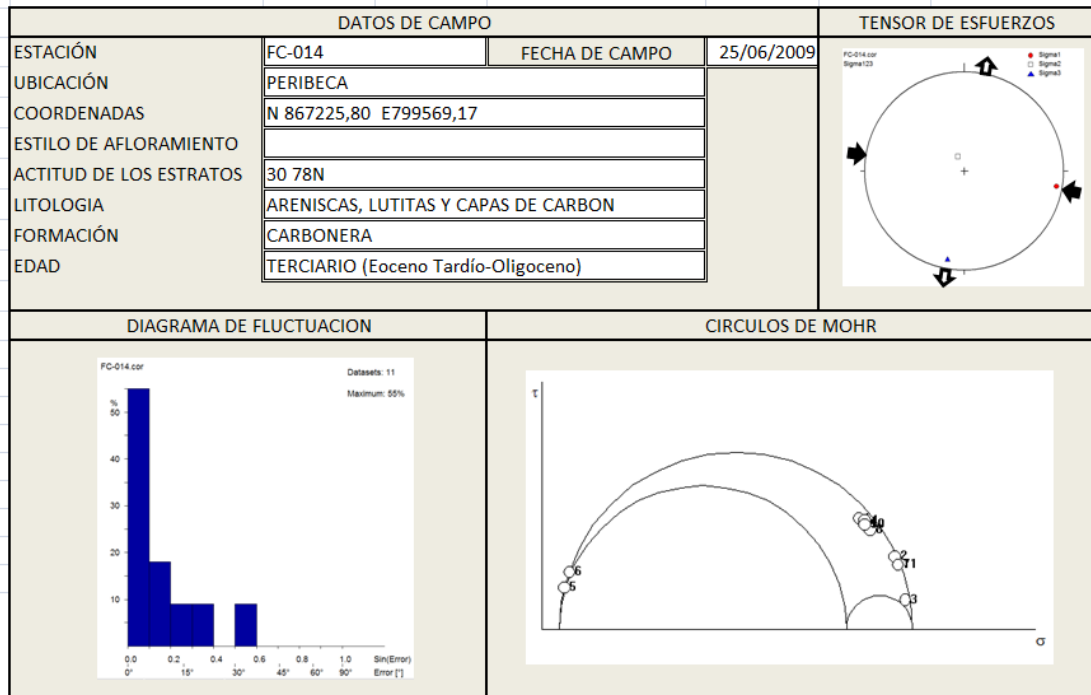
Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor				
Tectonics FP	99/07	337/77	191/11	0,81
Faille	342/40	222/31	107/35	0,01
Tecto	346/02	82/72	255/18	0,1

Para la primera fase de deformación se observa que los resultados del máximo esfuerzo horizontal, presenta en los programas una misma tendencia, mientras que el mínimo esfuerzo horizontal, es en unos casos S3 y en otros S2, la cual es debido al método de inversión adoptado por cada programa. Entonces al considerar la baja discrepancia de los datos mostrado por el diagrama de fluctuación que ofrece el programa *Faille* de la (Fig. N° 5.61) y en adición si se realiza una inspección a los datos recolectados, se ve que la mayoría de fallas contienen una componte vertical de carácter inverso, así bajo estos criterios se puede tomar el siguiente estado de esfuerzos S1= 43/01, S2=313/16, S3= 137/74, con S3 vertical y un Rapport de 0,48 se tiene un régimen compresivo transcurrente.



**Figura N°5.61** Ficha microtectónica FC-014-1. Primera fase de deformación

En la (tabla N° 5.9) se puede apreciar el estado de esfuerzos calculado con los programas, para la segunda fase deformante, allí vemos que existe concordancia en la tendencia del vector de acortamiento, sin embargo debido al método de inversión que adopta cada programa existe una discrepancia en cuanto al régimen de esfuerzos. Una vez más la selección del estado de esfuerzos se realizó de acuerdo al bajo error en la fluctuación de los datos, entonces se tomó el cálculo del tensor proporcionado por el programa *TectonicsFP* usando el método de inversión, descrito por (Angelier & Goguel, 1979), (ver ficha microtectónica FC-014-2 de la (Fig. N° 5.62), así se tiene el siguiente estado de esfuerzos:  $S_1= 99/07$ ,  $S_2= 337/77$ ,  $S_3= 191/11$ , entonces con  $S_2$  vertical y un Rapport de 0,81 se tiene un régimen transcurrente compresivo.



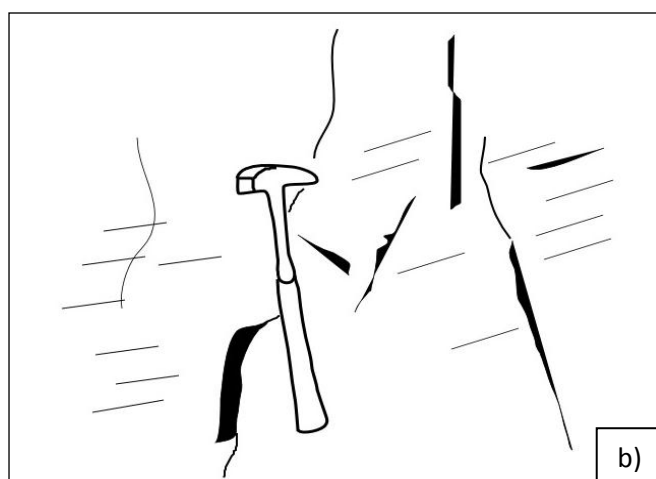
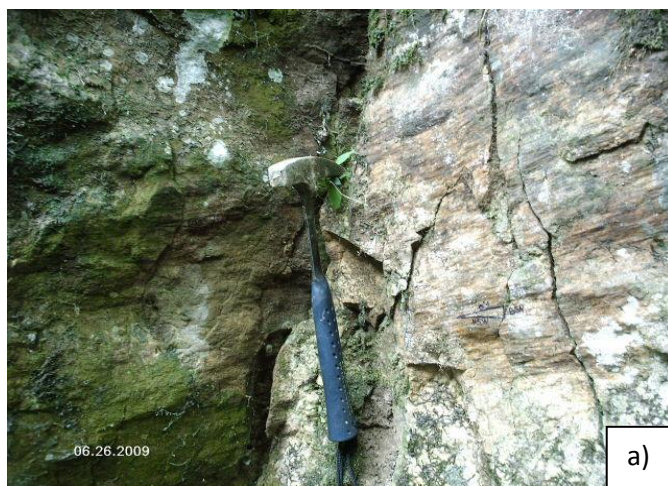
**Figura N°5.62** Ficha microtectónica FC-014-2. Segunda fase de deformación.

La validez de estos tensores no es definitiva, debido a que los datos quedaron separados en dos grupos, resultando en una escasez de los mismos para el cálculo del tensor en cada fase de deformación.

## 5.2.7 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-020

### 5.2.7.1 Generalidades

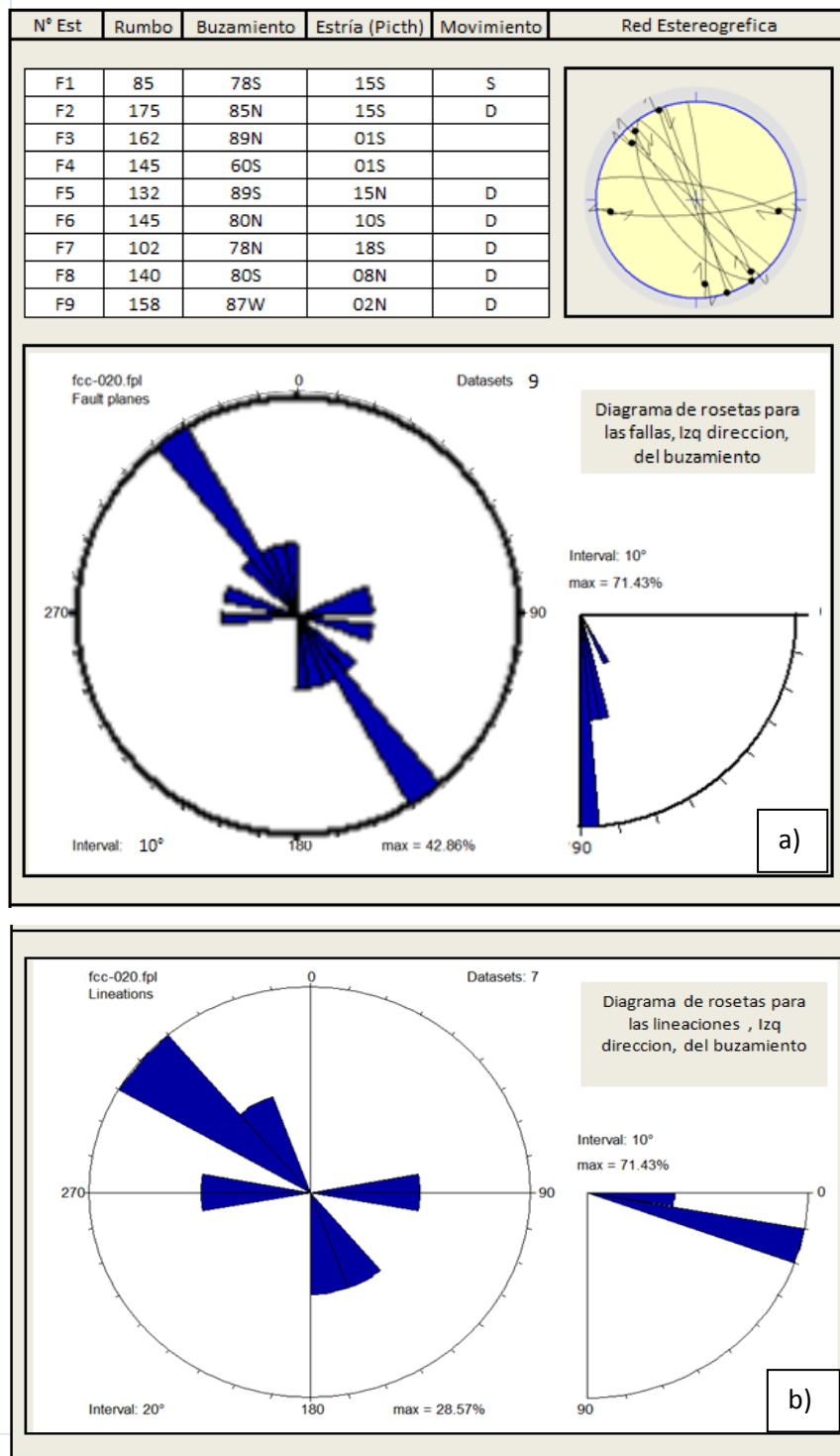
Ubicada al NW de Palmira en la quebrada La Mantellina, litológicamente está representada por una secuencia monótona de areniscas cuarzosas de colores claros y duras, de grano medio, se presentan en capas de espesores variables hacia la base y masivas hacia el tope esta descripción corresponde a la Formación Aguardiente. Estructuralmente esta estación está ubicada en el trazo de una falla de orientación ( $150^\circ$ ) pudiendo constituir un *riedel antitectio* de la falla de capacho. La actitud de las capas es  $S_0 = 145^\circ 4'S$ . (Fig. N° 5.63)



**Figura N° 5.63** .a) Fotografía de dos planos de falla, donde se observan dos sistemas de estrías. b) Bosquejo.

### 5.2.7.2 Estructuras Observadas

Debido a las características fisiográficas donde se encontró esta estación, específicamente al marcado desnivel de la quebrada y la exuberante vegetación, solo fue posible observar nueve planos de falla, de los cuales siete mostraron buenos indicadores cinemáticos. La tendencia principal de los planos de falla es NNW-SSE, con buzamientos subverticales generalmente entre los  $78^{\circ}$ - $89^{\circ}$  (Fig. N° 5.64). Por otra parte, las estrías presentan buzamientos principalmente al sur con una marcada componente horizontal, ubicándose entre los  $0^{\circ}$ - $15^{\circ}$ . (Fig. N° 5.64)



**Figura Nº 5.64** Datos de las estructuras para la estación FC-020. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

### 5.2.7.3 Análisis cinemático

La tabla N° 5.10 muestra que el máximo esfuerzo horizontal, en la mayoría de los cálculos tiene una orientación aproximadamente NNE-SSW. No obstante los valores de los esfuerzos principales dado por el *software Faille*, no son compatibles con los resultados obtenidos por los otros programas.

**Tabla N° 5.10** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-020.

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	181/28	030/59	278/13	0,86
Tectonics FP	193/03	065/85	283/04	0,56
Faille	193/78	50/10	319/07	0,89
Tecto	196/23	031/66	288/06	0,8

Para la selección del tensor de esfuerzos de la estación FC-020, se realizó primero una discriminación basada en la tendencia general presentada por los cálculos del tensor de cada programa, quedando eliminado el *software Faille* en esta selección, luego a través del diagrama de fluctuación se escogió el programa que arrojó el menor error o lo que lo mismo, la menor desadaptación de datos (ver Fig. N° 5.65). Dichos parámetros fueron proporcionados por el software *Tectonics FP*. Así un campo de esfuerzos con S1=193/03; S2= 065/85; S3=283/04 y con un *Rapport* = 0,86 define un régimen transcurrente. Teorizamos que la orientación de este tensor puede ser justificada si se toma en cuenta el fallamiento inverso de vergencia este, que está presente de manera consecuente en esta zona (anexo N° 1 ver mapa Geológico-Estructural), si se considera la existencia de un tren deformante de orientación NW-SE, se podría interpretar una partición de esfuerzos del tensor principal (Fig. N° 5.65), siendo el vector deformante calculado en esta estación, la componente vertical del mismo.

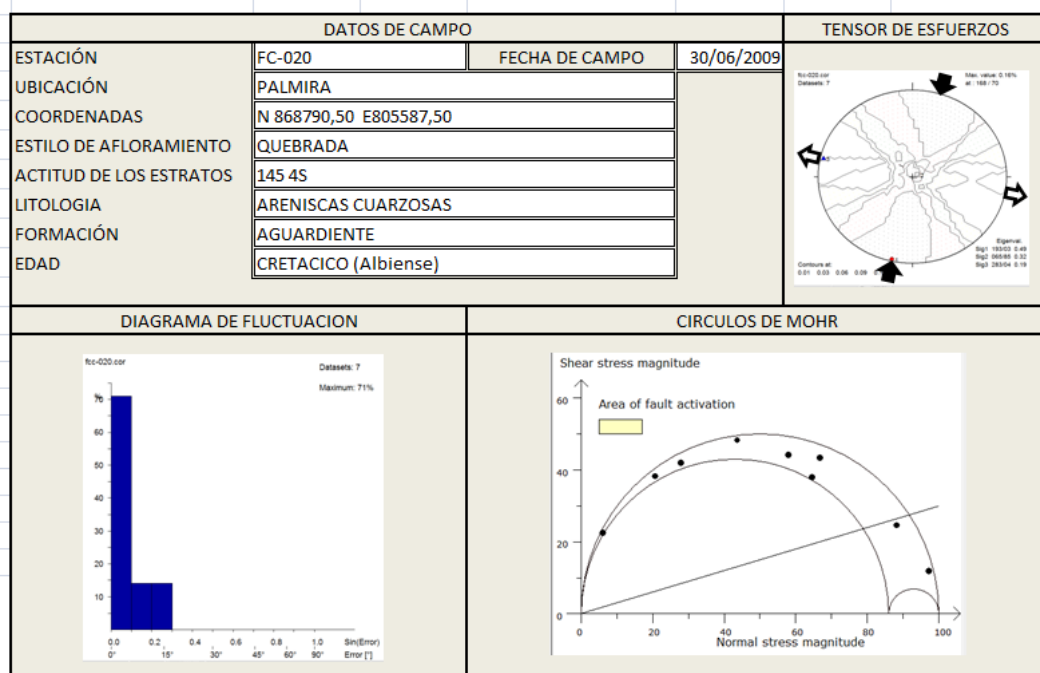


Figura N° 5.65 Ficha microtectónica FC-020

## 5.2.8 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-024

### 5.2.8.1 Generalidades

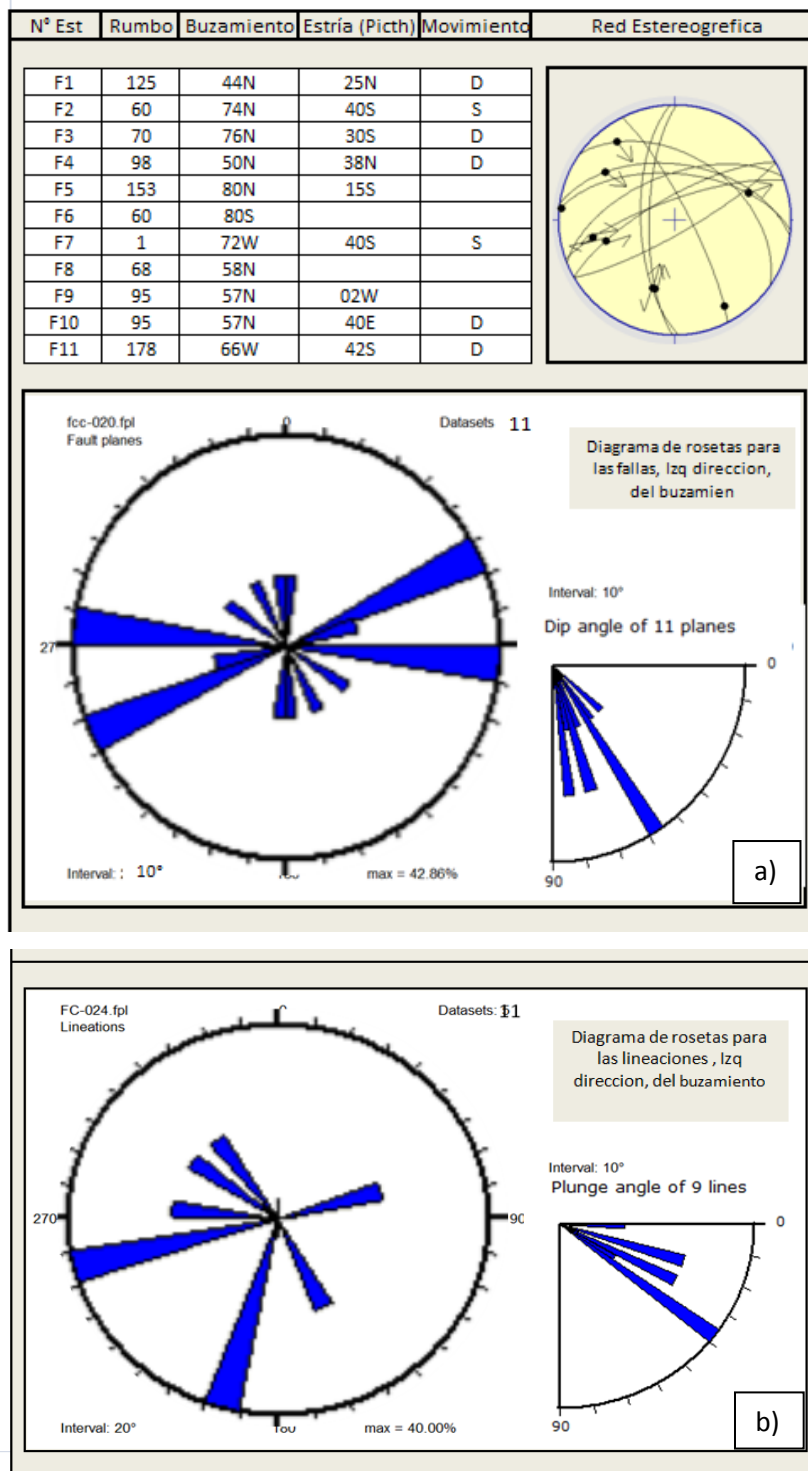
Ubicado al NE del poblado de cordero en la carretera Trasandina-Mérida N° 7 específicamente en la localidad sabana larga, en esta estación se observa de base a tope areniscas blancas de grano fino muy cuarzosa y dura con tonalidades rojizas, suprayacente a estas una secuencia alternante de lutitas negras y areniscas rojizas de poco espesor seguidos de una secuencia espesa de areniscas blancas de grano muy fino con intercalaciones subordinadas de capas delgadas de carbón. (Fig. N° 5.66) La actitud de las capas es  $S_0 = 145^\circ 36'S$ .



**Figura N°5.66** Afloramiento de la estación FC-024. Orientación de la fotografía (150°).

#### **5.2.8.2 Estructuras Observadas**

La exposición del afloramiento como puede observarse en la (Fig. N° 5.66) es amplio, sin embargo estas areniscas se presentan muy friables, haciendo difícil la conservación de planos de falla estriados. No obstante fue posible tomar unos once planos de falla de los cuales siete mostraron buenos indicadores cinemáticos. La orientación preferencial de los planos de falla se encuentra en el rango de (60°) a E-W, con buzamientos entre 60°-90° principalmente al norte. Por su parte la estrías presentan cabeceos generalmente al sur con ángulos de de 0°-50°. (Fig. N° 5.67)



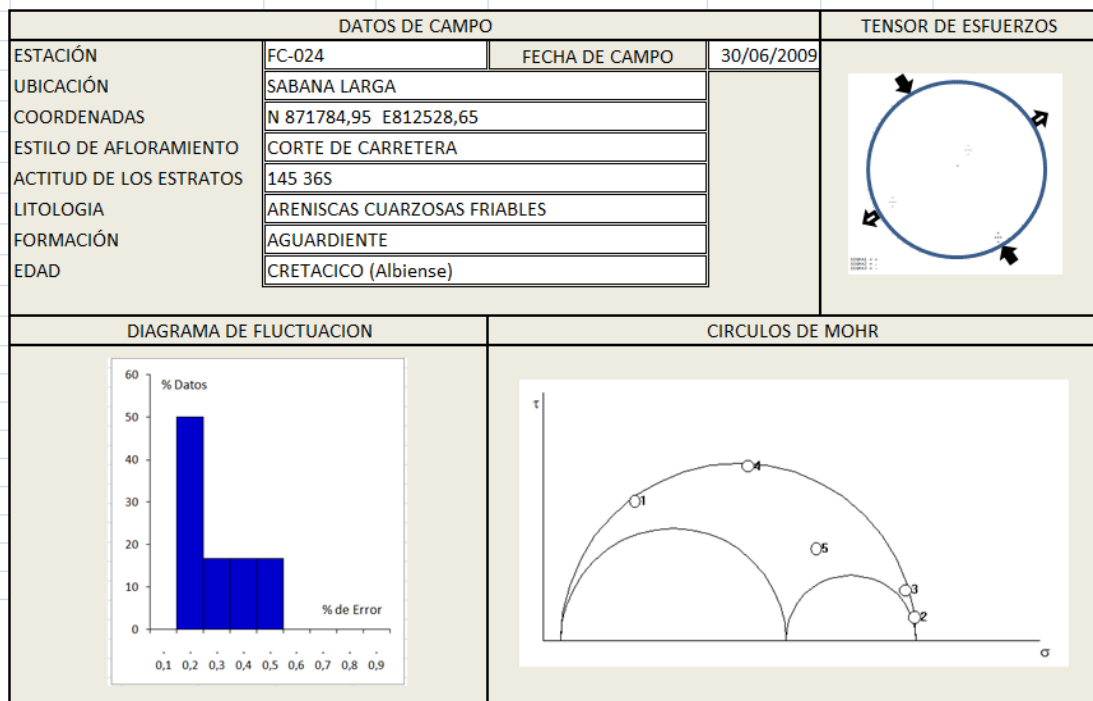
**Figura N° 5.67** Datos de las estructuras para la estación FC-024. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

### 5.2.8.3 Análisis cinemático

Una misma tendencia de orientación NW-SE para el máximo esfuerzo horizontal (S1) es común en los programas utilizados para el cálculo del tensor de esfuerzos, sin embargo sigma vertical no es el mismo para todos los *software* (Tabla N° 5.11)

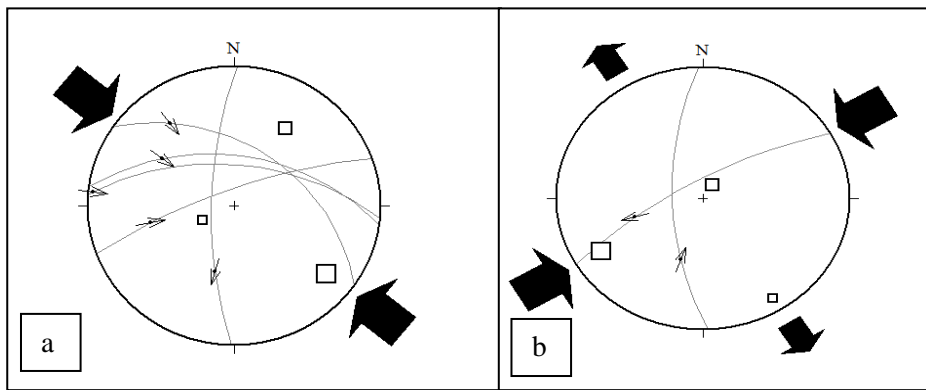
**Tabla N° 5.11** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-024.

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	107/45	350/24	242/35	1
Tectonics FP	153/18	43/47	258/38	0,41
Faille	148/11	31/68	242/19	0,43
Tecto	128/13	32/23	244/63	0,3



**Figura N° 5.68.** Ficha microtectónica FC-024

La escogencia del tensor se baso, en la baja incompatibilidad de datos que presento cada programa ilustrado gráficamente en el diagrama de fluctuación que arroja cada programa, siendo así el *software Faille* quien proporcionó mejores resultados (Fig. N° 5.68) ficha microtectónica FC-024. Es importante mencionar que la desadaptación de datos que presentaron los otros programas se debió probablemente a la presencia de fallas de diferentes fases tectónicas, que no pudieron ser separadas por la insuficiencia de datos microtectónicos. No obstante el programa *Tecto* pudo identificar dos fases tectónicas (Fig. N° 5.69).



**Figura N°5.69** Tensor de esfuerzos arrojados por el *software Tecto*, a) y b) primera y segunda fase deformante respectivamente.

Este hecho queda también sustentado por la identificación en campo, de planos de falla estriados con dos sistemas de lineaciones (Fig. N° 5.70).



**Figura N° 5.70.** Plano de falla con dos sistemas de estrías, resaltados en la fotografía por las líneas marcadas en el plano de falla

## 5.2.9 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-039

### 5.2.9.1 Generalidades

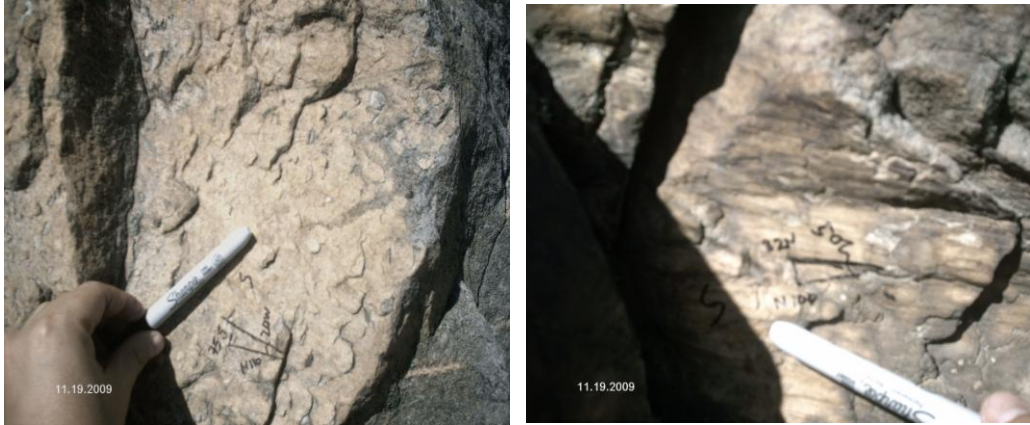
Ubicado en la carretera Capacho-San Antonio en esta estación aflora una secuencia de areniscas cuarzosas de grano fino espesas con intercalaciones subordinadas de lutitas gris claro, pertenecientes a la Formación Mirador (Fig. N° 5.71). Estructuralmente el afloramiento se ubicó en el flanco norte del anticlinal La Mulera.



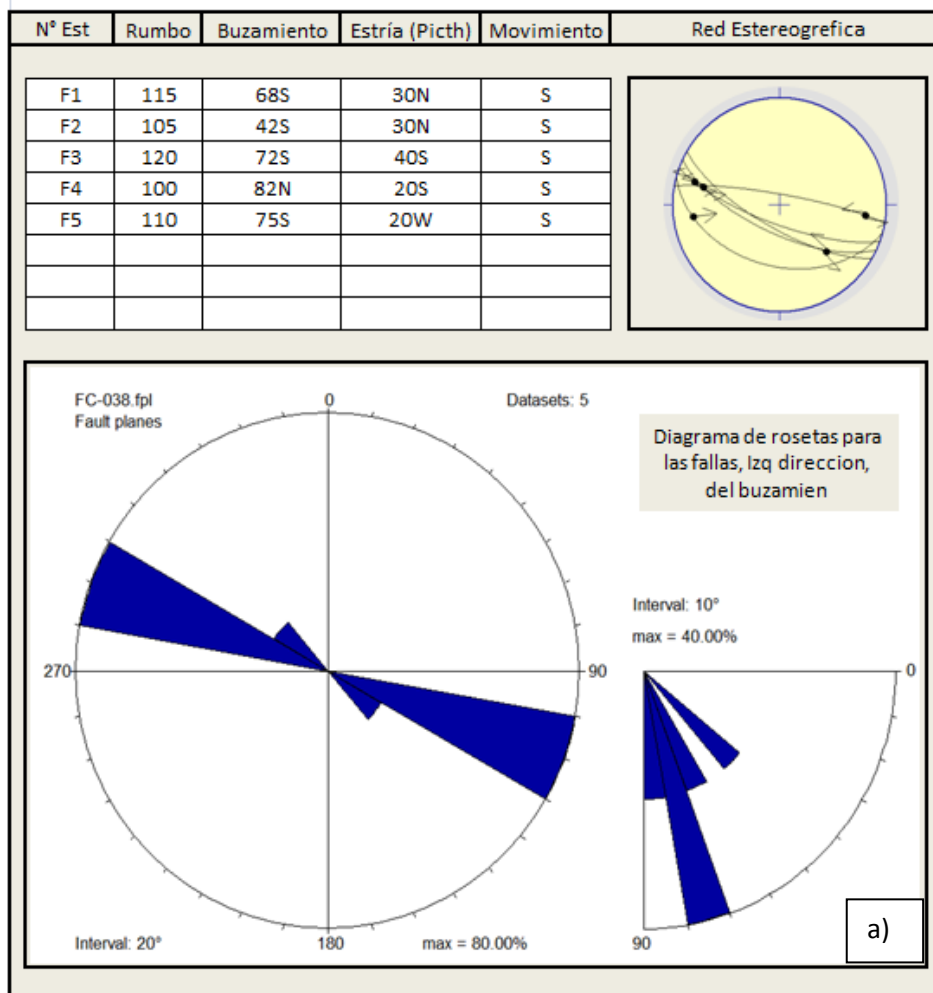
**Figura N° 5.71** Afloramiento de la estación FC-039. Orientación de la fotografía (150°).

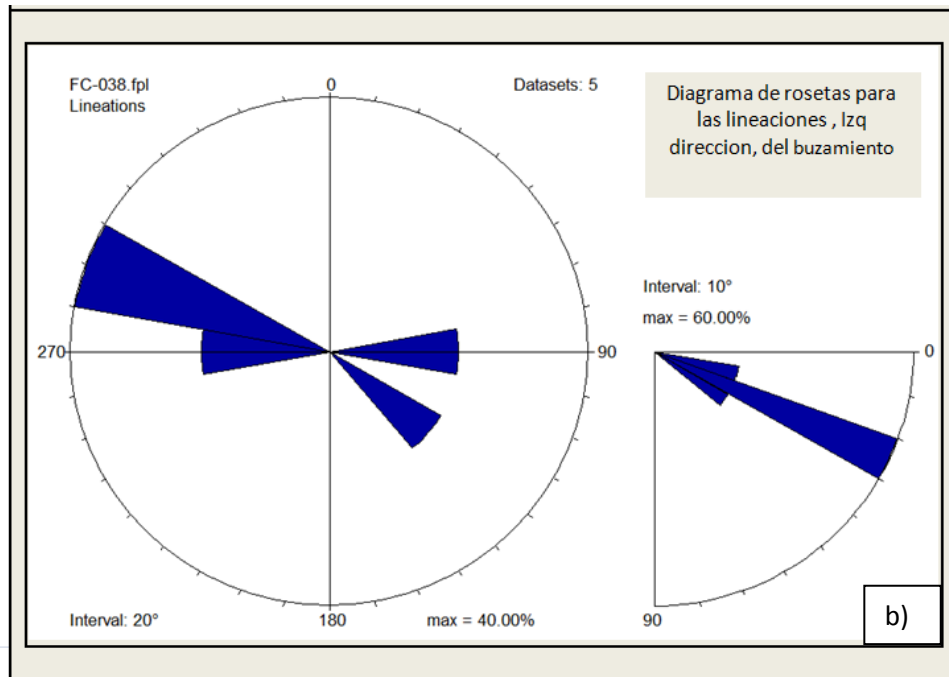
### 5.2.9.2 Estructuras Observadas

Aunque el afloramiento donde se estableció esta estación de trabajo es de importante exposición, como se puede observar en la (Fig. N° 5.71), el mismo presenta laderas muy escarpadas y accidentadas dificultando la toma de datos. Sin embargo cinco planos de fallas estriados (Figs. N° 5.72) pudieron ser tomados.



**Figura N°5.72.** Fotografías de planos de fallas estriados pertenecientes a la estación FC-039





**Figura N° 5.73** Datos de las estructuras para la estación FC-039. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

La orientación de los planos presentan una orientación preferencial entre (120°) a (100°), con buzamientos generalmente al sur entre 70°-80°, las lineaciones presentan cabeceos principalmente de 20°-30° (Fig. N° 5.73).

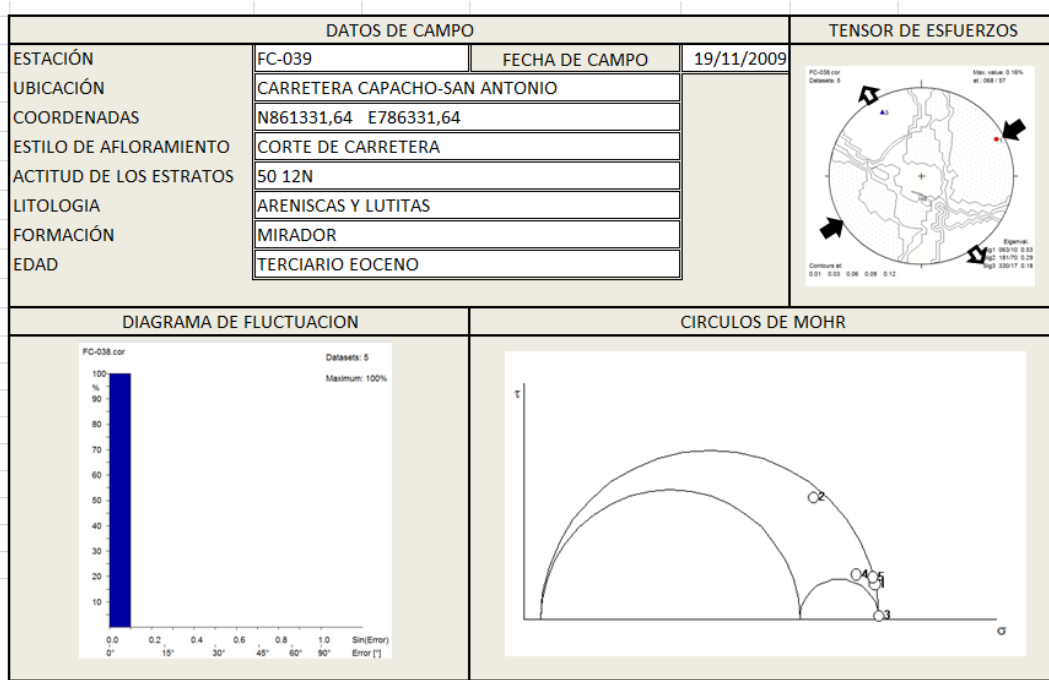
### 5.2.9.3 Analisis cinemático

Tres de los cuatro programas mostraron a S1 como el máximo esfuerzo horizontal y en una dirección aproximadamente NE-SW (Tabla N° 5.12), la discrepancia que presenta el *software Faille* en el cálculo de este tensor, con respecto de los otros programas, se debe probablemente al bajo número de datos tomados en esta estación.

**Tabla N° 5.12.** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-039

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	068/17	219/69	334/12	0,2
Tectonics FP	063/10	181/70	330/17	0,31
Faillle	095/27	190/08	296/62	0,46
Tecto	058/13	154/23	302/63	0,4

A través de baja discrepancia de datos que presento el *software Tectonics FP* (Fig. N° 5.74) se escogió el tensor de esfuerzos calculado por este programa. Se tiene entonces para esta estación un régimen transcurrente con una componente compresiva dado por el estado de esfuerzos: S1=063/10; S2=181/70; S3= 330/17 y un Rapport = 0,31 (Tabla N° 5.12).



**Figura N° 5.74** Ficha microtectónica FC-039

Con respecto a la confiabilidad del tensor, podemos clasificarla de media a baja confiabilidad, esto debido por una parte al bajo número de datos tomados y por otra al tipo y orientación de las fallas, es decir, no es recomendable que la mayoría de fallas medidas en campo para el cálculo del tensor, pertenezcan a una

misma familia, ya que el cálculo se restringiría solo a la deformación del patrón de fallamiento suministrado.

## 5.2.10 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-030

### 5.2.10.1 Generalidades

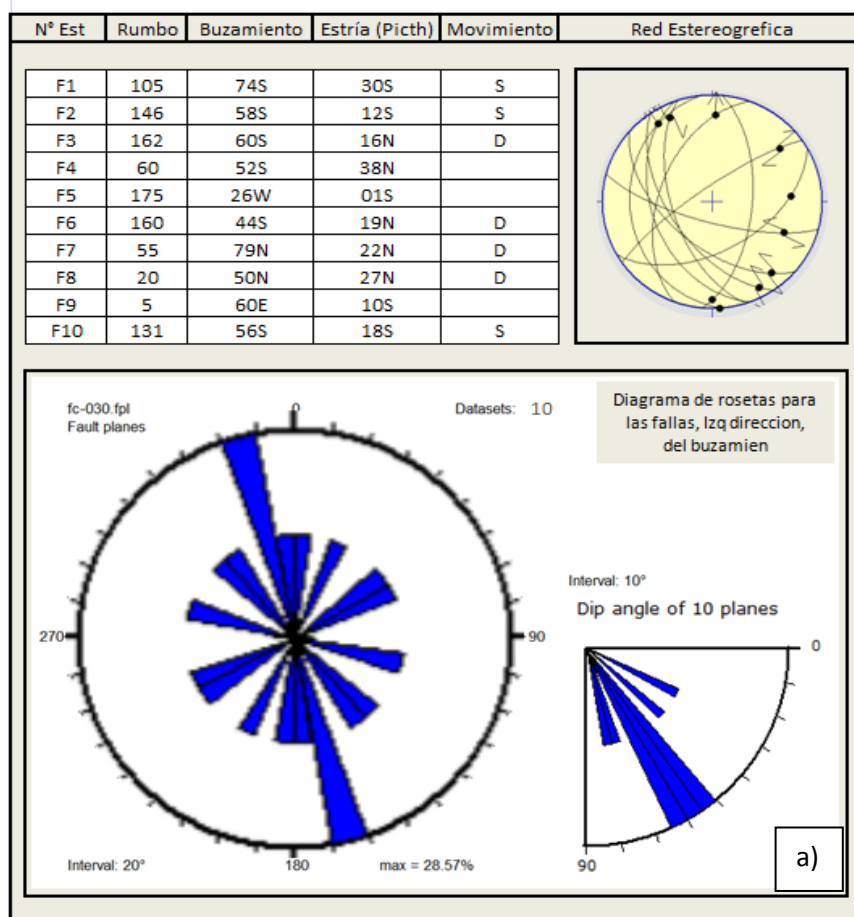
Ubicada al oeste del estado Táchira en la carretera Rubio-Peracal. Esta estación presenta una secuencia de areniscas de grano fino color meteorizado rojizo intercaladas con lutitas, limolitas micáceas y carbonáceas perteneciente a la Formación los cuervos, La actitud de las capas es  $S_0 = 125^\circ 66'N$ . (Fig. 5.75)

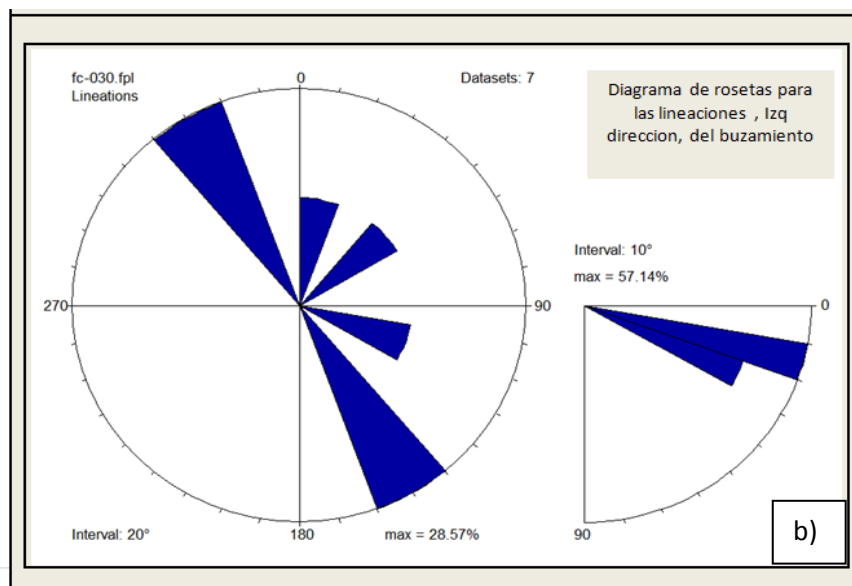


**Figura N° 5.75** a) Fotografía. b) bosquejo de afloramiento de la estación FC-030, se puede observar un espejo de falla estriado con el movimiento dextral. Orientación de la fotografía N-S.

### 5.2.10.2 Estructuras Observadas

A través de este afloramiento se pudo medir un total de diez estructuras de falla la cual en su mayoría presentaron buenos indicadores cinemáticos donde se pudo conocer la orientación y el movimiento relativo de los bloques, en algunos de los casos se observo en las superficies de los estratos algunos espejos de falla, donde era sencillo medir las estrías como se puede observa en la (Fig. N° 5.76). Las fallas muestran una tendencia principal (160°) y un buzamiento está entre 50°-60°N, si se considera la posición estructural de esta estación, la cual está ubicada en el trazo de una falla de orientación (150°), se puede decir que esta tendencia preferencial es consistente con la deformación local. Por otra parte las estrías presentan cabeceos preferenciales entre 10°-30°N como se puede observar en la (Fig. N°5.76)





**Figura N° 5.76** Datos de las estructuras para la estación FC-030. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

### 5.2.10.3 Análisis cinemático

Los programas muestran el máximo esfuerzo horizontal con una tendencia NE-SO (Tabla N° 5.13), sin embargo existen discrepancias en cuanto a la orientación de S1, debido principalmente al método de inversión de esfuerzos que aplica cada programa. Para la escogencia del estado de estado de esfuerzos de esta estación, se tomo como criterio la baja discrepancia de datos que arrojó el diagrama de fluctuación del *software Tectonics FP*. (Fig. N° 5.77)

**Tabla N° 5.13** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-030

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	032/64	245/20	158/16	0,67
Tectonics FP	067/38	261/51	162/07	0,54
Faille	77/75	263/14	173/01	1
Tecto	339/38	222/34	105/37	0,29

Entonces el estado de esfuerzos de la estación FC-030 es igual a  $S1 = 067/38$ ;  $S2 = 261/51$ ;  $S3 = 158/16$ ;  $Rapport = 0,54$ , lo que define un régimen transcurrente con una leve componente compresiva.

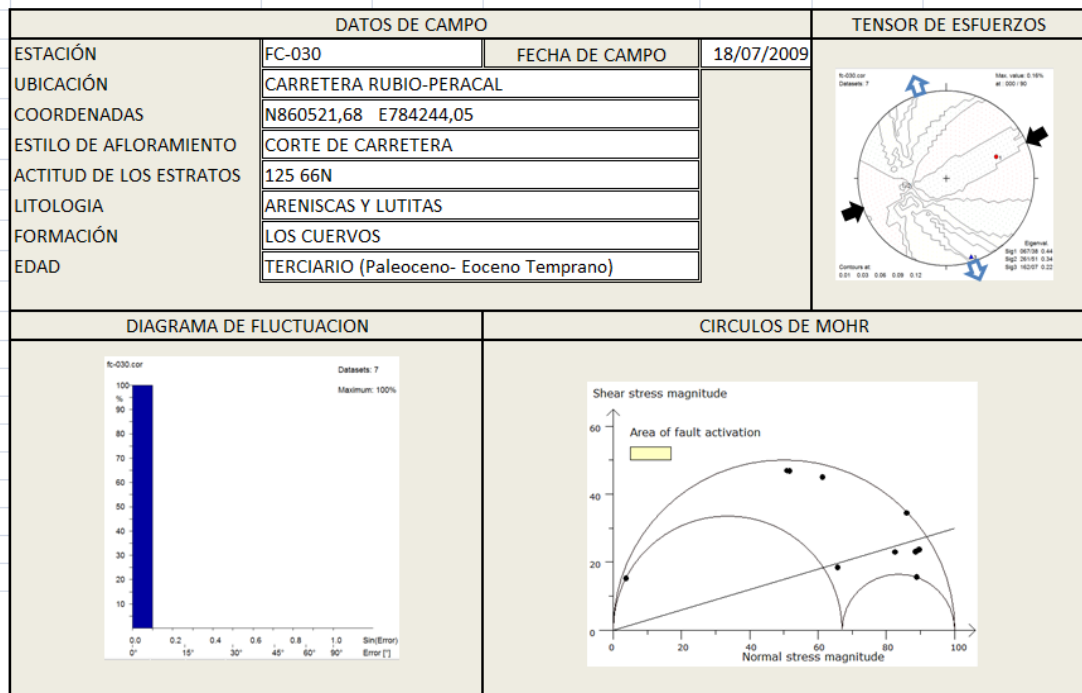


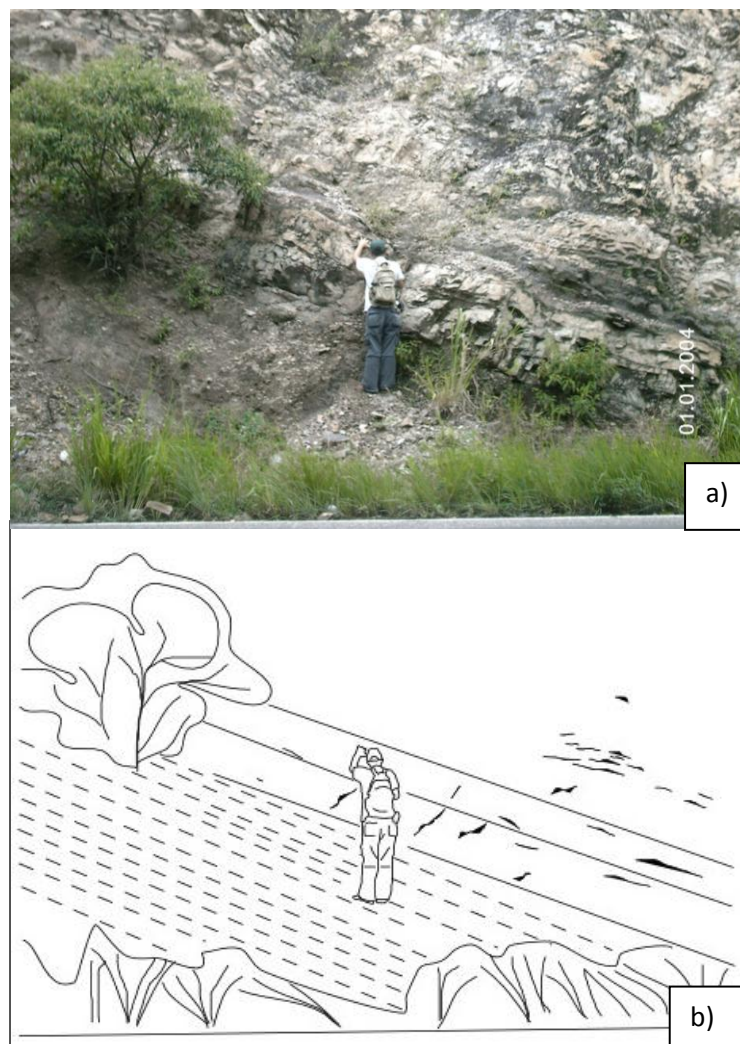
Figura N° 5.77 Ficha microtectónica FC-030

Se puede considerar que el tensor calculado para esta estación es de media calidad. La orientación del vector de esfuerzos puede ser justificado por la posición estructural en la que se tomó la estación FC-030, la cual coincide con el trazo de una falla de orientación (30°) interpretada en este trabajo (anexo N° 1 ver mapa Geológico-Estructural) y podría representar un *riedel antitético* de la falla de Capacho.

## 5.2.11 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA FC-033

### 5.2.11.1 Generalidades

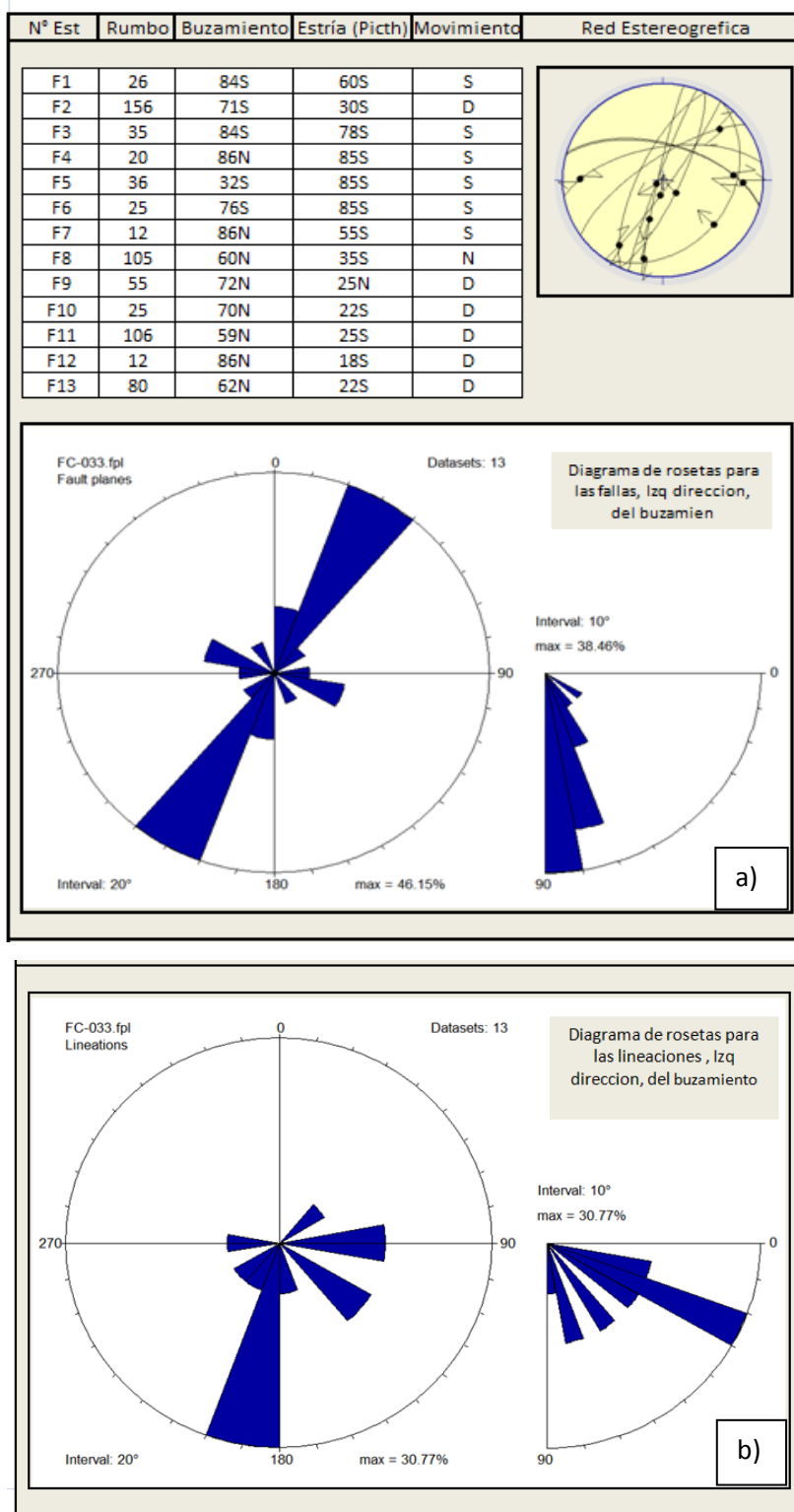
Se encuentra ubicado al oeste del estado Táchira en la carretera Rubio-Peracal, la estación está representada por la exposición de un afloramiento de unos 68 m de longitud aproximadamente y unos 30 m de altura, está constituido por una secuencia de areniscas espesas blancas cuarcíticas de grano fino a medio, con intercalaciones subordinadas de lutitas, areniscas y capas delgadas de carbón hacia la base. La actitud de las capas es  $S_0 = 50^\circ 25'S$ . (Fig. N° 5.78)



**Figura N° 5.78** a) Fotografía. b) bosquejo de afloramiento de la estación FC-033. Orientación de la fotografía N-S.

### 5.5.11.2 Estructuras Observadas

En la estación FC-033 se observaron un total de 13 fallas la cual dieron a conocer en todos los planos indicadores cinemáticos su orientación y movimiento de los bloques, una vez procesado los datos recolectados en esta estación, se muestra por medio del diagrama de rosetas, un sistema de fallas con una dirección principal NNE con buzamientos entre  $70^{\circ}$ - $90^{\circ}$  principalmente al N. En la en el diagrama de rosetas de estrías presentan cabeceos preferenciales entre  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ N como se puede observar en la (Fig. N° 5.79)



**Figura Nº 5.79** Datos de las estructuras para la estación FC-033. a) Representación estereográfica, diagrama de rosetas para las fallas. b) Diagrama de rosetas para las lineaciones.

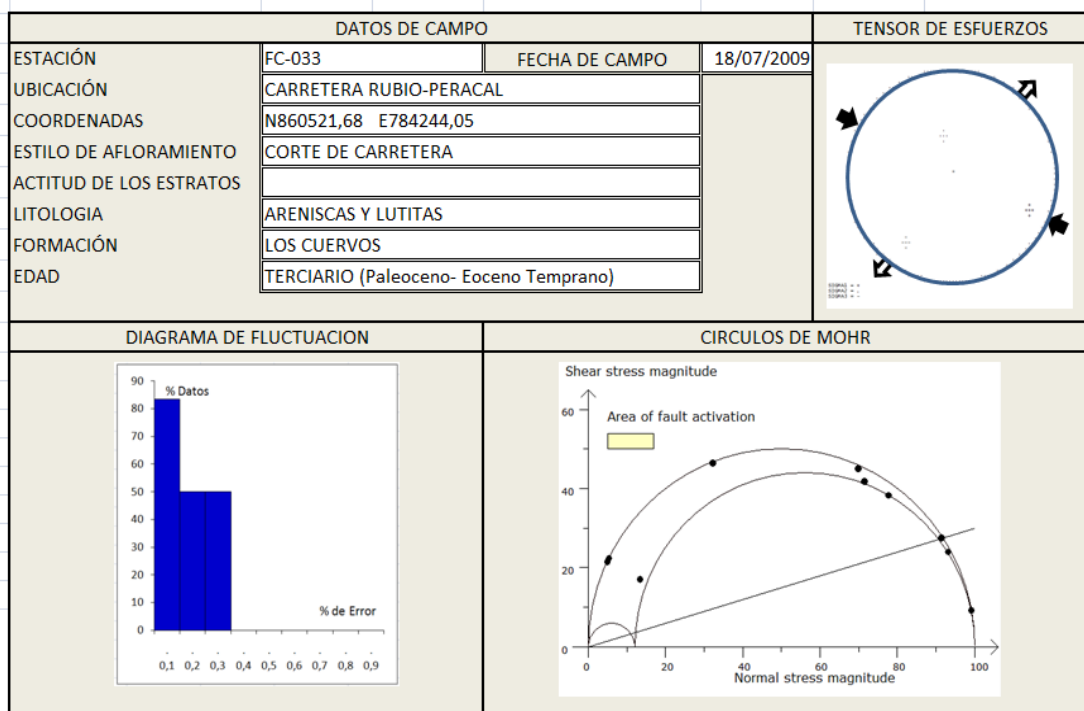
### 5.2.11.3 Análisis Cinemático

La orientación del máximo esfuerzo horizontal ( $S_{hmax}$ ) en esta estación es consistente con los cálculos arrojados por los programas utilizados en el análisis de esfuerzos, así mismo  $S_{hmax} = S1$  en todos los cálculos presentados (Tabla 5.14).

**Tabla N° 5.14** Tensor de esfuerzos calculado por c/u de los programas, para la estación FC-033

Programa	S1	S2	S3	Rapport
Win_Tensor	109/20	350/54	211/29	0,12
Tectonics FP	109 / 12	004 / 51	208 / 37	0,33
Faille	115/20	348/59	214/23	0,16
Tecto	115/23	335/61	213/17	0,1

El *software Faille* presentó la menor discrepancia de datos tomados, mostrados a través del diagrama de fluctuación mostrado en la ficha microtectónica de la estación FC-033, así se define un régimen transcurrente dado por  $S1 = 115/20$ ;  $S2 = 348/59$ ;  $S3 = 214/23$ ,  $Rapport = 0,16$ .



**Figura N° 5.80** Ficha microtectónica FC-033

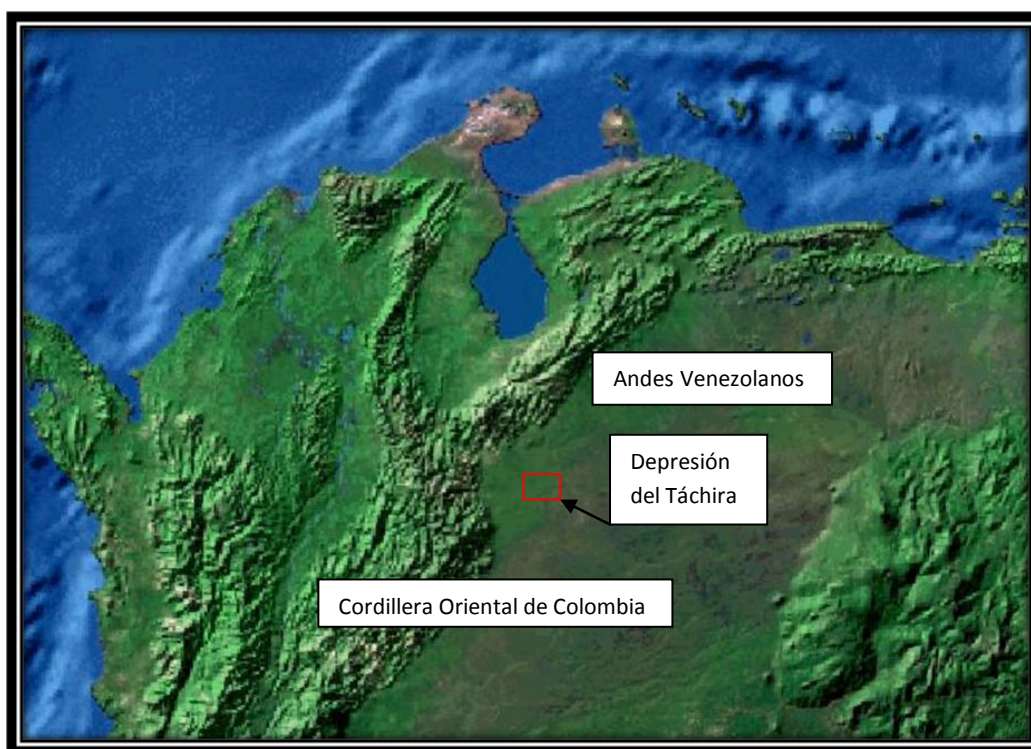
Se puede considerar de buena confiabilidad los resultados de este tensor, ya que por una parte se tiene un buen número de datos con indicadores cinemáticos y por otra que la dirección del vector de esfuerzos calculado es compatible con la deformación regional, justificado por la presencia de fallas dextrales de orientación aproximadamente W-E, que coinciden con la ubicación de la estación FC-033 y que podrían constituir *riedel* sintéticos de la falla de Capacho. (Fig. N° 5.80)

## CAPÍTULO VI

### DISCUSIÓN

#### 6.1 DISCUSIONES GENERALES

La depresión del Táchira, es una silla estructural ubicada en la zona de bisagra entre la cordillera oriental de Colombia y los Andes venezolanos (Fig. N° 6.1). Esta zona de transición a preservado y grabado en su geología, estructuras de diferentes orígenes tectónicos haciendo de esta, una zona estructuralmente muy compleja. Dicha aseveración está apoyada por los resultados obtenidos en el análisis morfoestructural y microtectónico.

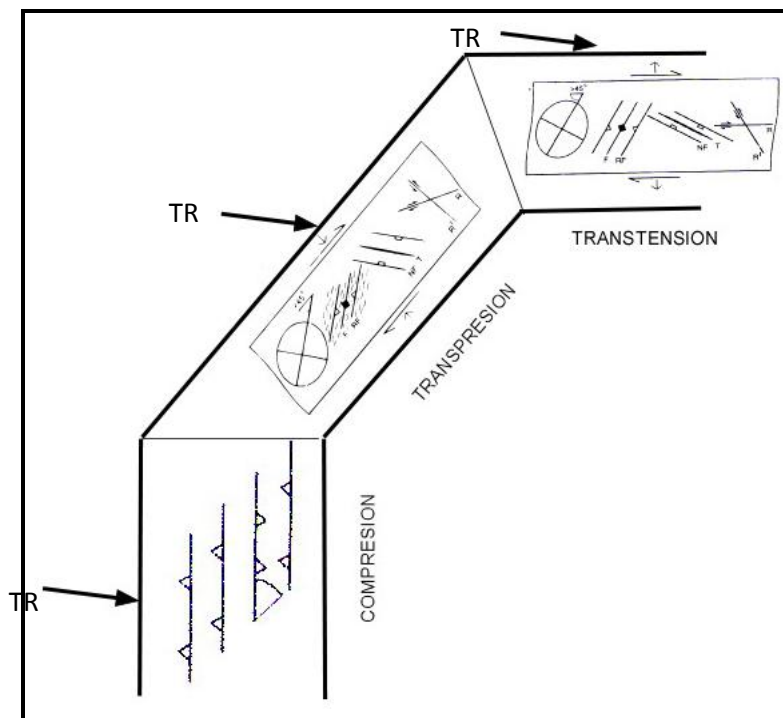


**Figura. N° 6.1** Modelo de elevación digital de la parte norte de los Andes Suramericanos

Las observaciones morfoestructurales permitieron catalogar estructuras de compresión de tendencia aproximadamente N-S y NE-SW, cuyo ejemplo más resaltante es la Sierra de Cazadero al oeste del Táchira. Dicha serranía muestra la interacción de al menos dos fases compresivas: una en dirección NW-SE, la cual pudo haber generado la parte septentrional de la sierra y estructuras de tendencia NE-SW como las fallas de Capacho y San Cristóbal las cuales forman parte del

sistema de fallas de Boconó y cantidad de otras fallas de tendencia similar y menor escala (ver anexo N° 1 mapa geológico-estructural), y un segundo tren de esfuerzos de orientación NE-SW se cree que genero la parte meridional de la Sierra de Cazadero, anticlinales como La Fila, Llano Grande y fallas de tendencia NW-SE como Bramón.

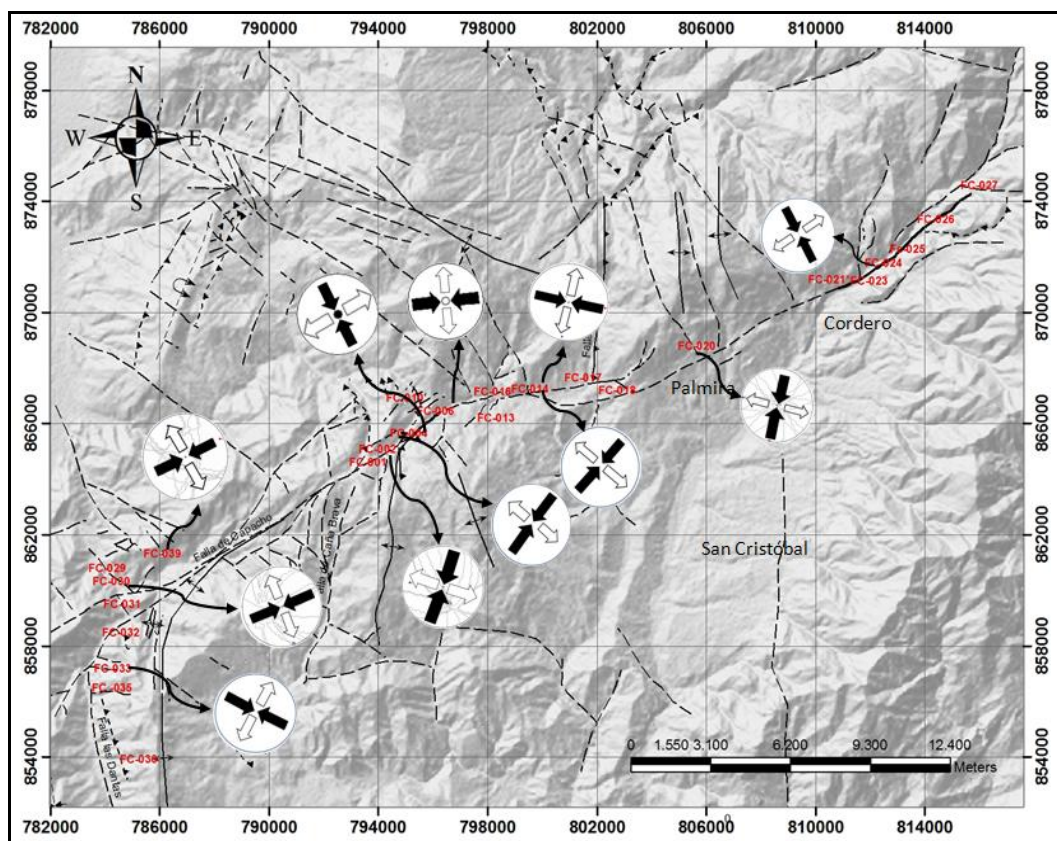
Por otra parte a través del análisis morfotectónico de la falla de Capacho se pudo establecer una geometría que permite separar la deformación en función de tres tendencias generales del trazado de esta estructura: N-S hacia el NE de la zona de estudio en El Zumbador, W-E en la zona central de la falla de Capacho en el poblado de Peribeca y NE-SW al NE de la zona de estudio entre Palmira y Cordero, y al SW entre Independencia y cerro Rangel aproximadamente (Fig. N° 6.2).



**Figura N° 6.2** Diagrama esquemático de la geometría general de la traza (líneas oscuras) de la Falla de Capacho (FC) y las estructuras asociadas al rumbo de la traza. La flecha oscura indica la orientación del tensor regional (TR), así puede observarse compresión cuando TR forma aprox.  $90^\circ$  con FC, una zona de transpresión cuando TR forma aprox.  $45^\circ$  con FC y transtension cuando TR es  $<45^\circ$  con FC.

Este análisis morfoestructural permitió discernir acerca el tren de esfuerzos que pudo generar la deformación regional, estableciéndose en una orientación

aproximadamente WNW-ESE, la cual es compatible con el tensor NW-SE admitido regionalmente (Maceralli, 1984; Meier *et al.*, 1987; Colletta *et al.*, 1997; Audemard & Audemard, 2002; Audemard *et al.*, 2005). No obstante el análisis microtectónico realizado sobre rocas de edades que van desde el Cretácico inferior al Terciario superior, permitió discriminar entre dos fases de deformación, través de diferentes métodos de inversión de esfuerzos (Fig. N° 6.3). La primera de orientación general NW-SE consistente con la orientación de compresión de los Andes venezolanos, y la segunda fase de orientación general NE-SW, la cual es compatible con la deformación de algunas estructuras de escala local.

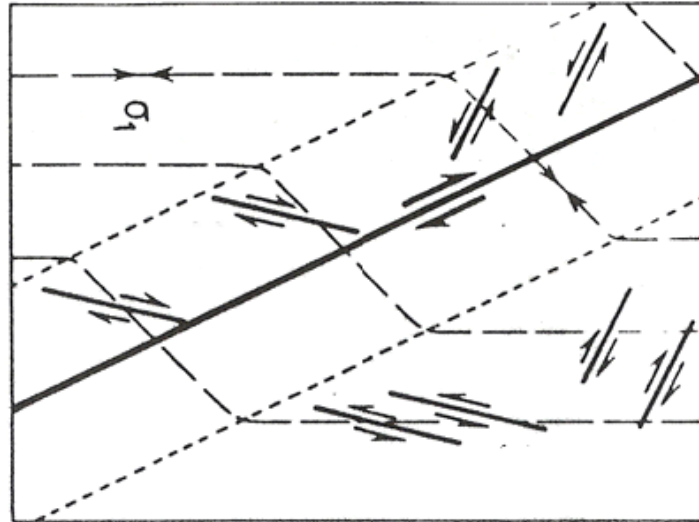


**Figura N° 6.3** Mapa estructural de la zona de estudio, el cual muestra los resultados de la inversión de esfuerzos calculados en 11 estaciones de trabajo a lo largo del trazo de la falla de Capacho

(Macellari, 1985), a través de observaciones estructurales y sedimentológicas propuso dos diferentes direcciones de máxima compresión que afectó el área durante el Cenozoico, un esfuerzo principal de orientación  $120^\circ$  de edad Plioceno, que luego cambio a  $040^\circ$ . Por su parte (Meier *et al.*, 1987) propone un tren de esfuerzos de orientación E-W en la depresión del Táchira.

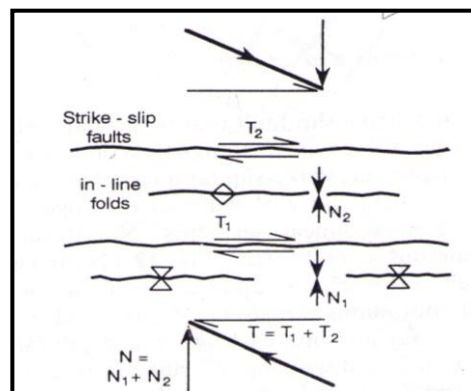
Se proponen dos ideas principales para explicar los dos estados de esfuerzos generales calculados en el análisis microtectónico de este trabajo:

a) Rotación de esfuerzos: en fallas transcurrentes de escala regional, la dirección del eje de acortamiento ó el máximo esfuerzo horizontal ( $\sigma_{hmax}$ ), puede verse perturbado en la proximidad de la zona de falla (Fig. N° 6.4) y puede girar de manera importante.



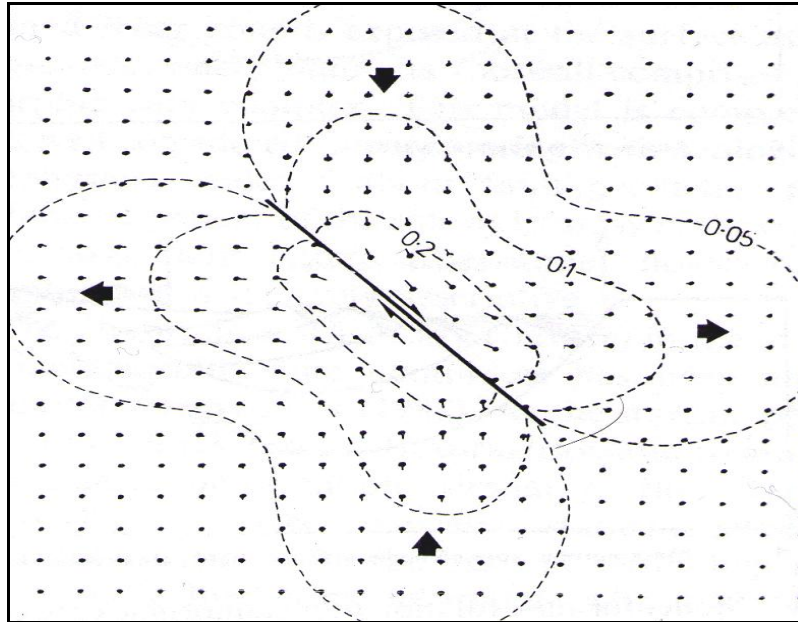
**Figura N° 6.4** Esquema de una falla en dirección en el borde del cual  $\sigma_1$  cambia de rumbo. (Tomado y modificado de Mattauer, 1976).

La explicación de este giro en el vector de esfuerzos, puede ser resuelta en lo que se conoce como partición de esfuerzos. La partición es la respuesta física de desplazamientos o esfuerzos en varias componentes reflejadas en varias estructuras diferentes (Fig. N° 6.5). Esta partición por lo general opera en zonas altamente fracturadas que ha soportado mucho esfuerzo cizallante (Woodcock & Schubert en Hancock, 1994).



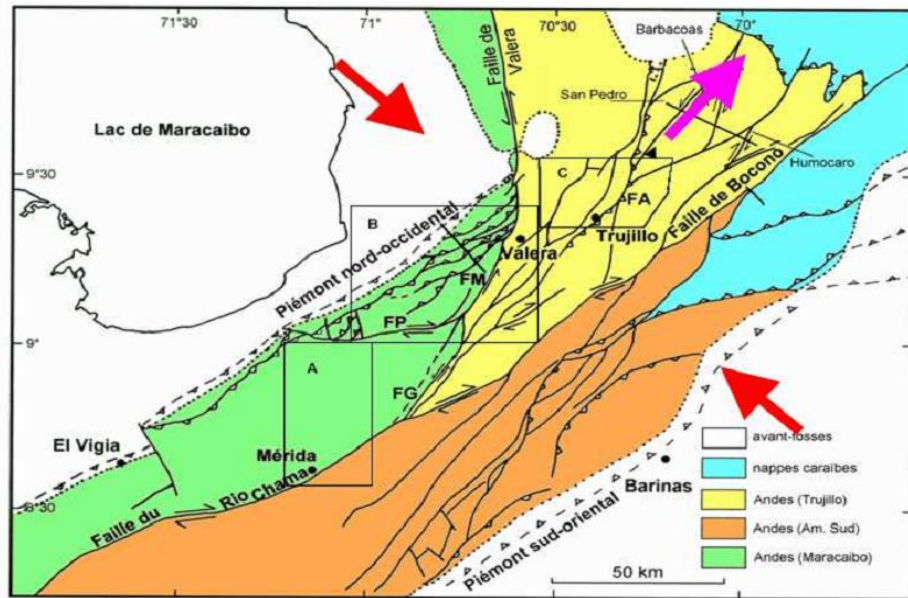
**Figura N° 6.5** Partición en una zona transpresiva. (Tomado de Woodcock & Schubert en Hancock, 1994)

Sin embargo la rotación del tensor en la zona de estudio, la cual es cercana a los  $90^\circ$  es mayor que lo presentado por los modelos anteriores. No obstante al considerar el comportamiento cinemático de las partículas en un modelo para fallas ciegas, confinado en un medio plástico (Fig. N° 6.6) presentado por Roberts & Yielding (en Hancock 1994), se puede ver como la falla tiene un máximo desplazamiento hacia el centro de esta y decrece hacia el tope de la misma, la cual es mostrado por la trayectoria de las partículas que luego son expulsadas hacia los lados en una partición del esfuerzo. Se especula entonces que tal giro del vector en nuestra zona de estudio, pudo generarse en zonas transpresivas donde se presenta un decrecimiento importante del desplazamiento, la cual es traducida en un reacomodo o transferencia de movimiento generando un escape tectónico.



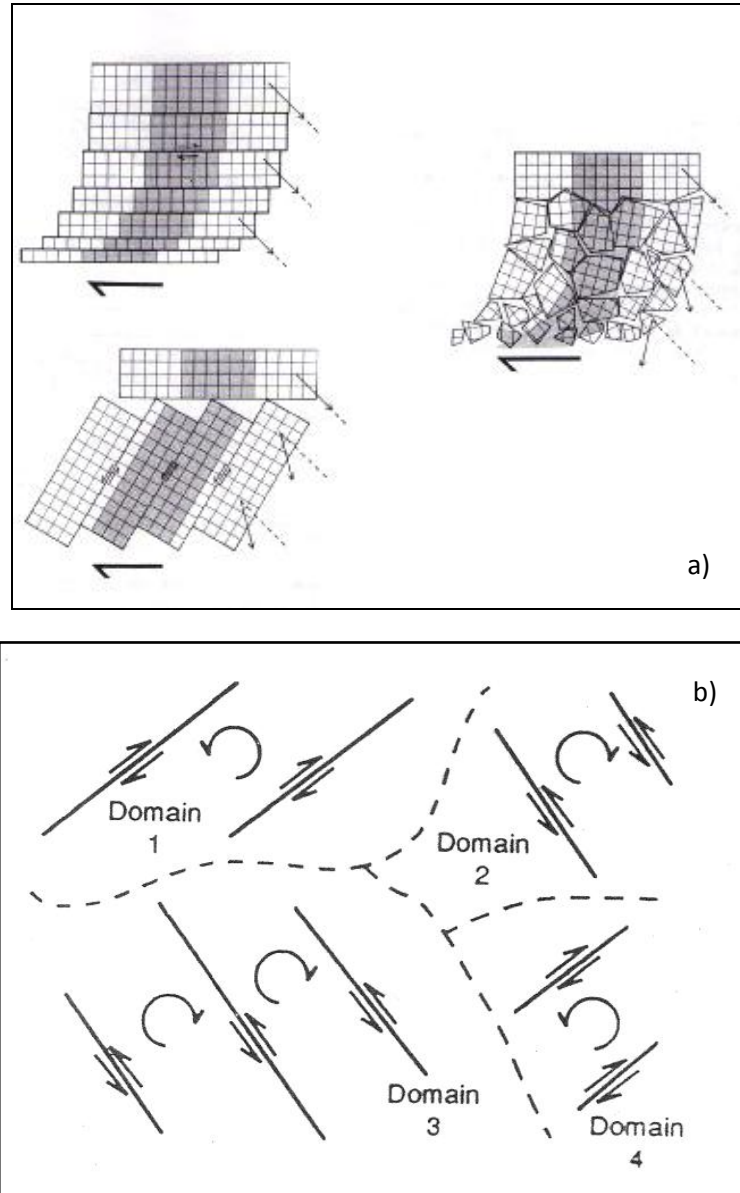
**Figura N° 6.6** Modelo para fallas ciegas, confinadas en un medio plástico. Los puntos indican la trayectoria de las partículas, nótese que el esfuerzo (flechas) es particionado hacia los lados de la falla. (Tomado de Roberts & Yielding en Hancock, 1994).

Sylvester (1988), postula que los escapes tectónicos se generan en las zonas de convergencia irregular o colisión frontal donde se forman piezas discretas de fragmentos crustales, la cuales son expelidos hacia los lados de las fallas transcurrentes en sentido opuesto al deslizamiento hacia las zonas de corrimiento. Un ejemplo de escape tectónico en los Andes venezolanos es presentado por Castrillo & Hervouet (inédito), aquí dichos autores proponen la extrusión de bloques litosféricos rígidos a lo largo de las grandes fallas transcurrentes. Se trata de una extrusión en el seno de la corteza donde el movimiento es debido a las fuerzas aplicadas en los bordes laterales de los bloques expulsados (Fig. N° 6.7)



**Figura N° 6.7** Escape del Bloque de Trujillo bajo relación de esfuerzos regionales ENE-WSW. (Tomado de Castrillo & Hervouet, inedito)

b) Rotación de bloques: en zonas de fallamiento transcurrente la rotación de bloques crustales ha sido demostrada ampliamente por estudios paleomagnéticos (Woodcock & Schubert en Hancock, 1994; Sylvester, 1988) y sobre todo en grandes sistemas dextrales, pero la cinemática de dicha rotación es compleja, definiéndose en algunos casos claros dominios estructurales (Fig. 6.8). Aunque no se tienen evidencias concluyentes que determinen tales rotaciones tectónicas, la inversión de esfuerzos y el análisis estructural realizado en la zona de estudio la cual evidenció una zona altamente fracturada, coloca esta teoría en una situación realística.



**Figura N° 6.8** a) Mecanismos de rotaciones en zona de fallamiento transcurrente. b) Dominios estructurales generados por fallas transcurrentes. (Tomado de Silvester, 1988)

## CONCLUSIONES

La Depresión del Táchira representa la conexión entre los Andes venezolanos y la cordillera Oriental de Colombia, por lo tanto las estructuras presentes en la zona guardan relación con ambos levantamientos, originando como resultado de dicha interacción, estructuras complejas, que representan en una escala menor la tectónica Andina.

En el Táchira la falla de Capacho, San Cristóbal y el Zumbador representan el sistema de falla de Boconó.

La edad del inicio de la actividad tectónica de la falla de Capacho pudiera ser Mio-Pliocénica y las numerosas manifestaciones morfotectónicas en el área de estudio sugieren que esta se trata de una falla activa.

La traza activa de la falla de Capacho presenta una buena expresión geomorfológica al noreste de la zona de estudio, reduciéndose hacia el suroeste el potencial morfogenético de las unidades litológicas involucradas en el fallamiento, mas una deficiencia de control estructural generada por el acomodo del desplazamiento de las fallas transcurrentes en movimientos verticales.

Las estructuras presentes en la zona de estudio genéticamente pertenecen al menos a dos direcciones de máxima compresión, la primera de una dirección NW-SE la cual es el responsable de la formación de pliegues de dirección NE-SW como la porción norte de la sierra de Cazadero y fallas como Capacho, San Cristóbal, y un segundo tensor de dirección NE-SW, cuya compresión podría haber generado los pliegues de dirección NW-SE y la mayoría de las fallas inversas con un desplazamiento relativo hacia el oeste como la falla de Borotá y fallas transcurrentes sinestrales como Bramón.

El análisis de paleo-esfuerzos a través de los métodos conocidos de inversión de esfuerzos, en integración con el tren de deformación regional deducidos a partir de observaciones locales, constituye una herramienta muy útil para la interpretación de la cinemática y la reconstrucción tectónica de una región.

Los modelos teóricos y experimentales acerca de las zonas de fallas transcurrentes fallan al tratar de explicar todas las estructuras naturales presentes en tales zonas, debido principalmente a que en zonas altamente falladas que tienen una larga historia de deformación, puede estar imponiéndose estructuras de tectónicas diferentes.

Se concluye que en el cálculo del tensor por medio de métodos de inversión lo siguiente:

- El bajo número de datos de campo utilizados para el cálculo del tensor, podría no definir un tensor regional.
- La toma de datos cerca de estructuras de escala importante asociadas a la falla principal podría definir un tensor local.
- La toma de datos pertenecientes a una misma familia de estructuras no definen certeramente un tensor regional.
- Es recomendable el uso de varios métodos de inversión para la comparación en la definición de un tensor regional.

## RECOMENDACIONES

- Integrar la información de superficie existente con modelos sísmicos para una mejor interpretación de las estructuras del subsuelo.
- Realizar un estudio morfoestructural y microtectónico de la falla de Bramón, posteriormente integrarla con la información existente para así determinar un mejor modelo de deformación de la región ya que la misma es estructuralmente muy compleja.
- Añadir al pensum de estudio una segunda parte a la materia Geología Estructural donde se profundice el tema microtectónica tanto teóricamente como en prácticas de campo.
- Debido a la escases de temas de tesis en el sector público y privado los estudiante nos vemos en la obligación de realizar trabajos de grado autofinanciados, por lo tanto sugerimos a la Universidad Central de Venezuela prestar su colaboración económica a los estudiantes ya que amerita en muchos de los casos viajar al interior, comprar material cartográfico entre otros.

## BIBLIOGRAFÍA

- Albrizzio, C. (1969). Estratigrafía de la Formación Mirador en San Antonio y Ureña, estado Táchira, Venezuela. IV Cong. Geol. Venez. 2: 569-584.
- Albrizzio, C. (1972). Estratigrafía de la Formación Mirador en las áreas de San Antonio y Ureña, Estado Táchira, Venezuela. Mem. 4to Cong. Geol. Venezolano, Caracas, T. II: 569-583.
- Angelier, J. & Goguel, J. (1979). Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. C. hebdomadaire des Séances Acad. Sci., Paris 288, 307-310.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction in: Continental deformation. (Hancock, P.) Reino Unido: University of Bristol. p. 53-100.
- Angelier, J. & Goguel, J. (1979). Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. C.R. Acad. Sci. Paris, 288 : 307-310 ; Paris.
- Alezones, R. & Padrón, S., (1992). Modelo Tectónico del flanco norandino entre las poblaciones de Boconó y Mucujepe. Estado Táchira y Mérida. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Alvarez, M. (2006). Estudio Neotectónico de las cuencas de El Tocuyo, Quibor y Yay, estado Lara. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Anderson, E. (1951). The dynamic of faulting. Oliver & Boyd, Edimburgo, 206 p.
- Amigó i Mitjana, J. (1986). Estructura del massís del Gaid. Relacions estructurals amb les Losses del Penedès i del Camp de Tarragona. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 253 págs.
- Audemard, F. A. (1984). Evaluación Geológica de la Cuenca del Tuy para fines de investigaciones Neotectónicas. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.

- Audemard, F. A. (1991). Tectonic of Western Venezuela. Ph. D. Thesis, Rice University, Houston, 245 p.
- Audemard, F. A., (1993). Neotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón). Université Montpellier II, géosciences.
- Audemard, F. A. & Giraldo, C. (1997). Desplazamiento dextrales a lo largo de la frontera meridional de la Placa del Caribe, Venezuela Septentrional. Mem. XIII Cong. Geol. Venez., Porlamar, 1:101-108.
- Audemard, F.E., & Audemard, F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with South America-Caribbean interaction. *Tectonophysics* 345 (1/4) 299– 327.
- Audemard, F., (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida, Venezuela. *Quaternary International*. p. 43-65
- Audemard, F. Romero, G. Rendon, H. Cano, V., (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews* 69 (2005) 181–233.
- Beltrán, C. (1994). Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:2.000.000. VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos, Caracas, p. 541– 547.
- Bellizia, A., & Pimentel, N. (1994). Terreno Mérida: Un cinturón aloctono herciniano en la cordillera de los andes de Venezuela. Mem. V. Simposio Bolivariano, p. 271-290.
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., & Vargas, R. (1985). Le poinçon de Pamplona (Colombie): un jalon de la frontiere meridionale de la plaque caraibe. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 (1(3)), 403– 413.
- Boyer S. y Elliott D. (1982). Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 6(9):1196-1230.
- Boesi, T., Galea, F., Rojas, G., Lorente, M. A., Duran, I., Velasquez, M. (1988). Estudio estratigráfico del Flanco Norandino. Tomo II, pp 1.
- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J., Mann, P., Pindell, J., (1984) Caribbean tectonics and relative plate motions. *Geological society of America Memoria* 162.

- Bravo, A., & Vilas, B. (2002). Estudio microtectónico de la vertiente norte del Macizo Ávila entre punta Care y la Guaira, Estado Vargas. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Campos, V., & Boesi, T. (1993) Cretaceous and Paleogene Sedimentation in the southwestern Venezuelan Andes. Sociedad Venezolana de Geólogos, Field trip N° 4, 14th-17th.
- Case J. E., Shagam R., & Giegengack, R. (1990). Geology of the northern Andes, and overview, en Dengo G. y Case J. E, the caribbean region, The Geological Society of América, the Geology of north America, vol, H: 177-200.
- Case, J. C, & Campos, T. L. (1980). Geologic tectonic map of the Caribbean region. USGS.
- Castilla, R., & Loureiro, D. (2001). Interpretación Estructural y Balanceo de un Transecto Regional, Ubicado en el Flanco Suroriental de la Cordillera de la Costa, Estado Táchira. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Castrillo, J.T., & Hervouët, Y. (1996). Tectonic Model of Thrust and Imbricated Thrusting Wedge on the North-Western Flank of the Mérida Andes between Torondoy and Valera (Venezuela). *Troisième symposium international sur la Géodynamique andine*. Saint Malo, France. p. 307-310.
- Castrillo, J. T. (1997). Structuration neogene du flanc nor-ouest des Andes venezueliennes entre Torondoy et Valera. Doc. Univ. Pau et des Pays de l'Adour, 07-07-1997. 247p.89
- Ciulavu, D., Dinu, C., Szakács, A., & Dordea D. (2000). Neogene Kinematics of the transylvanian basin (Romania): AAPG Bulletin Volumen 84, N° 10, p.1589-1615.
- Colleta, B., Roure, F., De Toni, B., Lourero, D. Passalacqua, H., & Gou, Y. (1997). Tectonic Inheritance sur la Géodynamique Andine. Saint-Malo, France,p.323-326.

- Colmenares, O. & L. J. Terán, 1988. Bioestratigrafía de secuencias Eoceno-Oligoceno en el estado Táchira. *Revista Técnica Intevep*.
- Coney, P. J. & Evenchick C. A. (1994). Consolidation of the american cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3/4): 241-262.
- Cotton, C. (1950). Tectonic scarps and fault valléis. *Bolletín of the geological society of America* Vol. 61, p. 717-758.
- Cooney, P., & Lorente, M. (1997). Implicaciones tectónicas de un evento estructural en el Cretácico superior (Santoniense — Campaniense) de Venezuela Occidental. *Mem. VIII Congr. Geol. Venez, Porlamar*, 1: 195-204.
- Creole Petroleum Corporation. (Abril 1961). Mapa G-2-D. Geología de superficie a escala 1:50.000.
- Creole Petroleum Corporation. (Noviembre 1957). Mapa H-2-B. Geología de superficie a escala 1:50.000.
- Dengo, G. (1972). Problemas de las regiones entre América Central y la región del Caribe. *Mem. IV Congr. Geol. Venez., Caracas*, 5(4): 2419-2437.
- De Toni, B., & Kellogg, J. (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics* Vol. 12 N° 6, p. 1393-1409.
- Delvaux, D. (1993). Quaternary stress evolution in East Africa from data of the western branch of the East rift. In: Thorweihe, U. & Schandelmeier, H. (eds). *Geoscientific Research in Northern Africa.*, 315-318. Blakema, Rotterdam.
- Delvaux, D., & Sperner, B. (2003). Stress tensor inversión from fault Kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. (D. Nieuwland, Ed.) *Geological Society* (212), 75-100.
- Dollfus, O. (1974). La cordillera de los Andes presentación de los problemas geomorfológicos. *Bull. Inst, Fr. Et. And.* 1974, III, N° 4, pp. 1-36.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1994). Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16 N° 11, p 1543-1554.

- Diederix, H. Audemard, F. Osorio, J. Montes, N. Velandia, F. Romero, J., (2006). Modelado Morfotectonico de la falla transcurrente de Ibague, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4), 492-503.
- Diederix, H. (2007). Análisis morfotectonico del terreno para estudios de la tectónica reciente. *Curso Funvisis*
- Donnelly, T. (1972). Geología del Caribe y su relación con la historia tectónica de Venezuela. *Mem. IV Congr. Geol. Venez., Caracas.* 5(4): 2438-2440.
- Dooley, T., & McClay, K. (1997). Analog Modeling of Pull-Apart Basins. *AAPG Bulletin Volumen 81, N° 11, p. 1804-1826*
- Duncan, R., & Hardgraves R. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geol. Soc. of Arner.,* 162: 81-94.
- Dupin, J., Vasseur, G., & Daignieres, M. (1993). Homogeneous stres hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of structural Geology* (15), 1033-1043.
- Drury, M., & Humphreys F. (1988). Microstructural shear criteria associated with grain-boundary sliding during ductile deformation. *Jour. of Struct. Geol.,* 10(1): 83-89.
- Erlich, R. N., & S. F. Barrett. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela - Trinidad área. 9(1): 16 1-184.
- Espinola, E., & Ollarves, R. (2002). Estudio tectono- estratigráfico del borde septentrional de la cuenca de Barlovento estado Miranda: Implicaciones neotectónicas. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., & Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the detennination of stress tensor form fault striation analysis. *Journal of Structural Geology.* Vol.3 N°1, p. 51-65.
- Etchecopar, A (1984). Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche matématique). *These d'Etat, USTL Montpellier,* 269 págs.
- Etchecopar, A., & Malavielli, J. (1987). Computer model of pressure shadows: a method for strain measurements and shear-sense determination. *Jour. of Struct. Geol., Vol. 9 N° (5/6), p. 667-677.*

- Etchecopar & Mattauer (1988). Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. Bulletin Societe Géologique France, 8 4(2)): p. 289-302.
- Feo-Codecido, G. (1972). Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela. VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela, p. 191-202.
- Ferrer, C., (1977). Estudio geomorfológico detallado de la Cuenca media inferior del río torbés, estado Táchira. Universidad de los andes facultad de ciencias forestales, trabajo de ascenso.
- Figueroa, L. & Pérez, M. (2009). Análisis Geológico-Estructural de Falcón occidental Sistema de fallas de Oca-Ancón. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Fleuty, M. J. (1964). Tectonic Slides. Geol. Mag. 101: p. 452-456.
- Gamond, J. F. (1987). Bridge Structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. Jour. of Struct. Geol., 9(5/6): p. 609-620.
- Garcia, R., (1977). Guía de la excursión N° 6: Cordillera de los Andes y Surco de Barquisimeto. Mem. V Congr. Geol. Venez., Caracas, vol. 5, p. 192-232.
- Ghosh, S., García, J. R., Rondón, F., Fierro. I., Sampol, M.S., Benedetto, G.A., Medina, C., Odreman, O., Sánchez, T., Useche, A. (1980). Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretáceo de los Andes venezolanos. Boletín de Geología del Ministerio de Energía y Minas, XIV (26):3-77.
- Garner, A. H., (1926). Suggested nomenclature and correlation of geological formations in Venezuela. Trans. Amer. Inst. Metall. Eng., p 677-684.
- Gaurtier, B. & Angelier, J. (1985). Fault tectonics and deformation: a method of quantification using field data. Earth and Planetary Sci Lett. 74:137-148.
- Ghosh N., S. Hall., & J. Casey. (1984) Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. Geol. Soc. of Amer., 162: 65-80.
- Giegengack. R., (1984). Late Cenozoic tectonic environments of the central Venezuelan Andes. Geological Society of America Memoir 162, 343– 364.
- González Guzmán, A. E., (1967). A palynological study on the upper Los Cuervos and Mirador Formations (Lower and Middle eocene, Tibú area, Colombia. Leiden. E. J. Brill: 129 p.

- González de Juana, C., Iturralde, C., & Picard, X., (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Edic. Foninvés, Caracas. 2 Vol., 1031 p.
- Hackley, P., Urbani, F., Karlsen., & Garrity. (2005). Geologic Shaded Map of Venezuela: Sheet 1 of 2.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: Principles and practice. Journal of Structural Geology. Vol. 7 N° (3-4): p. 437-457.
- Hancock, P. L. (1994). Continental Deformation, 1ra. ed. Great Britain: Pergamon Press Ltd. p. 421.
- Hobbs, B., Means, W., & Williams, P. (1981). Geología estructural. Ediciones Omega S.A., Barcelona, 518 p.
- Huber, O. (1984). Mapa de vegetación de Venezuela. Oscar Todtmann editores. Caracas. s/p.
- Jarrad, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. Geology, 14: 780-783.
- Kellogg, J., & Bonini, W., (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding south-American plate. Tectonics Vol.1 N°3, p. 251–276.
- Kehrer, L. (1938). Algunas observaciones sobre la estratigrafía en el estado Táchira. Bol. Geol. Y Minas, Caracas, 2 (2-4): 44-56.
- Kohn, B. & Shagam, R., (1984). Tectonic implications of Meozoic-Pleistocene fission-track ages from rocks of the Circum-Maracaibo region of western Venezuela and eastern Colombia.
- Kündig, E. (1938). The pre-Cretaceous rock of the central Venezuelan Andes with some remarks about the tectonics. Bol. Geol. Y Min., Caracas, 2 (2-4) 21-43.
- Liddle, R. A. (1928). The geology of Venezuela and Trinidad. J.P. macGowan, Fort Worth, Texas, 552pp.
- Macellari, C. E. (1982). El Mio-Plioceno de la depresión del Táchira (Andes Venezolanos): Distribución Paleogeografica e Implicaciones Tectonicas. Geos, 27: 3-14, Caracas.

- Macellari, C. E. (1985). Sedimentología y conglomerados orogenicos Mio-Pliocenos de la depresión del Táchira Andes Venezolanos. VI congreso Geológico Venezolano. P. 851-880.
- McClay, K & Bonara, M. (2001). Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems. AAPG Boletín, V. 85, N 2, pp 233-260.
- Maerten, L. (2000). Variation in slip on intersecting normal faults: Implications for paleostress inversion. Journal of Geophysical Research (105 (B11)), 25553-25565.
- Marshak, S., & Woodward, N. (1988). Introduction to cross-section balancing, en Mitra S. & Mitra G., Basic methods of structural geology, Prentice Hall, New Jersey, p. 303-332.
- Mattauer, M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre, Barcelona Omega, España. p. 524
- Mann, P. & Burke, K. (1984). Neotectonics of the Caribbean. Reviews of Geophysics and space physics, Vol. 22 N°4, p. 309-362.
- Mann, P., Schubert, C. & Burke, K. (1990). Review of Caribbean Neotectonics. In: Dengo, G., and Case, J.E. (Eds). The Caribbean Región: Boulder, Colorado, Geological Society of América, The Geology of North América, Vol. H.
- Meier, B., Schwander, M. & Laubscher, H.P (1987). The Tectonics of Táchira: A sample of North Andean Tectonics; in: The Anatomy of Mountain Ranges, Schaer & Rodgers Ed., 229-237.
- Menendez & La Cruz. (1992). Modelo estructural del flanco norandino entre las poblaciones La Fría Boconó-Sabana Grande-El Cobre Estado Táchira. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Mercier, J., & Vergeley. (2001) Tectónica, 1ra reimpresión en español, Ediciones Limusa, México. 259 p.
- Minster, J., Jordan, T., (1978). Present-day plate motions. Journal of Geophysical Research 83, 5331-5354.
- Montenegro, R., & Ojeda, J. (2008). Estudio neotectónico de la cuenca de Monay. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.

- Molnar, P., Sykes, L., (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and Seismicity. Geological Society of America Bulletin 80, 1639-1684.
- Muños, A., De Vicente, G. (2006). Análisis del estado de esfuerzos en la corteza. Apuntes asignatura de Doctorado. Madrid: Universidad Complutense de Madrid.
- Nieto-Samaniego, A., & Alaniz-Alvarez, S. (1996). Origen and tectonic interpretation of multiple fault pattern. Tectonophysics (270), 197-2006.
- Notestein, F. B., C. W. Hubman and J. W. Bowler, (1944). Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America, Geol. Soc. Am., Bull, 55: 1165-1216.
- Parnaud F., Capello M.A., Gou Y., Pascual J.C., Passalacqua H. (1995). Stratigraphic synthesis of western Venezuela: en Tankard A. J., Suárez S. y Welsink H. J., Petroleum basins of South America. AAPG, Memoir 62, p. 681 – 698.
- Pérez, O., Aggarwal, Y., (1981). Present-day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. Journal of Geophysical Research 86, 10791-10805.
- Phillips, F. (1977). “La aplicación de la Proyección Estereográfica a la Geología Estructural”. Rosario: H. Blume. P. 132
- Pindell, J., & Barrett, S. (1990). Geological evolution of the caribbean region; a plate-tectonic perspective., en Dengo G. y Case J. E., The caribbean region, The Geological Society of America, The geology of north America, volumen H: 405 - 431.
- Pindell, J.L., & Dewey, J.F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean. *Tectonics*. v. 1, p. 179-212.
- Pindell, J. L., Higgs, R., & Odreman, O. (1995). Mesozoic-Cenozoic Tectonics and Sedimentation in the Venezuelan Andes Region, and Implications for Petroleum Exploration. Guidebook, Field Trip nº 6, *IX Congreso Latino-Americano de Geología*. A.I.S.G.M.-M.E.M., Caracas, 79 p.

- Pindell, J.L., & Erickson, J. (1995). *Aspects of the Stratigraphy and Petroleum Geology of the Serrania del Interior, Eastern Venezuelan Basin*. A field trip and short course. Ined. 143 p.
- Pindell, J., Cande, S., Walter, C., Pitman III., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., & Haxby, W., (1988). A plate-kinematic framework for models of caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155 p. 121-138.
- Polanco, R., (2.004). Estudio estructural del borde Norte de la subcuenca de Guárico en la región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico Venezuela. Universidad central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Ransay, J., & Huber, M. (1993) *The Techniques of Modern structural geology*, volume 1: Strain Analysis. Academic Press, N.Y, 308 p.
- Ramírez, C., & Campos, D., (1972). Geología de la región de la Grita-San Cristóbal, Estado Táchira. Mem. IV Congr. Geol. Venez., Caracas, vol. 2: 861-893.
- Renz, H., (1957). Stratigraphy and geological history of Eastern Venezuela. *Geologische Rundschau*, 45 (3): 728-759.
- Renz, O., (1959). Estratigrafía del Cretácico en Venezuela occidental *Bol. Geol.*, 5(10): 3\_48. Resumen (1960) en : *Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petról., Bol. Inform.*, 3 (7): 209.
- Renz, O., (1960). Guía de la excursión C-7, Andes Suroccidentales, sección de Santo Domingo (Estado Táchira), in *Memoria, Congreso Geológico Venezolano, III, Caracas, 1960:Venezuela Dirección de Geología, Publicación Especial N° 3,v. 1, p. 87-91.*
- Renz O. (1977),. The lithologic units of the Cretaceous in western Venezuela. V Congreso Geológico Venezolano. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, p.
- Riedel, W. (1929). “Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag Zum Probleme der Fiederspalten”. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie*, Part B:354-368.
- Roberts, G., & Ganas, A. (2000). Fault-slip directions in central and southern Grece measured from striated and corrugated fault planes: Comparison with

focal mechanism and geodetic data. *Journal of Geophysical Research* (105 (B10)), 23443-32462.

- Sainz, C. Peña, G. & Gómez, S. (1990) Los Métodos de Análisis de Paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: Sistemática y Técnicas de Aplicación. *Estudios geol.*, 46: 385-398.
- Shagam, R., (1972). Evolución Tectónica de los Andes Venezolanos. IV Congr. Geol. Venez., Caracas, vol. 2: p. 1201-1261.
- Sievers, W. (1888). Die Kordillere von Mérida nebst Bemerkungen über das Karibische Gebirge. *Geog. Abh. (Penck)*, 3, 1: 238.
- Singer, A., & Beltran, C., (1996). Active faulting in the Southern Venezuelan Andes and Colombian borderland. 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, Saint-Malo, France. Orstom éditions, Paris, pp. 243– 246.
- Staff of Caribbean Petroleum Co., (1948). Oil Fields of Royal Dutch\_Shell Group in western Venezuela, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull*, 32: 517-628.
- Stéphan, J. F. (1977). el Contacto Cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y El Tocuyo, Edo. Lara: Observaciones sobre el Estilo y la Edad de las Deformaciones Cenozoicas en el Occidente Venezolano. *Memoria, V Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Tomo 2. p. 789-816.
- Stephan, J.F. (1980). Un profil de la chaîne caraibe au niveau de la transversale de Barquisimeto (Venezuela)= A profile of the Caribbean Mountains at the Barquisimeto transverse structure, Venezuela. *Memories du B.R.G.M.*, (115)
- Stewar, S. & Hancock, P. (1990). What is a Fault Scarp. *Episodes*, V, 13 N° 4. p. 256-263.
- Schubert, C., (1968). Geología de la región de Barinitas– Santo Domingo. Andes Venezolanos Surorientales. *Boletín de Geología (Caracas)* 10, 161– 181.
- Schubert, C., (1969). Geologic Structure of a part of the Barinas mountain front, Venezuela Andes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 80 N° 3, P. 443-457.
- Schubert, C., Sifontes, R. S., Padrón, V. E; Velez, J. R; Loiza, P. A (1979). Formación La Quinta (jurásico) Andes merideños *Geología de la sección tipo. Acta Científica Venezolana*, 30(1): 42-55.

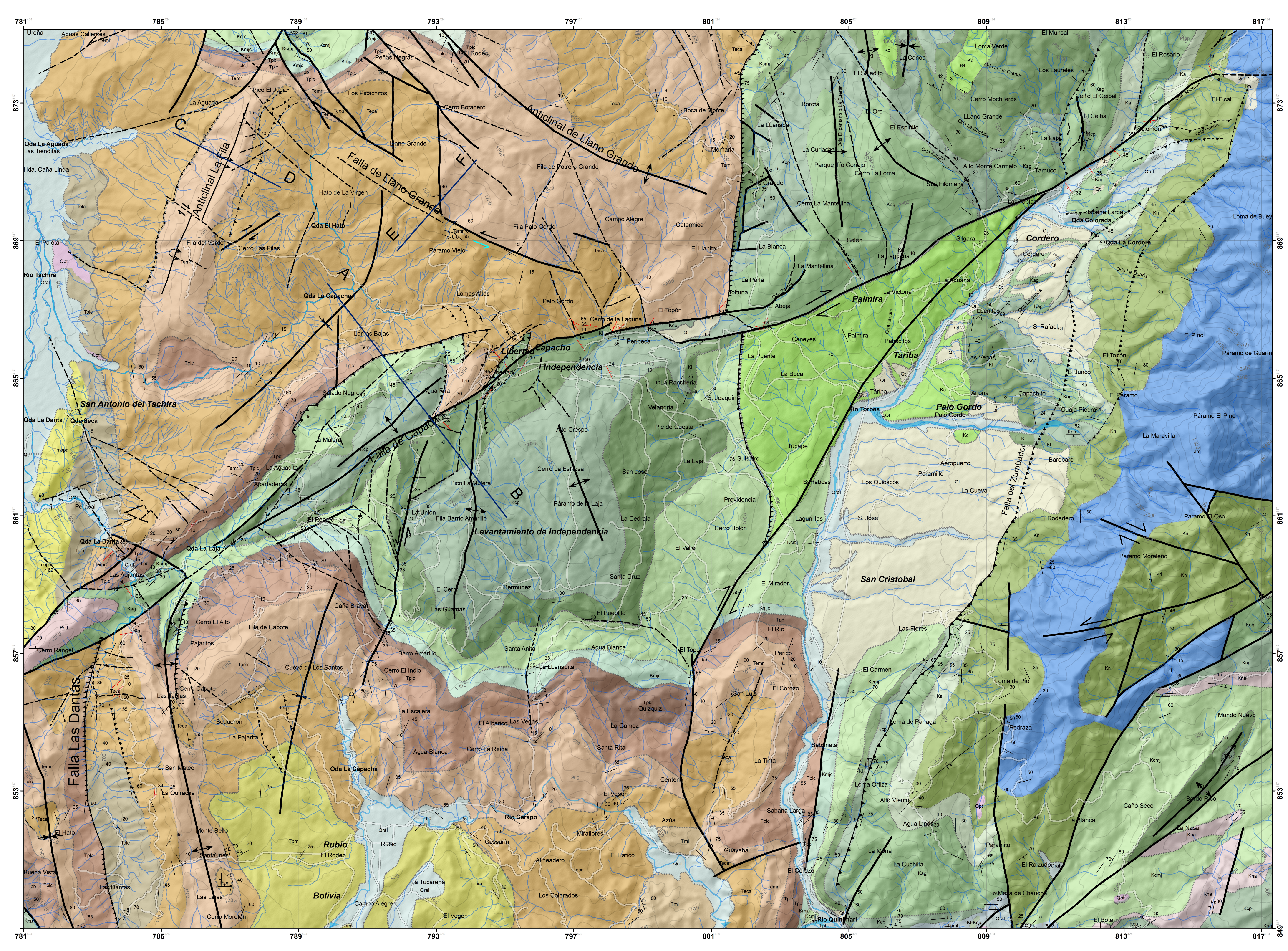
- Schubert, C., (1980). Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminary sobre la falla de Boconó, Andes merideños. *Acta Científica Venezolana* 31, 98-111.
- Schubert, C., Singer, A., Soulas, J. P. (1983). La falla de Boconó entre Santo Domingo y San Cristóbal. Guía de excursión para el Simposio de Neotectónica, Sismicidad y Riesgo Geológico en Venezuela y El Caribe, FUNVISIS, Caracas, 62 p.
- Schubert, C., (1984). Basin formation along the Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal of Geophysical Research* Vol. 89, N° B7, p. 5711-5718.
- Schubert, C., (1985). Comments on “Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplifts in the overriding South\_American Plate” by J.N. Kellogg, and W.E. Bonini. *Tectonics* 4(7), 781-783.
- Schubert, C. (1986). Stratigraphy of the Jurassic La Quinta Formation, Mérida Andes, Venezuela: Type section. *Zeit. Deut. Geol. Ges.*, v. 137-411.
- Sievers, W. (1988). Die Kordillere von Mérida nebst Bemerkungen uber das Karibische Gebirg.
- Soulas, J-P., (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. *Proceedings VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, (1985)*, vol 10, pp. 6639-6656.
- Suppe, J. (1985). *Principles of structural geology*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall. 537 p.
- Sutton, F. A, (1946). Geology of Maracaibo basin, Venezuela, *Am. Assoc. geol., Bull.*, 30: 1621-1741.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Bull. Geol. Soc. Am.* 100, 1666-1703.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* vol. 19 N°5 p. 787-813.

- Tikoff, B., Teyssier, C. (1994). Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of structural geology*, Vol. 16, N°11, p. 1575-1588.
- Tearpock, D. J. (1991). *Applied subsurface geological mapping*. Prentice Hall, New Jersey, 648 p.
- Trump, G.W., & Salvador, A. (1964). *Guidebook to the geology of western Táchira*. Asoc. Venez. Geol Min y Petrol, Caracas, 25 pp.
- Turner, F. J., & Weiss, L.E. (1963). *Structural análisis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, New York.
- Twiss, R., & Unrug, J. R. (1998). Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research* (103), 12205-12222.
- Useche, A., & Fierro, I., (1972). *Geología de la región de Pregonero, Estado Táchira*. Mem, 4to Cong. Geol. Venezolano, Caracas, T. II: 963-995.
- Van A, (1958). Origin and clasification of Cretaceous, Paleocene sandstones of western Venezuela. *AAPG, Boletín* 42 (4): 734-764.
- Wagner, R., (2004). *Estudio estructural regional y análisis de deformaciones recientes en el frente de montaña en la serranía del interior oriental y en la parte norte de la subcuenca de Maturin*. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Geología, Caracas.
- Wilcox, R., Harding, T., & Seely, D. (1973). Basic wrench tectonics. *The Amer. Asoc. Petrol. Geol. Bull.* 57 N°1 p. 74-96.
- Woodcock, N., & Schubert, C., (1994) *Continental Strike-Slip Tectonics., Continental Deformation*, Hancock,P., p. 251-263.
- Zallohar, J. Vrabec, M., (2007). Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method. *Journal of Structural Geology* 29. p. 1798-1810.

## **ANEXOS**

Anexo 1 Mapa Geológico-Estructural de San Cristóbal a escala  
1:50.000.

Anexo 2 Mapa Morfotectónico de San Cristóbal a escala 1:100.000



**LEYENDA**

- |   |   |
|---|---|
| <p><b>ESTRATIGRAFÍA</b></p> <p><u>Cuaternario</u><br/>         Qral Aluvión<br/>         Qt Sedimentos Cuaternarios<br/>         Qpt Sedimentos Pleistocenos</p> <p><u>Terciario</u><br/>         Tpm Fm. Paimar<br/>         Tole Fm. León<br/>         Teca Fm. Carbonera<br/>         Temr Fm. Mirador<br/>         Tplc Fm. Los Cuervos<br/>         Tpb Fm. Barco</p> <p><u>Cretácico</u><br/>         Kmjc Fm. Mbro. Catatumbo<br/>         Kmj Fm. Mito Juan<br/>         Kmjl Fm. Colon- Mito Juan<br/>         Kc Fm. Colón<br/>         Kna Fm. Navay<br/>         Kl-Kna Fm. La Luna-Fm. Navay<br/>         Kl Fm. La Luna<br/>         Kcp Fm. Capacho<br/>         Kag Fm. Aguardiente<br/>         Ka Fm. Apón<br/>         Kn Fm. Rio Negro<br/>         Jrq Fm. La Quinta</p> | <p><b>ESTRUCTURAS</b></p> <p>Anticinal volcado<br/>         Pliegue sincinal<br/>         Pliegue anticinal<br/>         Falla interpretada<br/>         Falla Inv interpretada<br/>         Fallas Inversas<br/>         Fallas Transcurentes<br/>         Contacto geologico<br/>         Contacto geologico discordante<br/>         Datos Creole<br/>         Datos de campo</p> <p><b>SIMBOLOS TOPOGRAFICOS</b></p> <p>Rios<br/>         Quebradas</p> |
|---|---|

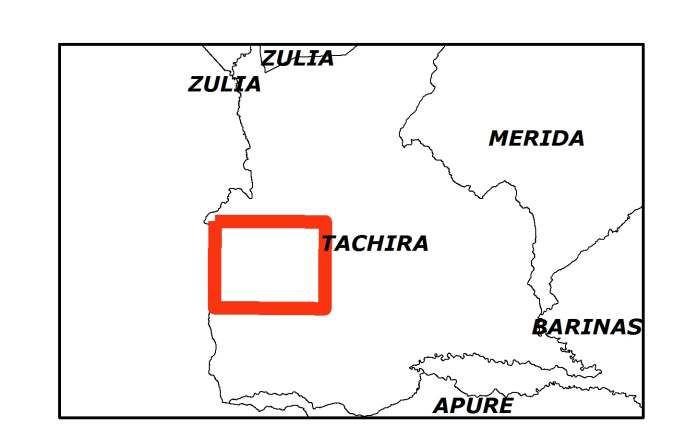
5739 IV NO	5739 IV NE	5739 I NO	Creole G2-D 1961, Meier y Schwander 1987 Ramirez, Campos y Vargas 1989, Singer y Beltran 1996
5739 IV SO	5739 IV SE	5739 I SO	
5739 III NO	5739 III NE	5739 II NO	Creole H2-B 1957, Meier y Schwander 1987 Useche 1975.
5739 III SO	5739 III SE	5739 II SO	

Diagrama de hojas topograficas a escala 1:25.000

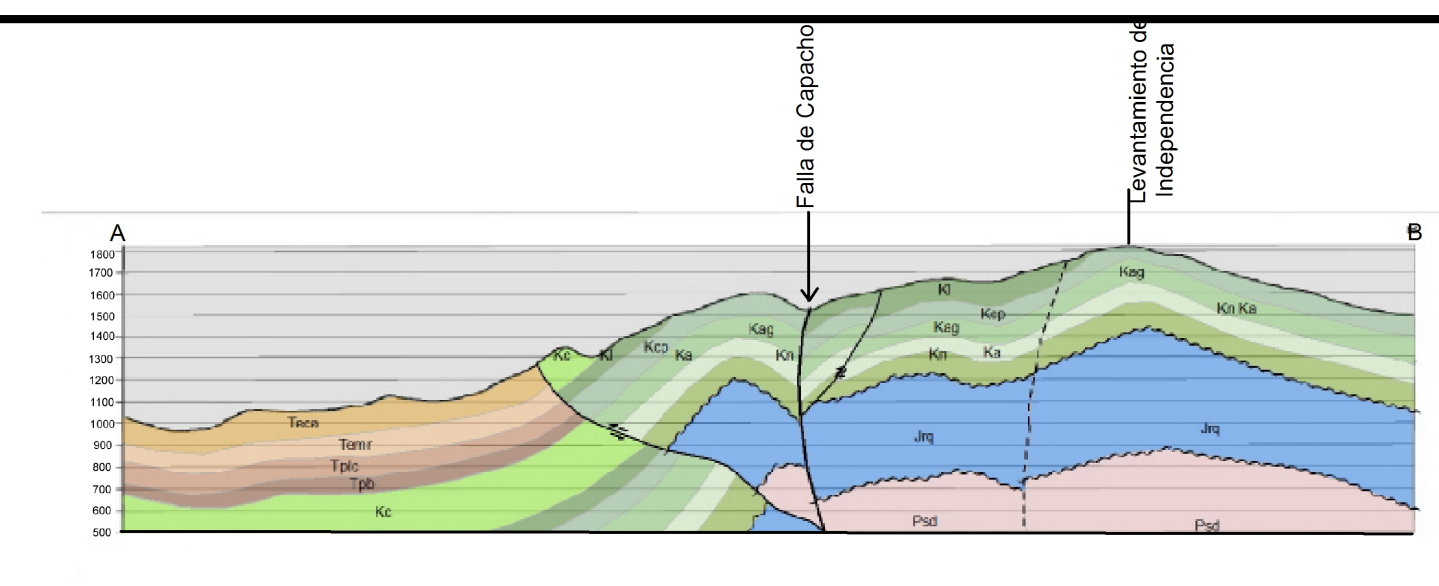
Diagrama de fuentes de informacion



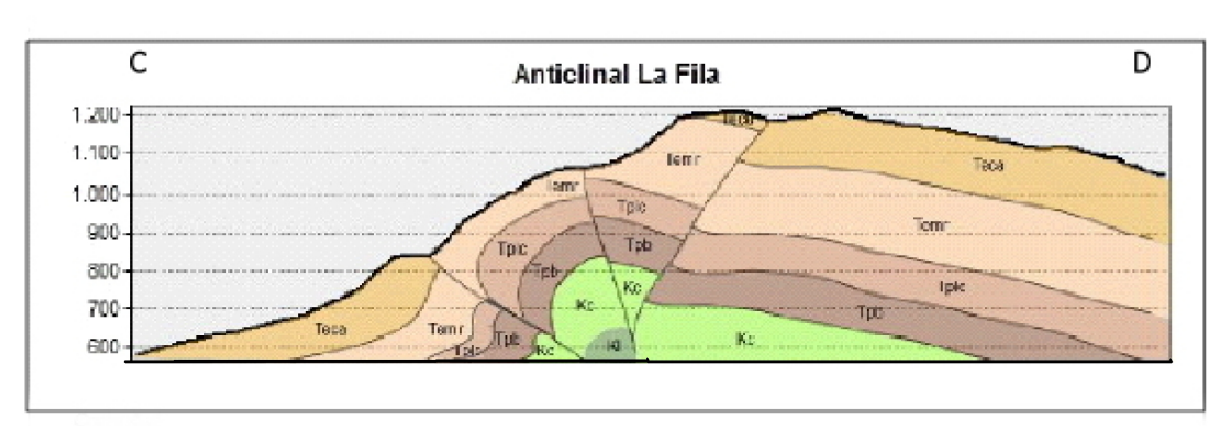
Situación Nacional



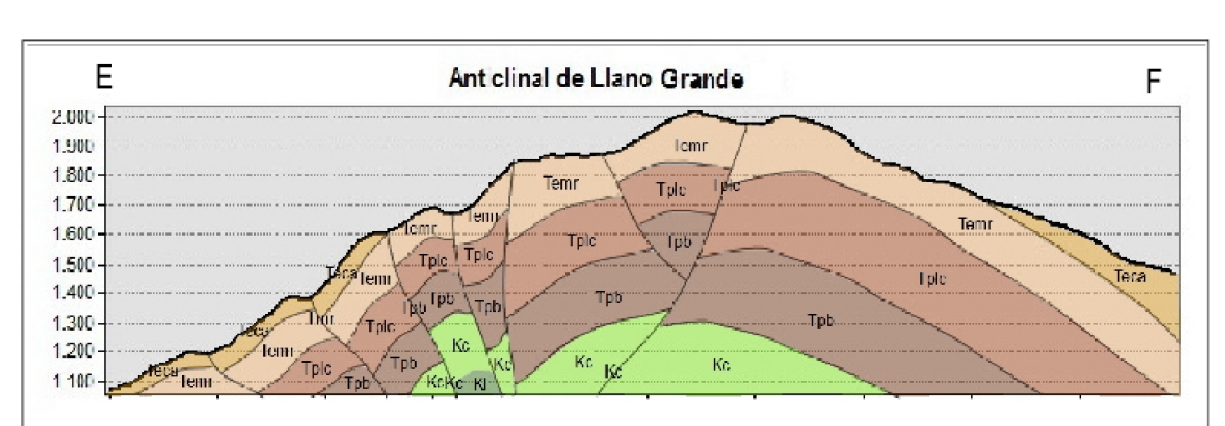
Situación Regional



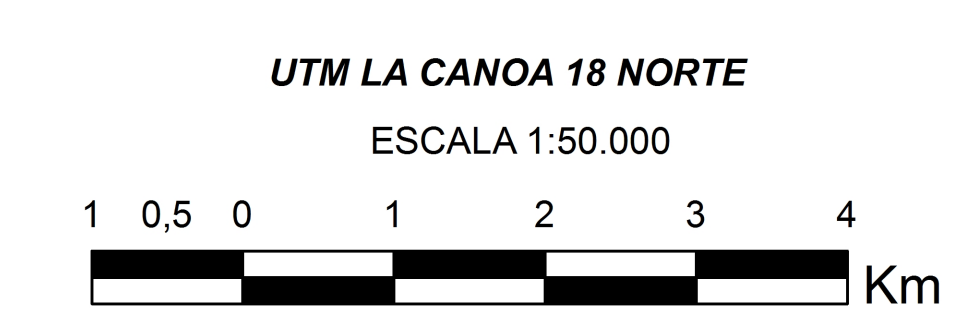
Corte Geologico A-B  
Escala horizontal 1: 50.000, escala vertical exagerada

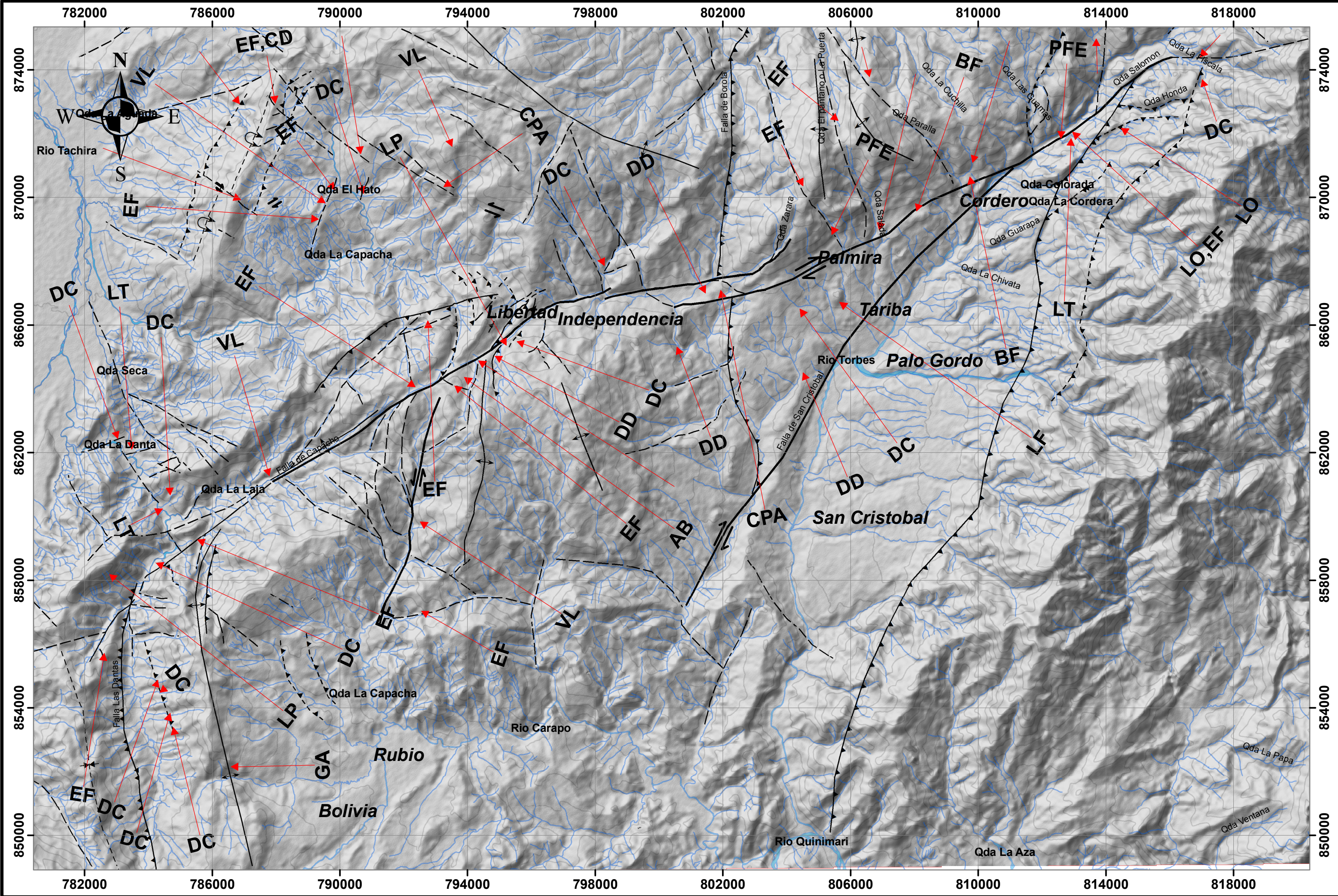


Corte Geologico C-D  
Escala horizontal 1:25.000, escala vertical exagerada



Corte Geologico E-F  
Escala horizontal 1:25.000, escala vertical exagerada






  
**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA**  
**FACULTAD DE INGENIERÍA**  
**ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**MAPA MORFOTECTÓNICO DE SAN CRISTOBAL**  
**HOJA CARTOGRÁFICA 5739**  
**ESCALA 1:100.000**

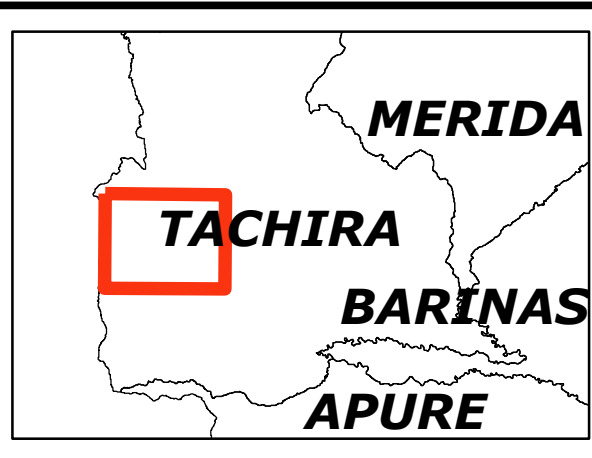
Elaborado por :  
 Chacon M. Juan C. & Pernia C. Imelda Y.  
 2010

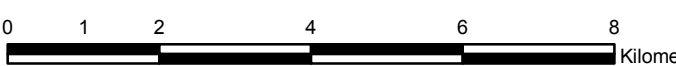
**LEYENDA**

- LT = Laguna tectonica
- CPA = Cuenca de traccion
- DC = Drenaje capturado
- DD = Drenaje desplazado
- CPA = Cuenca de traccion
- LF = Lomo de Falla
- VL = Drenaje alineado
- EF = Ensilladura de falla
- LO = Lomo de obturacion
- AB = Abombamiento
- GA = Garganta de aire

**SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS**

-  Rios
-  Quebradas



**UTM LA CANOA 18 NORTE**  
**ESCALA 1:50.000**  


5739 IV SO	5739 IV SE	5739 I SO
5739 III NO	5739 III NE	5739 II NO
5739 III SO	5739 III SE	5739 II SO
5738 IV NO	5738 IV NE	5738 I NO