

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO
ESTRUCTURAL A PARTIR DATOS SÍSMICOS 2D, DATOS
DE POZO Y GEOLOGÍA DE SUPERFICIE, EN EL ÁREA
SARARE-LA CUCHILLA, FLANCO SUR ANDINO,
ESTADO APURE**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por: Br. Bustos P. Aldo R.
T.S.U. Caraballo M. Yordis F.
Para optar al título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2011

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL A PARTIR SÍSMICA 2D, DATOS DE POZO Y GEOLOGÍA DE SUPERFICIE, EN EL ÁREA SARARE-LA CUCHILLA, FLANCO SUR ANDINO, ESTADO APURE

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Mauricio Hernández
TUTOR INDUSTRIAL: Ing. José Zamora

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por: Br. Bustos P. Aldo R.
T.S.U. Caraballo M. Yordis F.
Para optar al título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2011

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 el Br. Bustos P. Aldo R y el T.S.U. Caraballo M. Yordis F.

“GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL
A PARTIR DE SÍSMICA 2D, DATO DE POZO Y GEOLOGÍA DE
SUPERFICIE, EN EL ÁREA SARARE-LA CUCHILLA, FLANCO
SUR ANDINO, ESTADO APURE”

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.

Prof. Mauricio Bermúdez
Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Mauricio Hernández
Tutor Académico

Ing. José Zamora
Tutor Industrial

*A mi hijo Carlos Antonio Caraballo Briceño
En tan poco tiempo me enseñaste tanto,
Me haces mucha falta contigo todo fuese distinto.....
Yordis Caraballo*

Dedicatoria

*“A mi padre Jose
Ivan Bustos Jordan”*

AGRADECIMIENTOS

Primeramente le agradezco a Dios quien me dio salud y me cuidó en todo momento para poder culminar mis estudios de pregrado.

A mis padres Jorge Caraballo y Gladis Mendoza quienes me inculcaron fuertes valores y me enseñaron que nunca hay que rendirse, que toda meta propuesta se puede culminar, a ser constante y perseverante todo lo que soy se lo debo a ustedes, los amo.

A José Zamora y Mauricio Hernández quienes tuvieron la amabilidad de ser mis tutores de tesis gracias por toda la enseñanza y la colaboración en la realización de esta tesis.

A Fátima Patricia Gonçalves Gonclaves estuviste a mi lado en los momentos más difíciles de esta carrera siempre me aconsejaste y trataste que tomara la mejor decisión nunca me criticaste y respetaste mis opiniones, siempre supe que me deseabas lo mejor y eso me llevo a confiar plenamente en ti, no tengo palabras como agradecerte todo lo que hiciste por mi, solo quiero que sepas que gran parte de este título te lo debo a ti. Tqm Paty.

A Jordan Muñoz, Lismar Pernia e Yris Barrutia siempre me ha sorprendido el hecho que a pesar de ser personas tan distintas podemos funcionar como un *verdadero grupo de trabajo!!!!!!* muchachos, ustedes fueron mi apoyo en todo lo referente a esta carrera es muy grato saber que tengo personas con las que puedo contar tanto en el plano laboral como personal. Le doy gracias a la vida por haberlos conocido.

A mis únicos compañeros de estudio Aldos Bustos y Rony Carrero *mis compadres!!!* A mi compadre Aldo sin usted no hubiese sido posible esta tesis trabajamos en conjunto para terminar esta meta le deseo lo mejor del mundo.....A Rony en la universidad demostraste solidaridad y confianza, y eso es difícil de conseguir, siempre supe que podía contar con ustedes gracias mis panas por hacer mucho más fácil la culminación de esta carrera.

A José Hernández (goyo), María Camacho, Ana Barrios, Jorge Jiménez y Arturo Borges ustedes siempre se preocuparon por mi desarrollo profesional y siempre me apoyaron y me daban fuerzas para continuar y finalizar esta carrera le estaré agradecido eternamente y saben que pueden contar conmigo

Y a todas esas personas que confiaron en mí y me enviaron sus mejores deseos para que terminara esta meta

GRACIAS DE CORAZÓN
Yordis Caraballo

Lo que no logras con tu talento lo lograras con tu esfuerzo"
ff. ff.

ANTE TODO QUIERO DEDICAR ESTE TRABAJO ESPECIAL A DIOS PORQUE GRACIAS A SUS ENSEÑANZAS E LLEGADO A ALCANZAR EL MAXIMO PODER ESPIRITUAL.

A QUIENES ME HAN HEREDADO EL TESORO MÁS VALIOSO QUE PUEDE DÁRSELE A UN HIJO: AMOR. A QUIENES SIN ESCATIMAR ESFUERZO ALGUNO, HAN SACRIFICADO GRAN PARTE DE SU VIDA PARA FORMARME Y EDUCARME. A QUIENES LA ILUSIÓN DE SU VIDA HA SIDO CONVERTIRME EN PERSONA DE PROVECHO. A QUIENES NUNCA PODRÉ PAGAR TODOS SUS DESVELOS NI AÚN CON LAS RIQUEZAS MÁS GRANDES DEL MUNDO POR ESTO Y MÁS... A MIS PADRES GRACIAS.

A LA UCV, A SU FACULTAD DE INGENIERÍA Y EN ESPECIAL A LA ESCUELA DE GEOLOGÍA MINAS Y GEOFÍSICA Y A TODOS SUS PROFESORES QUE EN ELLA SE DESEMPEÑAN.

A LA EMPRESA PDVSA INTEVEP POR PERMITIRME REALIZAR ESTE TRABAJO Y FACILITARME SUS INSTALACIONES Y FINANCIAMIENTO.

AL RESTO DE MI FAMILIA QUE DE ALGUNA MANERA HAN INFLUIDO EN MI VIDA Y ME HAN APOYADO INCONDICIONALMENTE, EN ESPECIAL A MI HERMANITA MENOR ALMA QUE MUCHAS VECES SENTADOS FRENTE A LA CASA HABLAMOS DE CAMBIAR MUCHAS COSAS EN NUESTRAS VIDAS, PARA BIEN ¡CREO QUE LO ESTAMOS LOGRANDO NITA!

A MIS CURSOS ANDRES ABAD, FRAYN MEDINA POR ESTAR AHÍ PARA DARME SU APOYO Y AMISTAD EN LOS MOMENTOS DIFILES. REPRESENTAN PARTE DE MI FAMILIA Y ESPERO SIEMPRE ESTAR AHÍ CUANDO ME NECESITEN ¡PERO PARA BEBER! JE JE

A MIS COMPAS YORDIS CARABALLO Y RONNY CARRERO POR QUE SIEMPRE ME DEMOSTRARON QUE SI EXISTE LA AMISTAD Y LA LEALTAD

SIN SU AYUDA NO HUBIESE PODIDO LOGRAR ESTA META GRACIAS POR SOPORTARME.

AL PROFESOR FREDY PEREZ QUE DESDE MIS INICIOS EN LA CARRERA HA SIDO MI MENTOR, SIEMPRE CREYÓ EN MI Y CON SUS SABIAS PALBRAS ME AYUDÓ A SER MEJOR ESTUDIANTE, MEJOR PERSONA Y AHORA A SER UN BUEN PROFESIONAL.

A MIS TUTORES JOSE ZAMORA, MAURICIO HERNANDEZ, AL LOS INGENIEROS BRAIAN VILAS, ENRIQUE TORIBIO, WILMER OCHOA, LUZ MANUELA QUE SIEMPRE ESTUVIERON PRESENTES EN EL DESARROLLO DE ESTE TRABAJO GRACIAS POR SU APOYO. MI AMISTAD Y RESPETO PARA TODOS USTEDES.

A JUAN LUIS RANGEL, YENSY FRANCO, CARLOS, GREGORY, CAROLINA, BRENDA, ALICIA A LOS QUE YA NO ESTAN MANUEL MONTEROSA Y FRANK Y A TODAS AQUELLAS PERSONAS QUE POR ALGÚN MOTIVO OLVIDE NOMBRAR Y QUE DE ALGUNA MANERA INFLUYERON EN MI VIDA Y ME DIERON SU APOYO, QUEDO ETERNAMENTE AGRADECIDO Y SIEMPRE SABRE PAGAR.

ALDO

Bustos P. Aldo R, Caraballo M. Yordis F

GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL A PARTIR DE SÍSMICA 2D, DATO DE POZO Y GEOLOGÍA DE SUPERFICIE , EN EL ÁREA SARARE-LA CUCHILLA, FLANCO SUR ANDINO, ESTADO APURE

Tutor Académico: Prof. Mauricio Hernández Tutor Industrial: Ing. José Zamora Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica. Año 2011, 113 p.

Palabras Claves: Transecto , Modelo estructural, Tectónica de piel gruesa, Tectónica de piel delgada, Zonas triangulares.

Resumen.

Se realizó un modelo geológico estructural basado en dos transectos en el área de Sarare-La Cuchilla, estado Apure. El objetivo es proponer un modelo geológico – estructural a partir de datos sísmicos 2D, datos de pozo, datos de geología de superficie e información gravimétrica del tope del basamento, basado en el modelo de zonas triangulares, este trabajo forma parte del modelo estructural del flanco sur andino.

En la zona de Sarare-La Cuchilla para el Jurásico se encontraba dominada por estructuras de *graben* y *horses* el cual generó fallamientos normales, luego estos *graben* fueron rellenados con sedimentos de la Formación la Quinta. Durante el Cretácico se rellenaron con las formaciones Río Negro, Apon, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colón Mito Juan lo que se consideran un margen pasivo. Este margen pasivo finalizó a principios del Terciario con la depositación de las formaciones Barcos, Los Cuervos y Mirador, consideradas las primeras molasas del levantamiento de la Cordillera oriental de Colombia. A finales del Oligoceno el área se ve afectada estructuralmente por el levantamiento colombiano, y posteriormente en el Mioceno Medio ocurrió la inversión de las fallas jurásicas generando el levantamientos de los Andes de Mérida y la zona de interferencia entre ambos levantamientos, generando fallas transcurrentes y afectando fallas y pliegues preexistentes y depositandose las molasas.

En el área de estudio se encuentran una potente secuencia sedimentaria de más de 10400 m de espesor que se depositó desde el Jurásico hasta el Cuaternario, en la zona de estudio este registro sedimentario está conformado por las formaciones, La Quinta, Río Negro, Apón, Aguardiente, Capacho, La Luna, Colon-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 1:100.000, en conjunto con datos de sísmica e imágenes satelitales *landsat*, definiendo de esta manera las estructuras más resaltantes de la zona.

De acuerdo a la retrodeformación del modelo estructural se calculó que la zona presenta un acortamiento del 18% y que el esfuerzo principal σ_1 se presente en la zona tiene dirección O-E.

ÍNDICE

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema	1
1.2 Justificación de la investigación	1
1.3 Objetivos	2
1.3.1 Objetivo General	2
1.3.2 Objetivos Específicos	2
1.4 Ubicación del área de estudio.	3
1.5 Trabajos Previos	4
1.5.1 Modelos estructurales realizados en la zona de estudio	4
1.5.2 Estudios planteados en Colombia, áreas cercanas a la zona de estudio	7
1.5.3 Trabajos previos relacionados con la metodología a seguir:	10

CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO

2.1. Principios de geología estructural fundamentales y teoría Básica	19
2.2 Pliegues	19
2.3. Sistemas y Clasificación de Fallas	19
2.3.1. Geometría y Clasificación de las Fallas	20
2.3.1.1 Clasificación Andersoniana	20
2.3.3. Clasificación por Separación	21
2.3.4. Sistemas Extensionales de Fallas	22
2.3.5. Clasificación de fallas extensionales	22
2.4 Graben	23
2.5 Inversión tectónica	24
2.5.1 Factores que controlan la inversión tectónica	24
2.6. Rampas y Geometría de las Superficies de Cabalgamiento	24
2.6.1. Pliegues Asociados a Cabalgamientos	25
2.6.1.1. Plegamiento por flexura de la falla (<i>fault-bend folds</i>)	25
2.6.1.2. Plegamiento por propagación de la falla (<i>fault-propagation folds</i>)	26
2.6.1.3. Los pliegues despegados (<i>detachment</i> o <i>décollement folds</i>)	27

2.6.1.4. Cabalgamientos dúplex (<i>fallas dobles</i>)	29
2.6.1.5. Formación de dúplex por deformación no planar	30
2.7. Zonas triangulares	31
2.7.1. Clasificación de las zonas triangulares	33
2.8. Sistemas de fallas de rumbo	34
2.8.1. Deformación asociada a fallas de rumbo	34
2.8.2 Rasgos Geométricos de los Sistemas de Falla de Rumbo	34
2.9. Tectónica de piel delgada (<i>thin-skinned</i>)	35
2.10. Tectónica de piel gruesa (<i>thick-skinned</i>)	36
2.11. Método kink	37
2.12. Principios fundamentales de interpretación sísmica	37
2.12.1. Continuidad:	37
2.12.2. Correlación	37
2.13. Sísmica de reflexión	37
2.14. Curva tiempo-profundidad	38
2.15. Resolución sísmica	38
2.16. Resolución vertical	38
2.17. Descripción de programa GeoSec 2D	39
2.17.1 Balanceo	40
CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO	42
3.1. Geología Regional	42
3.2. Evolución geológica del área de estudio	45
3.2.1. Jurásico (episodio extensivo)	45
3.2.2. Cretácico (fase de margen pasivo)	45
3.3.3. Cenozoico Temprano	46
3.3.4. Cenozoico Tardío	46
3.4. Estratigrafía	47
3.4.1. Formación La Quinta	47
3.4.2. Formación Río Negro	48
3.4.3. Formación Apón	49
3.4.4. Formación Aguardiente	50
3.4.5. Formación Escandalosa	50

3.4.6. Formación La Luna	51
3.4.7. Formación Navay	52
3.4.8. Formación Colón–Mito Juan	53
3.4.9. Formación Barco	54
3.4.10. Formación Los Cuervos	54
3.4.11. Formación Mirador	55
3.4.12. Formación Carbonera	56
3.4.13. Formación León	56
3.4.14. Grupo Guayabo	57
3.3 Geología Local	57
3.4 Geología estructural local	59
CAPITULO IV METODOLOGÍA	62
4.1 Recopilación Bibliográfica	63
4.2 Interpretación de las imágenes satelitales	63
4.3. Datos de superficie	63
4.4 Carga de datos	67
4.4.1 Corte estructural a mano alzada	68
4.4.2 Carga de Perfil Topográfico	69
4.4.3. Cargar del mapa geológico	73
4.4.4 Carga de la información sísmica	73
4.4.5 Carga de la información de pozos	74
4.5 Proyección del mapa geológico al perfil topográfico	75
4.6 Interpretación estructural de transectos	75
4.7 Balanceo y Retrodeformación (restauración)	76
4.8 Acortamiento de corte estructural	80
CAPITULO V DISCUSION DE RESULTADOS	81
6.1 Tectónica regional	81
6.2 Perfil Geológico y su Descripción	87
6.3 tectonoestratigrafía local	89
6.3.1 Estratigrafía del 1er dominio	89
6.3.2 Estratigrafía del 2do dominio	90
6.3.3 Estratigrafía del 3er dominio	91

6.3.3.2 Estratigrafía de la ventana tectónica el Diablo	91
6.3.4 Estratigrafía del 4to dominio	92
6.3.4.1 Estratigrafía del anticlinal Cutufi	93
6.3.4.3 Estratigrafía del pozo GX	94
6.4 Tectónica local	94
6.4.1 Tectónica del 1er dominio	95
6.4.2 Tectónica del 2do dominio	97
6.4.3 Tectónica del 3er dominio	99
6.4.4 Tectónica del 4to dominio	101
6.5 Estructuras y objetivos propuestos	103
6.6 Modelo tectono - estratigráfico	106
CONCLUSIONES	110
RECOMENDACIONES	112
BIBLIOGRAFÍA	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 Ubicación de la zona de estudio Sarare-La Cuchilla	4
Fig. 1.2 Modelo estructural propuesto por Chaplet M. Stephan J.F. 1998	5
Fig. 1.3 Modelo estructural propuesto por el PGP Burgua (2001).	6
Fig. 1.4 Modelo estructural Bastos – Chaplet (2005).	7
Fig. 1.5 Mapa geológico desde el norte de Santander (Colombia) hasta Santa Bárbara (Barinas – Venezuela) y desde San Cristóbal (Táchira) hasta el río Arauca (Apure).	8
Fig. 1.6 Modelo estructural de Gibraltar (2005).	9
Fig. 1.7 Modelo estructural propuesto por Martínez J. (2006), para el Piedemonte de los llanos Colombianos.	9
Fig. 1.8 Modelo Geológico estructural de la zona de estudio, Cuenca de Barinas, Venezuela.	10
Fig. 1.9 Modelo estructural propuesto por Meier, B. para el área de Rubio – San Cristóbal (1983). Fuente: Meier, B. (1983)	11
Fig. 1.10 Parte del mapa de Heybroek (1953) al nivel del río Sarare.	12
Fig. 1.11 Parte del mapa H2D de la Creole P.C. al nivel del río Sarare. Tomado de Creole P. C. (1957)	13
Fig. 1.12 Modelo estructural propuesto por Schwander M. para el área de Rubio – San Cristóbal (1984). Fuente: Schwander, M. (1984).	13
Fig. 1.13 Estructura Alpina del sistema central de España, según De Vicente et al., (1992). Tomado de Ubanell, A. (1994).	14
Fig. 1.14 Esquema tectónico entre el Departamento Norte de Santander (Colombia) y los Estados Táchira, Barinas y Apure (Venezuela). Tomado de Chaplet et., al., (1998).	15
Fig. 1.15 Modelo estructural propuesto por Branquet Y., et. al. (2002) Tomado: Branquet Y., et. al. (2002)	16
Fig. 1.16: A) Línea sísmica “D” interpretada, mostrando la trampa estructural asociada al prospecto 1.B) evolución estructural del área. Fuente: Tomadas de Goncalves, A. et. al. (S/F)	18
Fig.2.1 Fallamiento normal de carácter lístrico Tomada de Davis y Reynolds	20

(1996).	
Fig. 2.2 Clasificación dinámica andersoniana de las fallas. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: vectores de compresión $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Fuente: Tomada de McClay (1987).	21
Figura 2.3 Clasificación por separación de las fallas	22
Fig. 2.4 Graben y horst generado por procesos distensivos	23
Fig. 2.5 Pliegue de flexión de falla teórico y pliegue de flexión de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (anticlinal de Lost Hills, Estados Unidos, modificado de Medwedeff, 1989)	26
Fig. 2.6 Pliegue de propagación de falla teórico y pliegue de propagación de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (Cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989)	27
Fig 2.7 Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). (Cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989).	27
Fig.2.8 Evolución de un sistema dúplex de buzamiento hacia el retropaís. Fuente: Cristallini, E. (1998)	30
Fig. 2.9. A: Sistema dúplex de buzamiento hacia el antepaís. B: Sistema dúplex de apilamiento antiforme Fuente: Cristallini, E. (1998).	30
Fig.2.10 Estructuras tipo flor negativa (A) y flor positiva (B). Note la subsidencia y alzamiento respectivo en A y B, así mismo como el carácter mixto (transcurrente-normal y transcurrente inverso) del fallamiento asociado. Fuente: Woodcock y Fischer (1986).	31
Fig. 2.11 Zonas triangulares Fuente: Leonardo Duerto (1998).	32
Fig.2.12 Corte frontal de una sección de corrimiento típica destacando sus efectos tectónicos.(Tomado de Leonardo Duerto 1998).	33
Fig. 2.13 Esquema de deformación de piel delgada. (Tomado de Tozer, Butler y Corrado 2001)	36
Fig. 2.14 Esquema de una deformación de piel gruesa. Fuente: Allmendinger (1998)	36
Figura 3.1 Interacción entre las placas Caribe Suramérica y Nazca. (Tomada de Audemard & Audemard, 2003)	43
Figura N° 3.2 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 <i>et. al.</i> , 1985).	44

Fig. 3.3 Esquema tectónico de las estructuras Cordillera oriental en el estado Apure Tomado de Chaplet, M. y Stephan, J. 1998	60
Fig. 4.1 Cuadro de datos	62
Fig. 4.2 ubicación de la líneas sísmicas de SLC-3-AB y SLC-5-YC.	66
Fig. 4.3 Línea sísmica SLC-3-AB.	66
Fig. 4.4 Línea sísmica SLC-5-YC	66
Fig. 4.5 Flujoograma seguido para la carga de datos	68
Fig.4.6 A Corte estructural a mano alzada del transecto SLC-3-AB	68
Fig.4.6 B Corte estructural a mano alzada del transecto SLC-5-YC	69
Figura 4.7. Ubicación de los transectos SLC-3-AB y SLC-5-YC, en el mapa geológico	69
Fig. 4. 8 Perfil topográfico perteneciente al transecto SLC-3.	70
Fig. 4.9 Perfil topográfico perteneciente al transecto SLC-5.	70
Figura N° 3.9 Mapa de zonas de vida.....	70
Fig. 4.10 Ventana de transformación de escala	71
Figura 4.11 Perfil topográfico perteneciente al transecto SLC-3 y SLC-5	72
Fig.4.12 Perfil topográfico, corte estructural a mano alzada y mapa geológico del transecto SLC-3	73
Fig. 4.13 Perfil topográfico, corte estructural a mano alzada, mapa geológico y línea sísmica del transecto SLC-3	74
Fig. 4.14 Perfil topográfico, corte estructural a mano alzada, mapa geológico, línea sísmica e información de pozos del transecto SLC-5, con los datos estructurales del mapa geológico proyectados.	75
Fig. 4.15 Corte topográfico digitalizado por el software canvas transecto SLC-5.	76
Fig. 4.16 Selección del bloque a retrodeformar	77
Fig. 4.17 Selección del tope guía.	77
Fig. 4.18 Superficie de referencia que genera la deformación.	78
Fig. 4.19 Línea guía horizontal.	78

Fig. 4.20 Guía de referencia en el bloque restaurado	79
Fig. 4.21 Bloque retrodeformado.	79
Fig. 6.1 Sección este del Mapa geológico Intevep (2010). Tomado de Acosta, N. <i>et. al</i> (2010).	83
Fig.6.1B Sección central del Mapa geológico Intevep (2010). Tomado de Acosta A. <i>et. al.</i> (2010).	84
Fig. 6.1C Sección oeste del Mapa geológico Intevep (2010). Tomado de Acosta, <i>et. al.</i> (2010).	84
Fig. 6.2 Mapa geológico Intevep, mostrando las tres orientaciones de la fallas (2010).tomado de Acosta, N. <i>et. al.</i> (2010).	86
Fig. 6.3 Mapa geológico Intevep, mostrando la ubicación u nombre del transecto estudiado. Tomado de Acosta, N. Aparicio, A. <i>et al.</i> (2010).	87
Fig. 6.4 Estructuras principales presentes en el area de estudio, A) imbricaciones sobrecorridas, B) retrocorrimientos, C) zona triangular o cuña intracutanea.	88
Fig. 6.5 Sistema tectónico de piel delgada y de piel gruesa observados en el área de estudio.Tomado del corte estructural del transecto SLC_3.	88
Fig.6.6 Despegue superior e inferior	89
Fig.6.7: Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando los dominios a estudiar. Tomados del corte estructural del transecto SLC_5.	89
Fig.6.8: Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 1er. dominio de estudio. Tomados del corte estructural del transecto SLC_3.	90
Fig.6.9 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 2do. dominio de estudio	91
Fig.6.10: Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 3er. dominio de estudio.	92
Fig.6.11 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 4to. dominio de estudio	93
Fig.6.12 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 1er. dominio de estudio. Tomados del corte estructural del transecto SLC_3.	96
Fig.6.13 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 1er. dominio de estudio	96
Fig.6.14 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 1er. dominio de estudio.	98

Fig.6.15 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 1er. dominio de estudio.	98
Fig.6.16 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 3er. dominio de estudio	100
Fig.6.17 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 3er. dominio de estudio.	100
Fig.6.18 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 4to. dominio de estudio	103
Fig.6.19 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 4er. dominio de estudio.	103
Fig.6.20 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando las principales estructuras.	104

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Topes formacionales de las unidades litoestratigráficas en los pozos exploratorios	47
Tabla. N° 4.1 Topes formacionales de las unidades litoestratigráficas en el pozo exploratorio GX	74
Tabla 6.1 Síntesis de la evolución tectónica del área de estudio.	82

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

Dentro de los planes de exploración que contempla la empresa PDVSA una de las zonas de estudios que se muestra como prospectiva para la obtención de crudo es el área de Sarare- La Cuchilla, la cual se encuentra en la zona fronteriza con Colombia. Para poder determinar la prospectividad de esta zona es necesario realizar diversos estudios geológicos que puedan brindar mayor información acerca del área.

Por lo tanto el estudio que se presenta a continuación propone un modelo geológico estructural basado en la teoría de "zonas triangulares" que sea capaz de interpretar las estructuras presentes en la zona de Sarare- La Cuchilla en el estado Apure.

1.1 Planteamiento del Problema

El área de Sarare-La Cuchilla ha sido explorada en múltiples ocasiones ya que cuenta con todas las características geológicas para ser una zona prospectiva para la explotación de petróleo, sin embargo todos estos intentos han sido poco exitosos debido a que estos modelos estructurales se basan en la teoría de "flor positiva". Gracias al modelo planteado por la empresa ECOPETROL (empresa colombiana) la cual se basó en otra teoría de "zonas triangulares" se pudo perforar un pozo que resulto exitoso en la zona de Gíbaltrar (Colombia) a escasos kilómetro del área de Sarare-La Cuchilla.

1.2 Justificación de la investigación

El motivo principal que impulsó a realizar este estudio, se debe al éxito obtenido por ECOPETROL (empresa petrolera Colombiana) en la región, mediante la perforación de un pozo, el cual probó ser exitoso en la obtención de crudo y se encuentra a escasos 20km de la zona de Sarare-La Cuchilla por lo que se presume que en esta zona pueda existir petróleo.

Para poder verificar la existencia o no de petróleo en la zona es necesario contar con un modelo Geológico-Estructural apoyado en interpretación sísmica y geología de superficie que se ajuste a las estructuras presentes en el área de Sarare-La Cuchilla en el estado Apure.

Actualmente, los planes de exploración de Petróleos de Venezuela son continuar con los estudios exploratorios en la zona de, por lo tanto el presente trabajo consiste en replantear el modelo geológico,-estructural convencional a uno de "Zonas triangulares" lo que permitirá definir posibles oportunidades de exploración en la región.

El modelo Geológico-Estructural se fundamenta en la interpretación de dos (2) transectos 2D, datos estratigráficos proporcionados por un pozo ubicado en la zona y datos de Geología de superficie correspondiente.

1.3. Objetivos

1.3.1 Objetivo General

- Generar un modelo geológico-estructural a partir de datos sísmicos 2D, datos de pozos y datos de geología de superficie, en la región de Sarare-La Cuchilla en el estado Apure.

1.3.2.-Objetivos Específicos

- Interpretar las imágenes satelitales de la zona para identificar posibles estructuras geológicas en superficie.
- Interpretar la sísmica 2D utilizando la información de geología de superficie con la información geológica existente del pozo en el área de Rubio-San Cristóbal.
- Integrar la información de geología de superficie con la interpretación sísmica.
- Balancear las secciones con GeoSec 2D.
- Realizar la historia cinemática y evolución tectónica del área de estudio.

1.4 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se delimitó basándose en la extensión de los transectos a estudiar, denominados como, **transecto SLC-3-AB y SLC-5-YC**, localizados dentro de las siguientes coordenadas UTM: Este: 740.000 – 904.000, Norte: 802.000 – 814.000 (*Datum*: WGS-1984; *Huso*: 18 Norte).

Geográficamente el área a estudiar se encuentra localizada al suroeste de Venezuela, dentro de la Cuenca petrolífera Barinas – Apure, específicamente en el oeste del estado Apure y parte de Colombia, abarcando una extensión aproximada de 1.968 km². Está limitada hacia el oeste por el Río Cutufí (de dirección NO – SE) en la cercanía de la frontera Colombia – Venezuela; Al sur con las poblaciones de Pedraza, Las Manas, Los Torunos, Los Pájaros, Los Caracaros, Topochera, (en sentido O - E) entre otras poblaciones. Al este limita con el Parque Nacional Río Viejo y con las poblaciones de Los Pantanales, Higuieron de Sarare, La Osa, Las Brisas, (en sentido N - S) entre otros. Al Norte con el Río Sarare, el Río Nula y algunas poblaciones como la Azulita, Mata de Yuca, La Esperanza, Las Gaviotas, Las Tiburcieras, Pantanales, (en sentido O - E) entre otros. (Fig. 1.1)

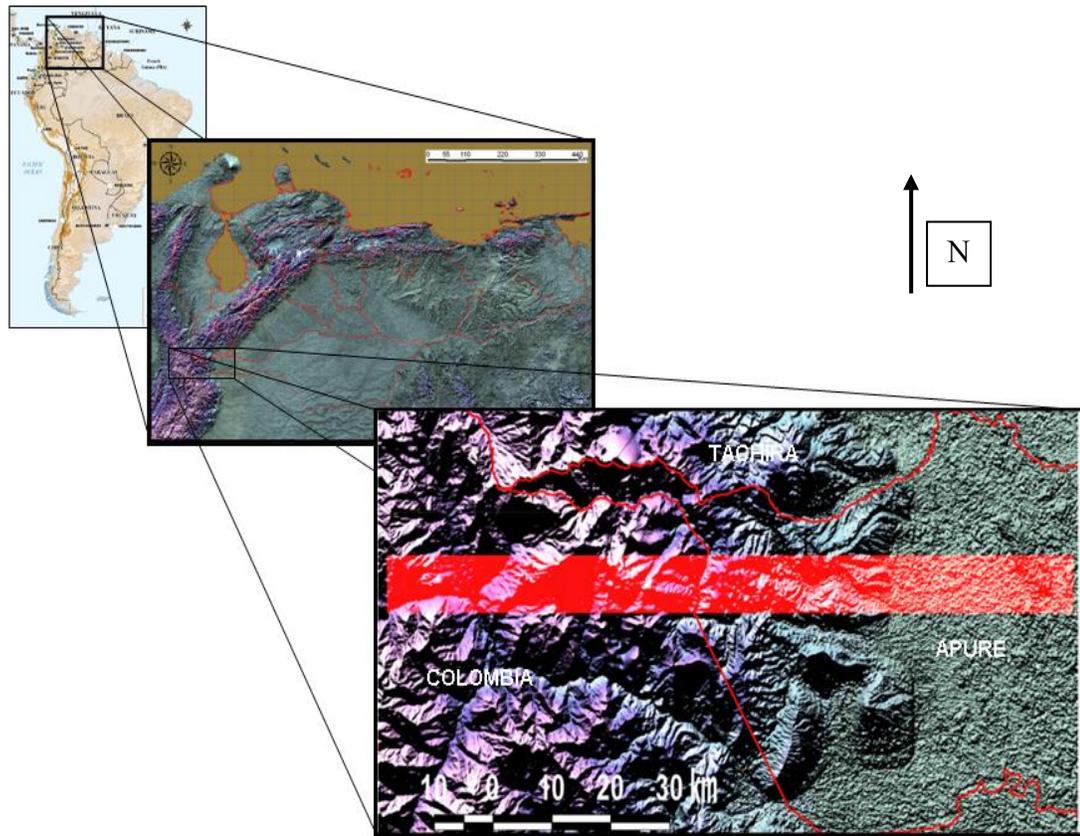


Fig. 1.1 Ubicación de la zona de estudio Sarare-La Cuchilla

1.5 Trabajos Previos

De acuerdo a las investigaciones bibliográficas realizadas sobre la zona de estudio se presentan una serie de trabajos previos, tanto en el área de estudio como en los campos colombianos

1.5.1 Modelos estructurales realizados en la zona de estudio:

Modelo estructural propuesto por Chaplet M., Stephan J.F. 1998.

Se propone un modelo estructural ubicado al extremo oeste de la región del estado Apure en Venezuela, en el cual se plantea un corrimiento mayor, que involucra el Pre-Cretácico, con una vergencia hacia el oeste, acompañado de un sistema de fallas menores, cuya vergencia se dirige hacia el este. En este modelo los autores

involucran el basamento, lo que implica una tectónica *thick-skin* o tectónica de piel gruesa (Fig. 1.2)

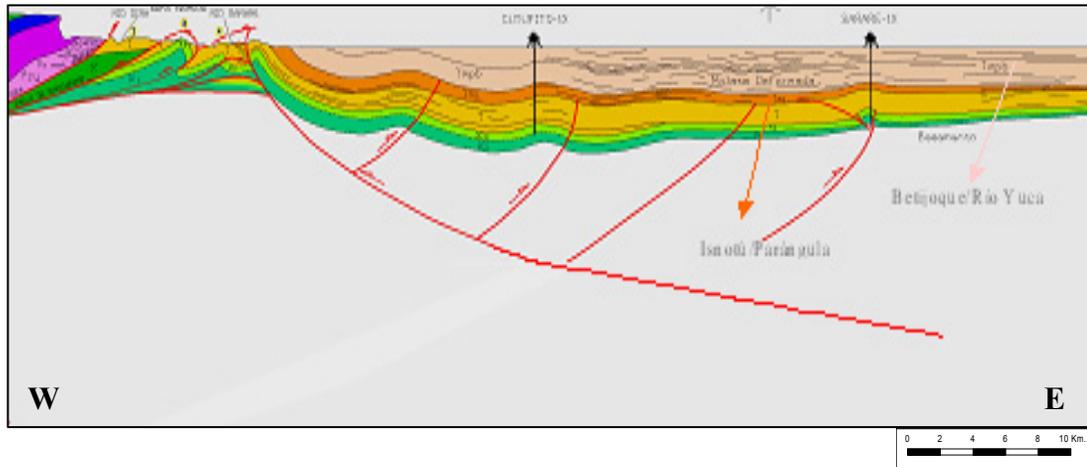


Fig. 1.2 Modelo estructural propuesto por Chaplet M. Stephan J.F. 1998

Modelo estructural propuesto por Pittelli, Hernandez R., Issa A y Gil N. (2000)

Considera que al noreste de la región de estudio, se presentan retro-corrimientos con vergencia noroeste, cuyo nivel de despegue está en el Pre-Cretácico, conformando una zona triangular con núcleo de rocas Pre-cretácicas y con despegue basal de vergencia sur este.

En el extremo noroeste de la línea mostrada, se presenta otra superficie de despegue, también dentro del pre-cretácico, más somera que la reseñada anteriormente, la cual hace que los bloques de rocas en dicho extremo, presenten una vergencia hacia el sur este. Además de lo señalado; el modelo considera una relevante erosión paleógena en las formaciones cretácicas, terciarias y movimientos de reactivación en fallas y corrimientos durante el Neógeno.

Al oeste del estado Apure, Venezuela, se consideran retro-corrimientos con vergencia hacia el oeste y despegues en unidades pre-cretácicas, donde se involucra una tectónica de tipo *thick-skin* o de piel gruesa.

PGP Burgua en el 2001

Considera que al noreste de la región de estudio, se presentan retrocorrimientos con vergencia noroeste, cuyo nivel de despegue está en el pre-cretácico, conformando una zona triangular con núcleo de rocas pre-cretácicas y con despegue basal de vergencia sur-este. En el extremo noroeste de la línea mostrada, se presenta otra superficie de despegue, también dentro del pre-cretácico, más somera que la reseñada anteriormente, la cual hace que los bloques de rocas en dicho extremo, presenten una vergencia hacia el sur este. Además de lo señalado; el modelo considera una relevante erosión paleógena en las formaciones cretácicas, terciarias y movimientos de reactivación en fallas y corrimientos durante el Neógeno. (Fig. 1.3).

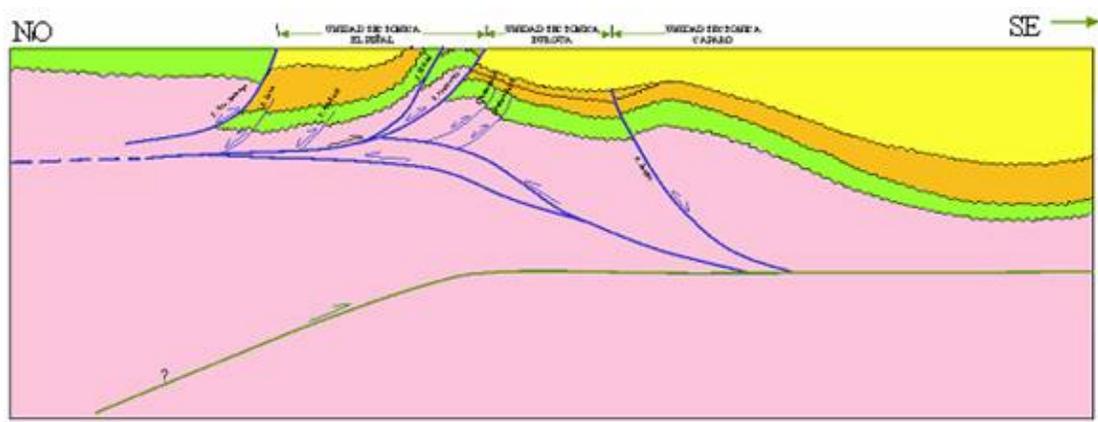


Fig. 1.3 Modelo estructural propuesto por el PGP Burgua (2001).

Bastos – Chaplet (2005),

Presenta un modelo estructural donde considera retrocorrimientos con vergencia hacia el oeste y despegues en unidades pre-Cretácicas (Fig. 1.4).

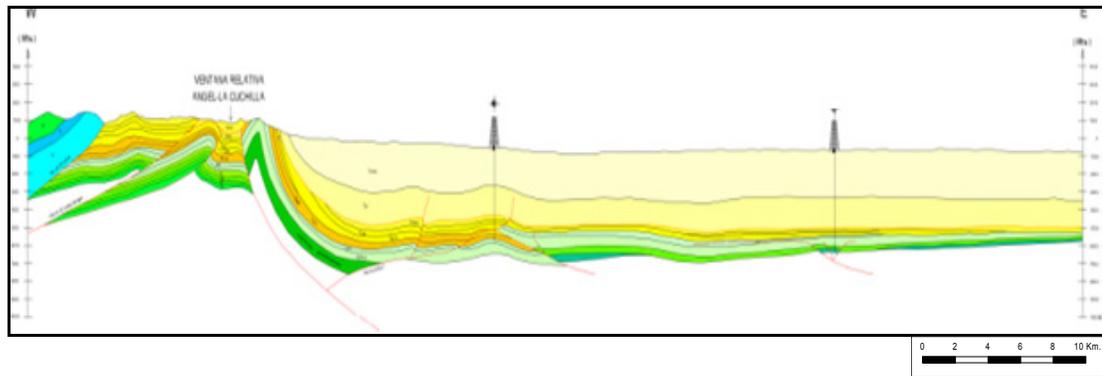


Fig. 1.4 Modelo estructural Bastos – Chaplet (2005).

1.5.2 Estudios planteados en Colombia, áreas cercanas a la zona de estudio

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 mega estructuras, 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.

Chaplet, M., Stephan, F. y Castillo, S. (2000),

También realizan un mapa geológico de la zona desde el norte de Santander (Colombia) hasta Santa Bárbara (Barinas–Venezuela) y desde San Cristóbal (Táchira) hasta el río Arauca (Apure). (Fig. 1.5)

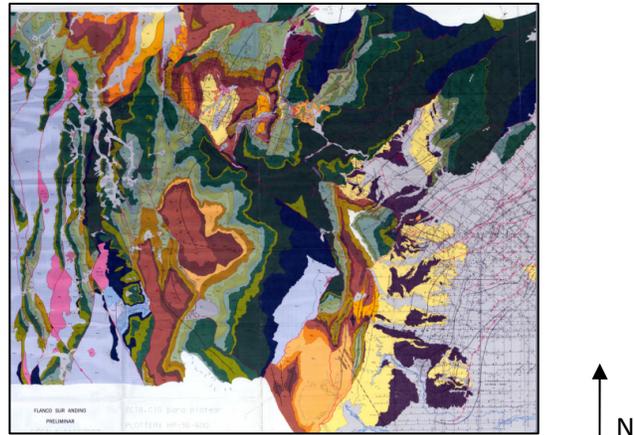


Fig. 1.5 Mapa geológico desde el norte de Santander (Colombia) hasta Santa Bárbara (Barinas – Venezuela) y desde San Cristóbal (Táchira) hasta el río Arauca (Apure).

Tomado Chaplet, M., Stephan, F. y Castillo, S. (2000).

Modelo estructural de Gibraltar (2005)

La región de estudio se encuentra al extremo noreste del pozo Gibraltar 1, perforado por Ecopetrol. Parte de los resultados de este estudio fueron publicados en el *VIII Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas* 2005, por T. Villamil, *et.al.* Donde se describe entre otros aspectos técnicos: la región, estratigrafía, producción de hidrocarburos, modelo estructural de la región, el cual fue analizado y validado para ser aplicado en la zona que comprende este el alcance del presente estudio (Figura 1.6).

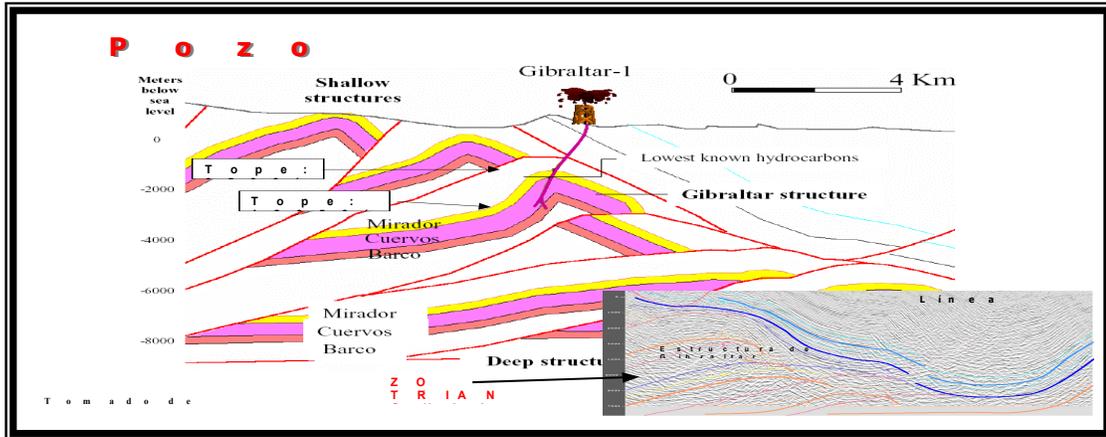


Fig. 1.6 Modelo estructural de Gibraltar (2005).

Modelo estructural Martínez J. (2006)

La región de estudio se encuentra en el piedemonte de los llanos colombianos desde el corrimiento frontal de Cusiana, la transición hacia Cupiagua y los corrimientos hacia Volcanera, Pauto y Floreña, considera un sistema de fallas con vergencia principal hacia el este, secuencias de duplex apilados y zonas triangulares. Aunque Martínez presenta modelos de piel delgada, en este caso presenta un modelo de de capa gruesa con fallas inversas de bajo ángulo que involucra la parte superior del basamento. (Fig. 1.7).

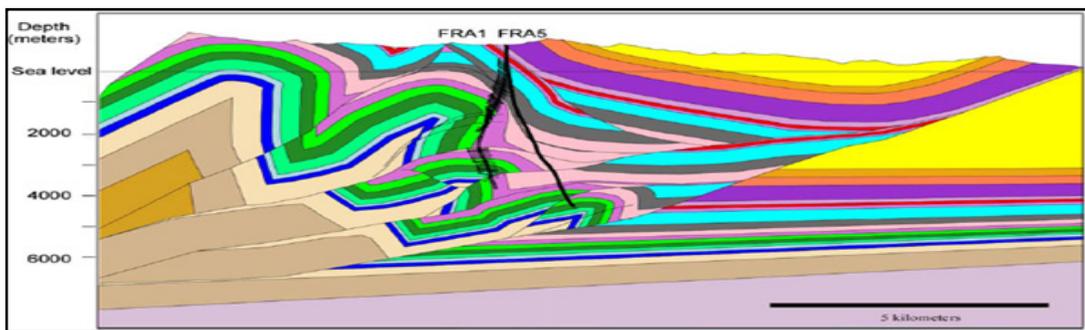


Fig. 1.7 Modelo estructural propuesto por Martínez J. (2006), para el Piedemonte de los llanos Colombianos.

Bongiorno, F (2006)

La unidad cretácica y paleógena de la cuenca de Barinas presentan dos relaciones tectono-estratigráficas distintas y bien definidas (Fig. 1.8) durante el paleógeno en la cuenca de Barinas existieron estructuras extensionales o fallas normales conjugadas de ángulo alto que involucran el basamento, muchas de estas estructuras ya existían en el Eoceno y fueron reactivadas por un evento transpresional en el neógeno durante la orogenesis Andina y se retroactivaron como fallas inversas dando como resultado una cuenca invertida en el Mioceno, durante esta orogénesis (Colleta y De Toni 1997) (Audemar. F, 1997).

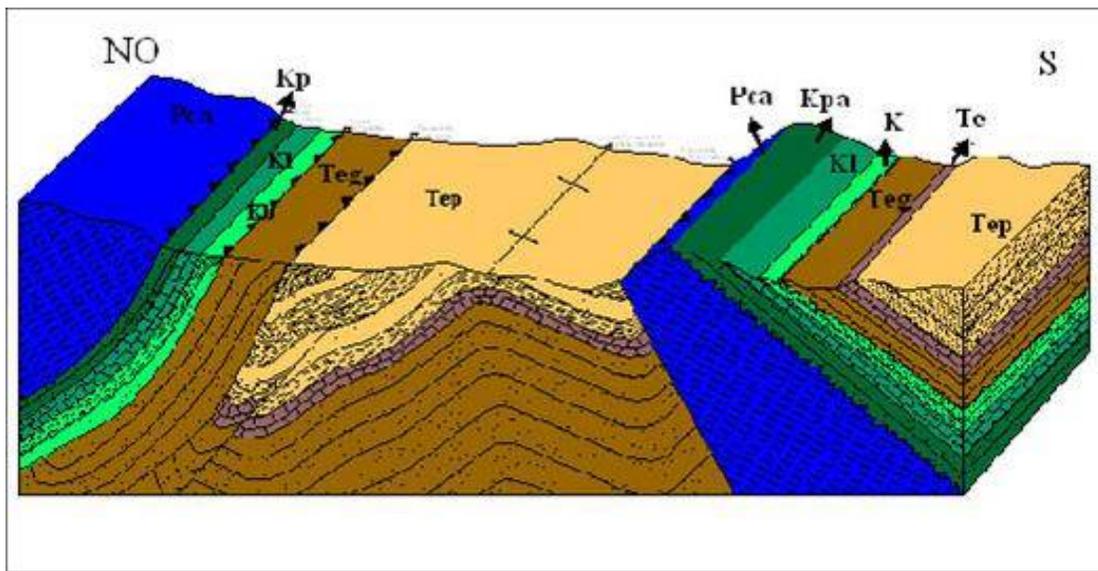


Fig. 1.8 Modelo Geológico estructural de la zona de estudio, Cuenca de Barinas, Venezuela.

Tomado de Bongiorno, F.(2006)

1.5.3 Trabajos previos relacionados con la metodología a seguir:

Meier B. (1983),

Propone para la región de Rubio-San Cristóbal un modelo transpresivo que involucra basamento (tectónica *thick-skin* o tectónica de piel gruesa). Considera en los extremos oeste y este de la región, dos corrimientos mayores, que involucra el pre-cretácico y el basamento ígneo-metamórfico, insinuando vergencia hacia el este, acompañado de grandes retro-corrimientos, cuya vergencia es hacia el oeste

(Fig. 1.9). Considera un modelo en flor positiva con fallas de alto ángulo enraizadas en el basamento.

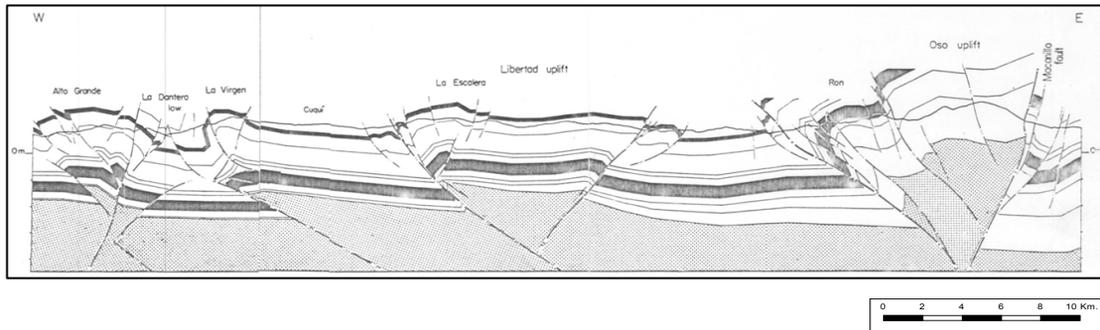


Fig. 1.9 Modelo estructural propuesto por Meier, B. para el área de Rubio – San Cristobal (1983).

Fuente: Meier, B. (1983)

Castilla, R., (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 (1.983 y 1.985). El autor genera un modelo donde propone tres sistemas de fallas cuya vergencia dominante es hacia el sureste.

Zambrano C., Miller D.,(2008),

En su TEG “*Generación de un Modelo Geológico Estructural a partir de datos sísmicos 2D de la región central de Zulia Oriental*” define estilos estructurales presentes en el área de estudio además de una serie de corrimientos y retrocorrimientos profundos.

1.5.4 Otros estudios previos relacionados con el modelo estructural planteado: Heybroek F. (1953),

Realiza un estudio geológico de superficie sobre el río Sarare y sus cercanías, obteniendo un mapa geológico a escala 1:100.000 (Fig. 1.10), donde especifica las formaciones, las estructuras, rumbos y buzamientos presentes en la zona de estudio.

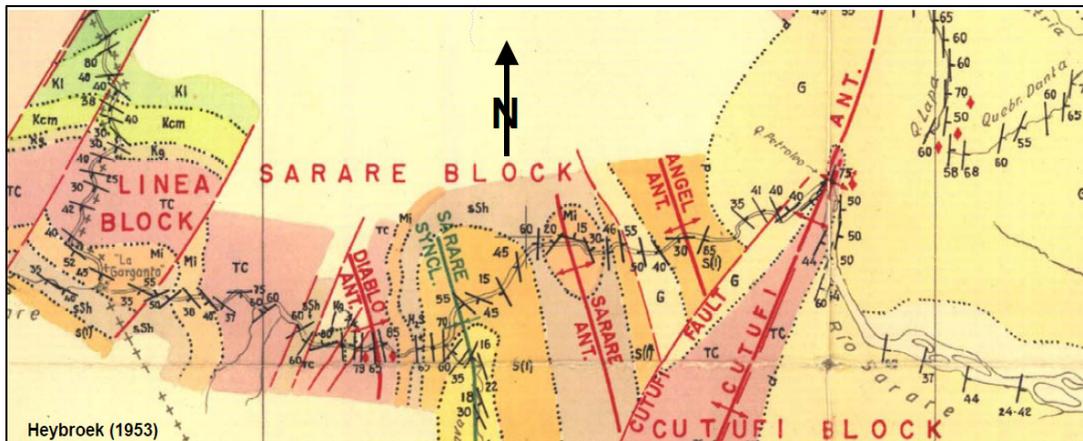


Fig. 1.10 Parte del mapa de Heybroek (1953) al nivel del río Sarare.

Tomado de Heybroek F. (1953).

Creole P. C. (1957),

Realiza un estudio de superficie en el área de Sarare y sus alrededores obteniendo los mapas de geología de superficie a escala 1:50.000 y 1:100.000 - Mapas H-2 (A, B, C, D). Para efectos de este trabajo se utiliza el mapa H-2D a escala 1:100.000 (Fig. 1.11). En el área del río Sarare, se describe la estructura del anticlinal Sarare-Cutufo, el cual posee una dirección norte-sur con una desviación hacia el norte-noreste, y refiere rocas cretácicas en el centro del mismo en contacto abrupto con rocas de origen terciario. También se observa una serie de pliegues en las formaciones cretácicas y más al este se observan contactos entre formaciones terciarias y sedimentos cuaternarios.

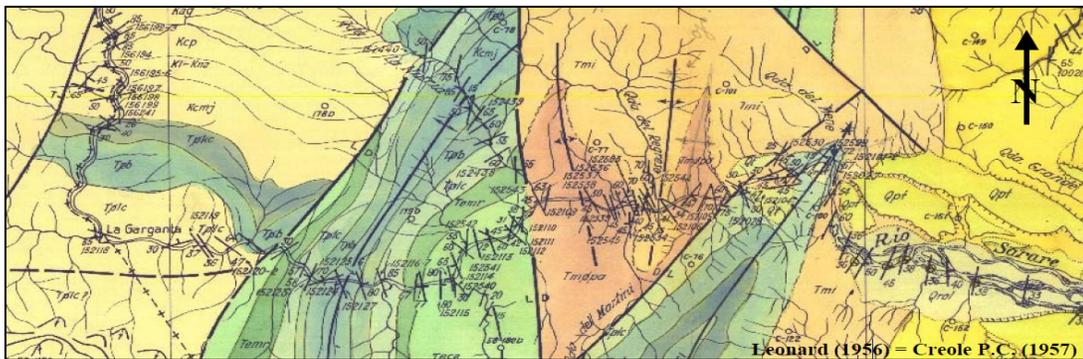


Fig. 1.11 Parte del mapa H2D de la Creole P.C. al nivel del río Sarare.

Tomado de Creole P. C. (1957)

Schwander M. (1984)

Al igual que Meier, propone para el área de Rubio – San Cristóbal un modelo transpresivo que involucra basamento (tectónica *thick-skin* o tectónica de piel gruesa) y realiza otro perfil estructural (Fig. 1.12) similar al de Meier donde considera un modelo en flor positiva con fallas de alto ángulo enraizadas en el basamento.

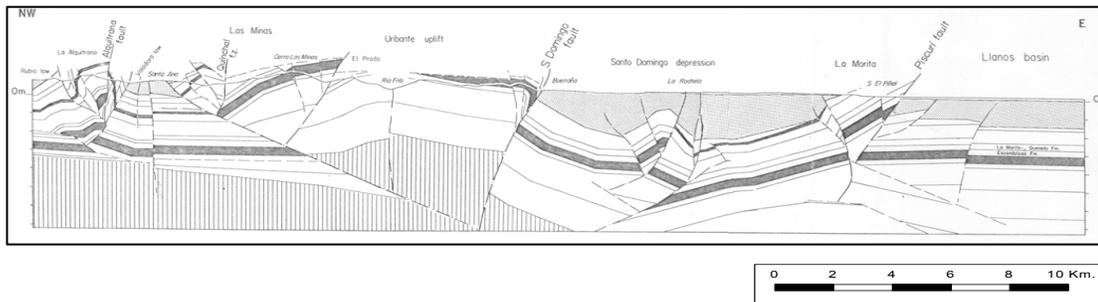


Fig. 1.12 Modelo estructural propuesto por Schwander M. para el área de Rubio – San Cristóbal (1984). Fuente: Schwander, M. (1984).

Parnaud, F. Capell, M, et. al. (1994)

Presentaron ante Intevep. una síntesis regional estratigráfica de las cuencas occidentales de Venezuela, es decir, la Cuenca del Lago de Maracaibo y la Cuenca de Barinas-Apure. Esta síntesis incluyó datos de afloramiento, de subsuelo e integró diferentes técnicas como la estratigrafía genética de los pozos y de los afloramientos y la estratigrafía sísmica. En dicho informe se especifica que en la Cuenca Barinas –

Apure se identificó una secuencia al sur de los pozos de Apure, la cual se caracteriza por reflexiones paralelas relativamente continuas por debajo del cretácico. Su tope corresponde a una discordancia regional bien definida por truncaciones mientras que su base es difícil de definir. El estilo estructural de esta secuencia es de cabalgamientos y anticlinales de rampa, lo que la diferencia de las secuencias jurásicas.

Ubanell (1994)

Presenta un trabajo en Madrid donde explica los diferentes modelos tectónicos propuestos por diferentes autores para el sistema central de España, dividiéndolos en dos grandes grupos, los modelos tectónicos de piel delgada (*the thin skinned tectonics*) y los modelos tectónicos de piel gruesa (*the thick-skinned tectonics*) para de esta manera entender mejor el sistema central español. Uno de los modelos propuestos en este trabajo se basa en la presencia de cabalgamientos imbricados y calculan el acortamiento en un 11%, aquí suponen que el despegue basal tiene dos tramos a distinta profundidad, el primero a 16km. y el segundo a 9km. de profundidad respectivamente. El juego de este despegue con otras fallas mas superficiales produce cabalgamientos imbricados que conducen al desarrollo de estructuras *pop up* y *pop down*. (Fig. 1.13).

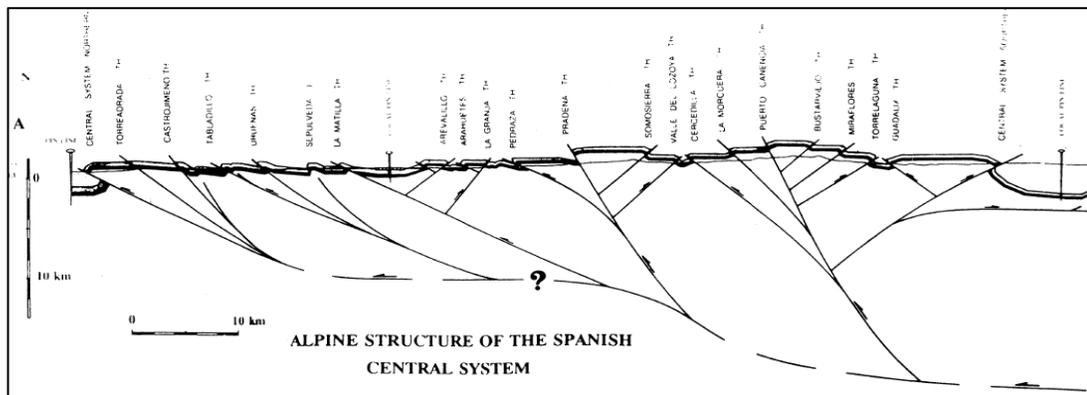


Fig. 1.13 Estructura Alpina del sistema central de España, según De Vicente et alters, (1992).

Tomado de Ubanell, A. (1994).

Chaplet y Stephen (1998).

Realiza un análisis de la interferencia tectónica entre Andes Merideños (estados Táchira – Apure – Barinas, Venezuela) y Cordillera Oriental (Departamento Norte Santander, Colombia). Hacen una interpretación de imágenes de radar y el análisis tectónico de líneas sísmicas, junto con la integración de datos de campo y pozos, permitiéndoles generar un mapa geológico detallado que abarca parte de Colombia, los estados Barinas, Táchira y Apure. El divide su área de estudio en tres dominios: Una denominado Dominio merideños, otro Dominio de la cordillera oriental y el ultimo llamado Dominio de interferencia tectónica merideña y la tectónica de la cordillera oriental. (Fig. 1.14)

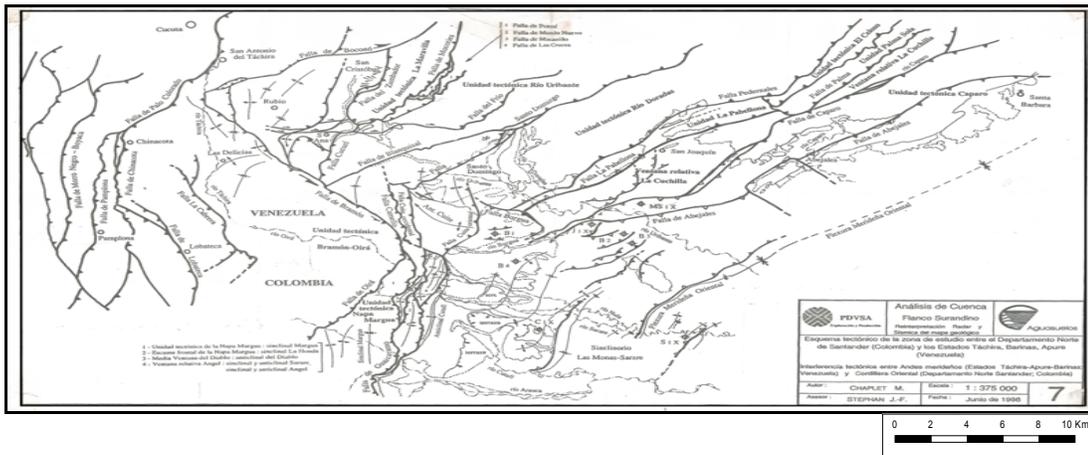


Fig. 1.14 Esquema tectónico entre el Departamento Norte de Santander (Colombia) y los Estados Táchira, Barinas y Apure (Venezuela). Tomado de Chaplet et. al., (1998).

Branquet. et. al. (2002)

Presentan un modelo estructural para la cordillera oriental, el piedemonte de Guavio y el piedemonte de los llanos Colombianos, donde consideran un sistema de fallas transpresivas con vergencia principal hacia el este y retro corrimientos con vergencia contraria. (Fig. 1.15).

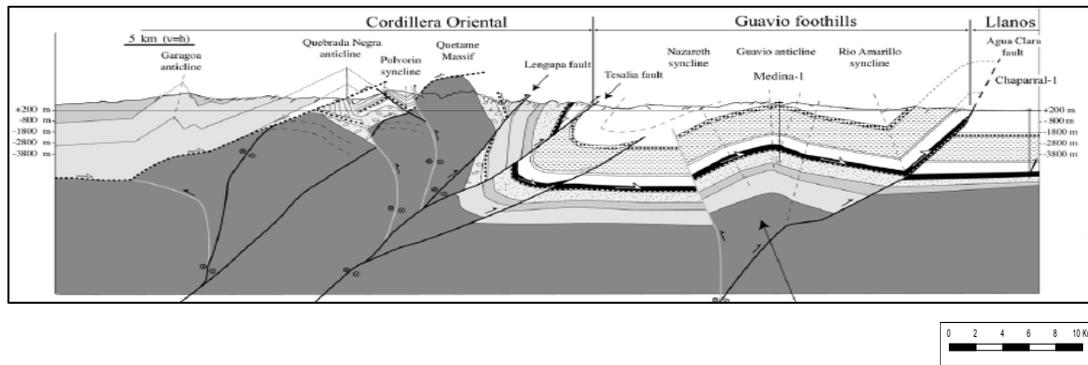


Fig. 1.15 Modelo estructural propuesto por Branquet Y., et. al. (2002)

Tomado: Branquet Y., et. al. (2002)

Chaplet, M. Bastos, P. y Valera, D. (2010),

Revisan, el área Ángel de la Ventana tectónica La Cuchilla, comparando una considerable cantidad de trabajos anteriores como por ejemplo el de Heybroek, (1953); Creole P.C. (1957); Chaplet y Stephan, (1998); entre otros, donde se estudiaron y se compararon todos los documentos de superficie de esta zona, confirmando la calidad de los mapas de Heybroek (1953), de la Creole P.C. (1957) y del mapa integrado de 1998 (Chaplet).

Audemard y Audemard (2003)

Proponen que el levantamiento de los Andes de Mérida no se produce por la convergencia a través de una subducción convencional de tipo B, como la mayoría de los Andes de América del Sur. Además, los Andes de Mérida y la Cordillera del este de Colombia están separados por el desplazamiento lateral de la falla de Santa Marta-Bucaramanga, y el macizo de Santander con dirección NO-SE. Los Andes de Mérida es el resultado de una transpresión Mioceno debido a la convergencia oblicua entre dos bloques continentales: América del Sur y el bloque triangular de Maracaibo. Los Andes de Mérida juega un papel importante, ya que el crecimiento de la cadena se debe en parte de inversión del graben en el Jurásico Medio, exponiendo rocas de la corteza continental del Precámbrico y Paleozoico a lo largo de América del Sur

Acosta.*et. al.* (2010),

Elaboran un mapa de geología de superficie a escala 1:100.000 integrando gran cantidad de trabajos de geología de superficie previos, tales como Schaub H. (1940); Creole Petroleum Corporation (1957); Meier B. (1983); Schwander M. (1894); Ministerio de Energía y Minas, (1986); Aguasuelos, C.A., (1998); Noguera M., (2007); Toribio E., (2008); entre otros, también realizaron la interpretación geológica de imágenes satelitales Landsat e imágenes SLAR. El mapa abarca la frontera colombo-venezolana desde San Antonio del Táchira al norte hasta las cabeceras del Río Arauca al sur. Hacia el oeste se extiende hasta el pueblo de Pamplona, Colombia. Hacia el este se extiende hasta el pueblo de Santa Bárbara de Barinas, Venezuela

Goncalves, A. *et. al.* (S/F),

Reevalúan los elementos tectónicos asociados a los prospectos exploratorios ubicados en la parte Central del Flanco Sur andino, en la Subcuenca de Barinas, limitada al Norte por la presencia del sistema fallas destral de Boconó y al sur, por el área correspondiente al dominio poco deformado, de la Subcuenca de Barinas, esto lo hacen mediante el análisis de mapas geológicos de superficie, información sísmica 2D y datos de pozos. Para su estudio, se balancearon 26 secciones estructurales y se generó el modelo geológico tridimensional de la región. Además, se realizó la interpretación y restauración de la línea sísmica “D” (Fig. 1.16.A) al Tope del Eoceno, permitiendo definir la evolución estructural regional, desde el Eoceno hasta la actualidad. (Fig. 1.16.B).

Generación de un Modelo geológico estructural a partir de sísmica 2D, datos pozo y geología de superficie, en el área Sarare-La Cuchilla, Flanco Sur Andino, Estado Apure

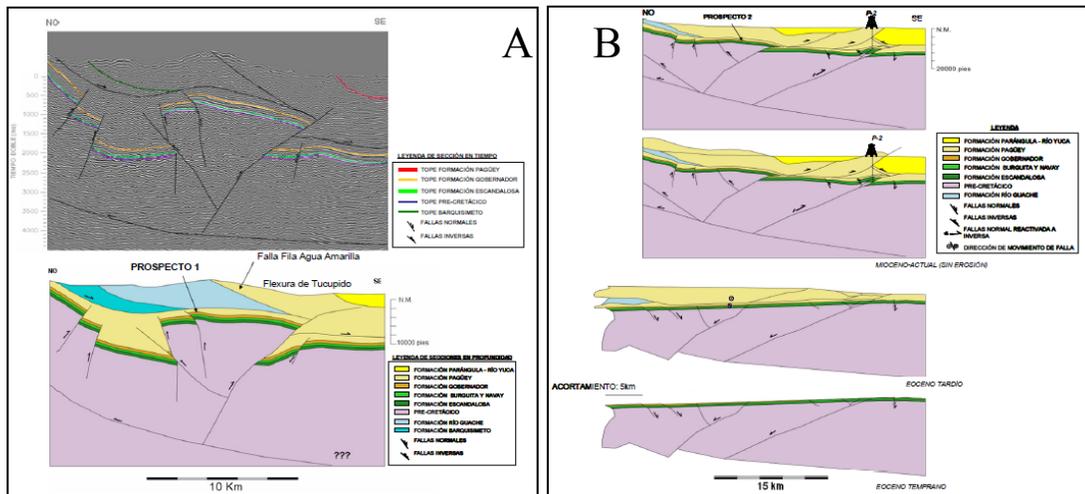


Fig. 1.16: A) Línea sísmica "D" interpretada, mostrando la trampa estructural asociada al prospecto 1. B) evolución estructural del área. Fuente: Tomadas de Goncalves, A. et. al. (S/F)

CAPITULO II

MARCO TEORICO

2.1. Principios de geología estructural y teoría básica

En la geología estructural se estudian las rocas deformadas, para esto se definen la geometría de los cuerpos y el esfuerzo que produjo la deformación, es por ello que primeramente se presentan una serie de conceptos básicos relacionados con la mecánica de desarrollo de las estructuras geológicas.

2.2. Pliegues

Tarbuck, E. y Lulgens, F. (2000) en su sección de pliegues, establecen que son inflexiones o dislocaciones (ondulaciones) más o menos bruscas, que forman las capas sedimentarias al ser modificadas en su posición natural (la horizontal) por los agentes orogénicos. Estos agentes o fuerzas generan deformaciones plásticas y continuas tridimensionales, y por esta razón también se le llaman cuerpos geológicos.

2.3. Sistemas y clasificación de fallas

Las fallas son estructuras dinámicas que se desarrollan en tiempo y en espacio, estas cambian de forma, crecen o mueren a lo largo del tiempo. La mayoría de las fallas no son simple estructuras planas, sino que muestran complejos cambios de forma en tres dimensiones. Estos cambios deben generar necesariamente estructuras de acomodación: pliegues, fallas, desarrollo de clivaje o pérdida de volumen

Las fallas ocurren usualmente como sistemas ligados entre si. Estas uniones usualmente siguen reglas geométricas y mecánicas que permiten formar patrones característicos que pueden ser fácilmente reconocibles. La deformación alcanzada por fallamiento frágil en la corteza superior debe ser balanceada por deformación plástica en la corteza inferior. La relación entre la corteza superior e inferior depende del régimen tectónico. Tarbuck, E. y Lulgens, F. (2000)

2.3.1. Geometría y clasificación de las fallas

En general hay tres tipos fundamentales de clasificación de las fallas, las cuales se detallan a continuación:

2.3.1.1 Clasificación Andersoniana:

McClay (1987) nos indica que Anderson (1905) realizó a comienzos de siglo una clasificación dinámica de las fallas basada en el posicionamiento de tres vectores principales de esfuerzos: σ_1 , σ_2 , σ_3 , ortogonales entre sí, que cumplen el requisito general de $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (Fig. 14). Dependiendo de las posiciones de los vectores se definen los tres tipos de fallas principales:

- Normal (σ_1 vertical, σ_2 y σ_3 horizontal).
- Transcurrente (σ_2 vertical, σ_1 y σ_3 horizontal)
- Inversa (σ_3 vertical, σ_1 y σ_2 horizontal).

La clasificación Andersoniana es muy restringida y presenta problemas para la interpretación de muchos casos. Por ejemplo, no explica el comportamiento lístrico (curvamiento progresivo del plano de falla en profundidad) de las fallas normales (Fig. 2.1)

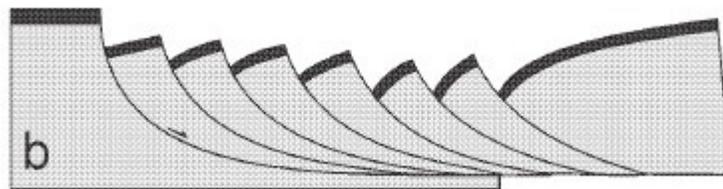


Fig.2.1 Fallamiento normal de carácter lístrico. Tomada de Davis y Reynolds (1996).

- a) Fallas normales: σ_1 es vertical y σ_2 y σ_3 son horizontales. La inclinación de los planos de falla es 60° (figura 2.2 a).
- b) Fallas de deslizamiento en el rumbo: σ_2 es vertical y σ_1 y σ_3 son horizontales. En este caso los planos de falla son verticales y el la dirección de movimiento es horizontal (figura 2.2b).

c) Fallas inversas: σ_3 es vertical y σ_1 y σ_2 son horizontales. El plano de falla se inclina a aproximadamente 30° de la horizontal (figura 2.2c).

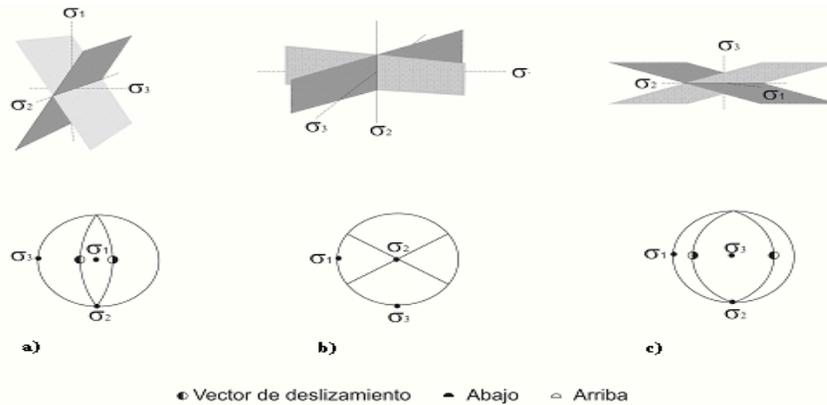


Fig. 2.2 Clasificación dinámica andersoniana de las fallas. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: vectores de compresión
 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Fuente: Tomada de McClay (1987).

2.3.3. Clasificación por Separación

Esta se basa en el concepto de separación estratigráfica de un plano de referencia a través de la falla (figura 2.3). Esta es una clasificación geométrica y cinemática que no depende de la orientación de la superficie de falla. En esta clasificación son fundamentales los conceptos de fallas extensionales y compresionales.

El exacto desplazamiento a lo largo de fallas, usualmente no puede ser determinado en el campo o en secciones sísmicas. Sin embargo, para la mayoría se deberían recolectar los siguientes datos:

- Dirección de movimiento: Esta se determina por marcadores cinemáticos presentes en el plano de falla como crecimiento de fibras en escalones, estrías, etc. En casos excepcionales el desplazamiento de un punto en cada lado de la falla puede ser determinado y entonces la magnitud y la dirección pueden ser estimadas.
- Sentido de movimiento: Este se determina a partir de relaciones estratigráficas

(rocas antiguas sobre rocas más jóvenes), además del uso de algunos marcadores cinemáticos, o por el desplazamiento aparente de unidades marcadoras, diques y otras fallas.

c) Separaciones estratigráficas: Usualmente es posible medir o estimar la separación de algunos estratos a lo largo de la falla.

d) Rotación: Establecer este parámetro es muy difícil, pues se requiere el conocimiento del desplazamiento de muchos puntos a lo largo del plano de falla.

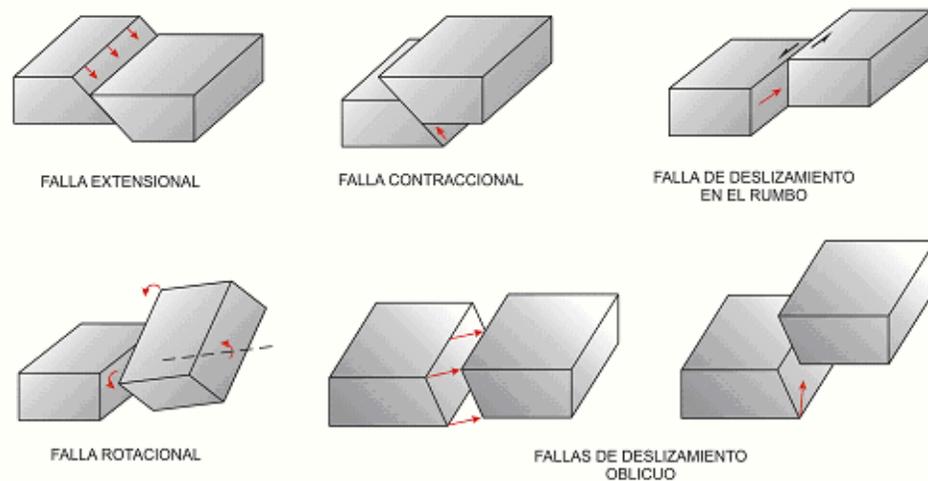


Figura 2.3 Clasificación por separación de las fallas
Tomado de <http://4.bp.blogspot.com>

2.3.4. Sistemas extensionales de fallas

McClay (1987) Las fallas extensionales ocurren en un rango de escalas desde aquellas que controlan la formación de la cuenca hasta aquellas que están bajo los límites de resolución sísmica. Estas fallas frecuentemente controlan la distribución de las rocas fuente y reservorio y definen muchas de las más grandes trampas de hidrocarburos. Por lo tanto la geometría y cinemática de estas estructuras es de gran importancia para los exploradores.

2.3.5. Clasificación de fallas extensionales

La clasificación de las fallas extensionales es básicamente geométrica y ha sido propuesta por Gibbs (1984). En sentido amplio dos categorías básicas de fallas extensionales pueden ser encontrados: Fallas extensionales planares y fallas extensionales listricas.

Dentro de las fallas extensionales planares ocurren fallas rotacionales y no-rotacionales, aunque estas fallas generan problemas de espacio en los niveles de despegue. En contraste, las fallas listricas también produce rotación de los estratos, pero producen menos problemas de espacio en el nivel de despegue. En ambas clasificaciones se asume que las fallas se nuclean y propagan en el bloque adyacente de un sistema extensional y por lo tanto fallas jóvenes rotarán fallas más antiguas en el bloque colgante. Sin embargo McClay y Ellis (1987) han demostrado que durante el fallamiento en estos sistemas ocurre una propagación en el bloque colgante sobre el nivel de despegue.

2.4 Graben

Graben del alemán que significa "fosa" son bloques deprimidos que se forman por alargamiento horizontal de la corteza terrestre y se encuentra situado entre dos fallas normales divergentes. A menudo se encuentran asociados para formar los *rifts* donde la extensión está localizada en grandes cuencas. A los bloques levantados por los procesos distensivos se llaman *horst*.

En muchos casos los *graben* generan variación en los espesores de los estratos sedimentarios que se depositan una vez que este ya se ha formado, ya que existe una fuerte variación de profundidad entre los bloques deprimidos y levantados. (Fig. 2.4)

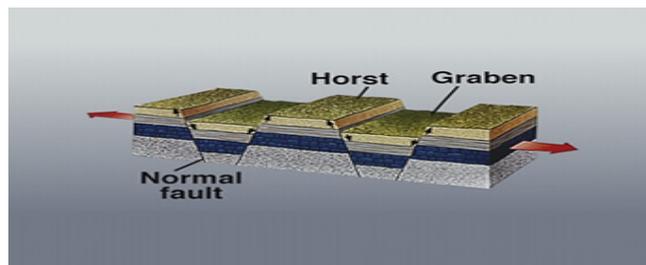


Fig. 2.4 Graben y horst generado por procesos distensivos
Tomado de <http://www.uclm.es>

2.5 Inversión tectónica

Es el fenómeno que produce una inversión del sentido de movimiento de una falla preexistente. Este fenómeno se ha descrito en estructuras creadas por distensión (*graben*) y después reactivadas por compresión donde una falla que inicialmente fue normal (generada por proceso distensivo) pasa a ser una falla inversa por efecto de la compresión Mecier J. and Vergely P. (1988).

2.5.1 Factores que controlan la inversión tectónica

Cuando una falla es reactivada, la dirección del desplazamiento S depende del nuevo régimen tectónico y de la orientación (dirección y pendiente) de la falla con respecto a las nuevas direcciones principales de los esfuerzos. Cuando la inversión por compresión se produce en una falla normal de 45° a 60° , el valor del esfuerzo cortante τ debe ser lo suficientemente elevado para que está sea fácilmente reactivada como falla inversa; posteriormente, puede asociarse a una reactivación por plegamiento. Si la falla preexistente tiene poca pendiente (alrededor de los 30°) la inversión por compresión es mucho más fácil y la geometría final puede tomar forma de cabalgadura Mecier J. and Vergely P. (1988).

2.6. Rampas y geometría de las superficies de cabalgamiento

En dos dimensiones las fallas de cabalgamiento cortan la sección en la dirección de transporte a lo largo de rampas con ángulos típicos de corte de 30° ó menos. En el bloque colgante sobre la rampa del bloque adyacente se obtendrá necesariamente un pliegue, un par anticlinal-sinclinal en su parte anterior y otro par en la parte posterior.

Fallas de cabalgamiento en tres dimensiones: una falla de cabalgamiento podría tener una geometría compleja de rampa con rampas frontales (perpendiculares a la dirección de movimiento), rampas laterales (paralelas a la dirección de movimiento) y rampas oblicuas (oblicuas a la dirección de movimiento). Estas rampas producirán necesariamente pliegues en el bloque colgante sobre las rampas y estos estarán orientados paralelos a las rampas o a las líneas de intersección entre las diferentes

rampas. Por lo tanto en un cinturón plegado y fallado se pueden encontrar pliegues a diferentes ángulos de la dirección de transporte. Mecier J. and Vergely P. (1988).

2.6.1. Pliegues Asociados a Cabalgamientos

Se consideran cuatro tipos de plegamiento asociado con cinturones plegados y fallados de piel delgada (figura 2.17)

2.6.1.1. Plegamiento por flexura de la falla (*fault-bend folds*)

Los cabalgamientos, en particular los que participan de un estilo de deformación en piel delgada (*thin-skinned*). Los cabalgamientos se propagan en su mayoría a lo largo de zonas de debilidad dentro de una secuencia sedimentaria, tales como lutitas o capas salinas, las cuales son llamadas rellanos. Si la eficacia de la separación se reduce, el corrimiento tenderá a cortar la sección a un nivel estratigráfico más alto, hasta que alcance otra separación o despegue efectivo con el que pueda continuar como en el caso de los lechos planos paralelos. La parte del cabalgamiento que une los dos planos se conoce como una rampa y se forma típicamente en un ángulo de unos 15° a 30° respecto a la base. El desplazamiento continuado de un cabalgamiento sobre una rampa produce un pliegue de geometría característica conocido como rampa anticlinal o, más generalmente, como pliegue de flexión de falla. Duerto, L. (1998) (Fig. 2.5)

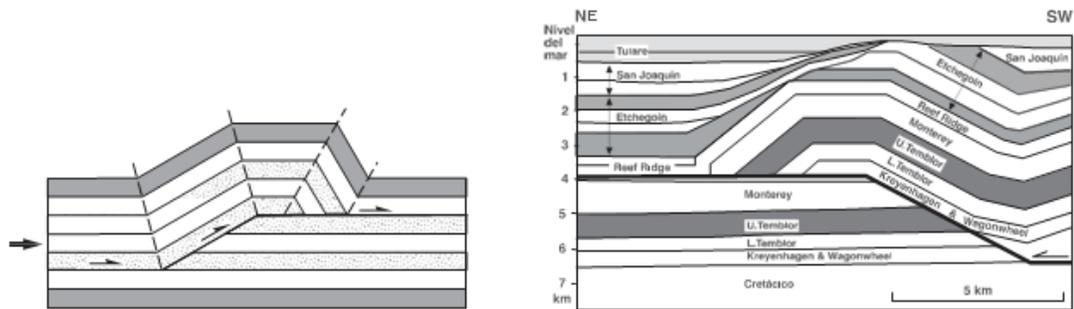


Fig. 2.5 Pliegue de flexión de falla teórico y pliegue de flexión de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (anticlinal de Lost Hills, Estados Unidos, modificado de Medwedeff, 1989)

2.6.1.2. Plegamiento por propagación de la falla (*fault-propagation folds*)

Según Prieri, M. (1989) los pliegues de propagación de falla se forman en la parte superior de una falla de empuje en la que ha desaparecido la propagación a lo largo del desprendimiento entre capas, pero el desplazamiento del cabalgamiento continúa detrás de la parte superior de la falla. El desplazamiento continuo se adapta por la formación de un par asimétrico de pliegues anticlinal-sinclinal. Como el desplazamiento continúa, la punta del cabalgamiento comienza a propagarse a lo largo del eje del sinclinal. Estas estructuras son también conocidas como pliegues de línea de contorno. Con el tiempo la punta cabalgante que se propaga puede llegar a otra capa de desprendimiento o despegue eficaz y se desarrollará una estructura de pliegue compuesto con características tanto de pliegue de flexión de falla como de pliegue de propagación de falla. (Fig.2.6)

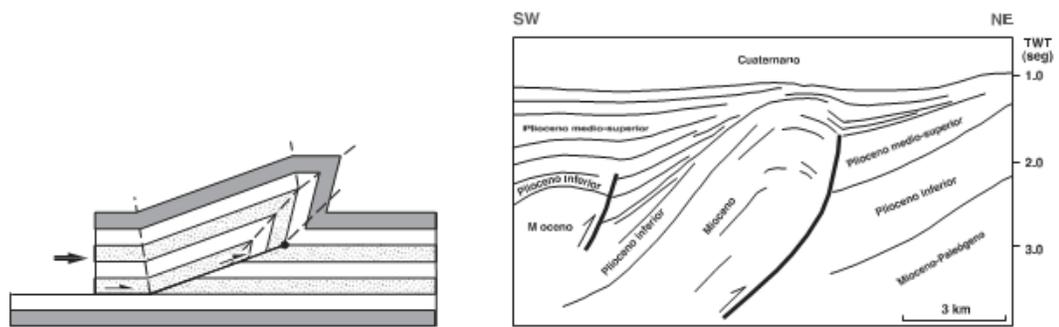


Fig. 2.6 Pliegue de propagación de falla teórico y pliegue de propagación de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (Cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989)

2.6.1.3. Los pliegues despegados (*detachment o décollement folds*)

A diferencia de los pliegues de flexión o de propagación de falla, no están asociados con una rampa en la falla, sino que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas (despegue) (Fig. 2.7). Pueden generarse en la zona próxima a la terminación de un cabalgamiento o bien en cualquier otra zona a lo largo del cabalgamiento si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento a lo largo de este. Los pliegues despegados pueden estar limitados por un despegue inferior, por uno superior o por ambos (Chamberlin, 1910).

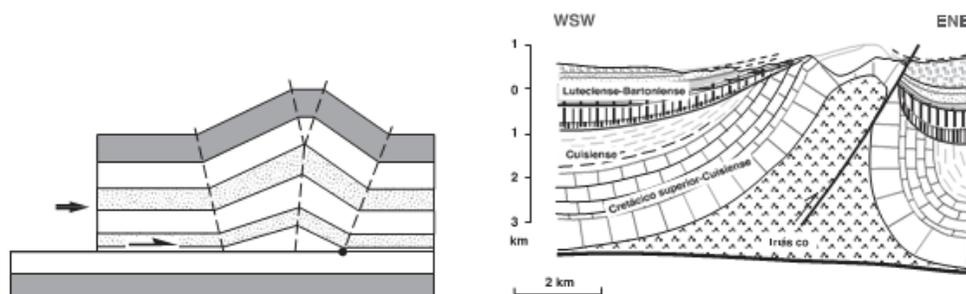


Fig 2.7 Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). (Cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989).

Aparte de estos tres tipos de pliegues hay otros estilos de pliegues relacionados con fallas, algunos de los cuales se describen brevemente a continuación. Con el término de pliegues híbridos entre pliegues de propagación y pliegues despegados (*hybrid fault-propagation/detachment folds*) (Chester y Chester, 1990; Marret y Bentham, 1997) se definen aquellos pliegues que se forman simultáneamente a la propagación de una falla, pero, a diferencia de los ejemplos típicos de pliegues de propagación de falla en los cuales el pliegue se inicia en el punto donde la falla pasa de ser un despegue a estar en situación de rampa, los pliegues híbridos pueden nuclear en cualquier punto de la rampa cuando esta se propaga. La rampa no necesita estar conectada con un despegue. Este tipo de pliegues incluye en una sola categoría los pliegues de propagación de falla y aquellos “pliegues despegados” que se forman sobre fallas en situación de rampa de bajo buzamiento coetáneamente a la propagación de la falla.

Los pliegues debidos a un gradiente de desplazamiento a lo largo de la falla (*fault displacement-gradient folds*) (Wickham, 1995) corresponden a aquellos pliegues que se forman en la zona próxima a la terminación de una falla ya sea simultáneamente a la propagación de esta o bien aunque la posición de la terminación de la falla se mantenga estacionaria. Este tipo de pliegues incluye entre otros a los pliegues de propagación de falla y también a los pliegues despegados.

Los pliegues de propagación por cizalla triple (*trishear fault-propagation folds*) (Erslev, 1991) son aquellos pliegues de propagación de falla en donde a partir de la terminación de la falla emana una zona de cizalla dúctil de forma triangular (en dos dimensiones) que se abre desde el punto de terminación de la falla.

Los pliegues de recubrimiento o pliegues forzados (*drape o forced folds*) (Prucha et al., 1965) son tipos particulares de pliegues que se originan por flexión pasiva de las rocas de la cobertera para adaptarse a la geometría producida por el movimiento de bloques a lo largo de fallas, por lo general fuertemente inclinadas, desarrolladas en el basamento.

2.6.1.4. Cabalgamientos dúplex (*fallas dobles*)

Los cabalgamientos dúplex se dan cuando hay dos niveles de desprendimiento o despegues próximos entre sí dentro de una secuencia sedimentaria, como la parte superior y la base de una capa relativamente fuerte de arenisca limitada entre dos capas de lodo relativamente débiles.

Cuando un cabalgamiento que se ha propagado a lo largo del despegue inferior, conocido como cabalgamiento inferior, corta el desprendimiento de la parte superior, conocida como cabalgamiento superior, forma una rampa dentro de la capa más fuerte. Con el desplazamiento continuo del cabalgamiento, las tensiones más altas se desarrollan en el labio hundido de la rampa debido a la curva de la falla. Esto puede causar la propagación renovada a lo largo del cabalgamiento inferior hasta que de nuevo se cortan para unirse al cabalgamiento superior. Aparecerán nuevos desplazamientos adicionales a través de la rampa de nueva creación. Este proceso puede repetirse muchas veces, formando una serie de fallas de cabalgamiento delimitadas en capas delgadas, conocida como cabalgamientos imbricados, cada uno de las cuales posee la geometría de una falla dúplex de pequeño desplazamiento. El resultado final es generalmente un dúplex en forma de rombo

La mayoría de los cabalgamientos dúplex sólo tienen pequeños desplazamientos en las fallas de delimitación entre las capas imbricadas y éstas se buzan desde el antepaís (Fig 2.8). En ocasiones el desplazamiento o se encuentra más o menos verticalmente uno encima del otro, esto se conoce como **un apilamiento antiformal o apilamiento imbricado**.

El mecanismo de cabalgamiento dúplex es muy eficiente para adaptar el acortamiento de la corteza engrosando la sección en lugar de doblarla y deformarla (<http://es.wikipedia.org>).

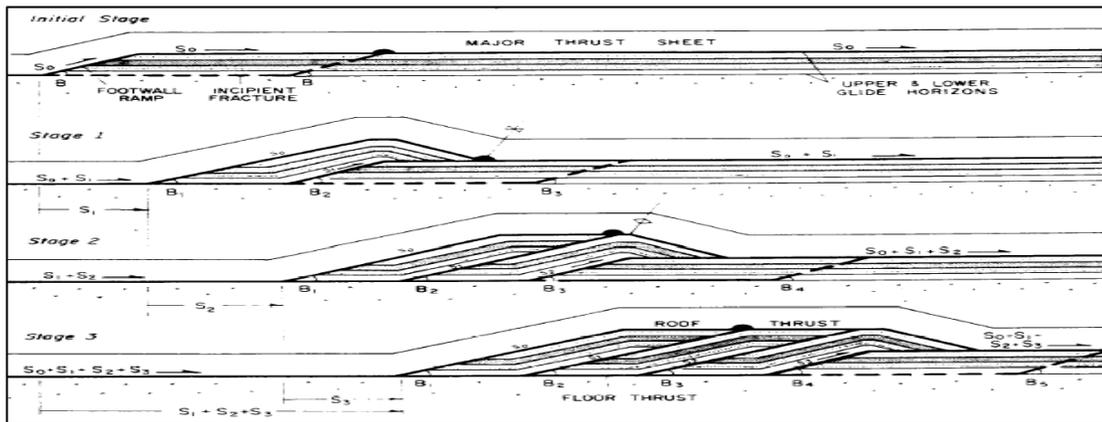


Fig.2.8 Evolución de un sistema dúplex de buzamiento hacia el retropaís. Fuente: Cristallini, E. (1998)

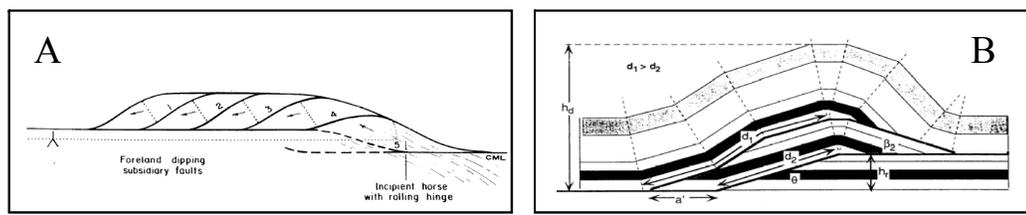


Fig. 2.9. A: Sistema dúplex de buzamiento hacia el antepaís. B: Sistema dúplex de apilamiento antifórme Fuente: Cristallini, E. (1998).

2.6.1.5. Formación de dúplex por deformación no planar

La diferencia principal que presentará la formación de duplexes por deformación no planar (caso más cercano a la realidad) se encuentra en la compensación volumétrica por hundimientos y levantamientos. Así en duplexes extensionales se formaran hundimientos, y en los compresionales, levantamientos. Unas de las estructuras más notables derivadas de la deformación no planar son las denominadas flores positivas (positive flowers) y flores negativas (negative flowers) (Woodcock y Fischer, 1986) (Fig. 21), que a su vez se corresponden con los casos de duplex compresional y extensional, respectivamente. La geometría interior de las fallas secundarias en un duplex muestra que estas convergen en profundidad hacia una zona de falla única. En el caso de una estructura en flor negativa, las fallas

secundarias dentro del *duplex* tendrán un comportamiento mixto, transcurrente-normal, por lo cual podemos decir que la zona interior está en extensión y sometida a hundimiento. Por el contrario, en una estructura tipo flor positiva, las fallas interiores se comportarán como transcurrentes-inversas, por lo cual podemos decir que la zona está en compresión y por lo tanto sometida a levantamiento (Fig 2.10).

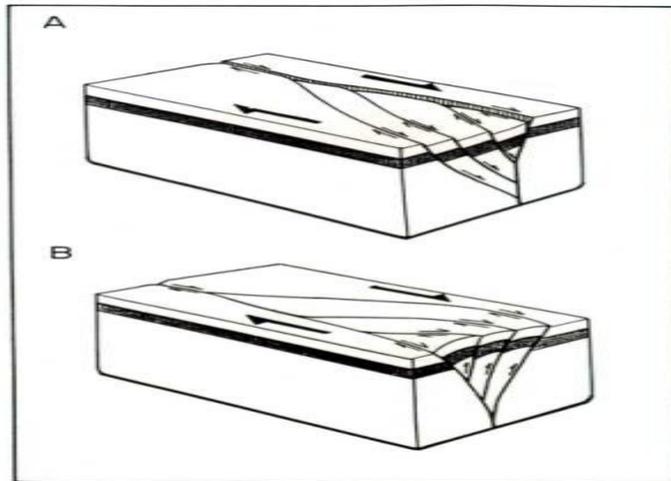


Fig.2.10 Estructuras tipo flor negativa (A) y flor positiva (B). Note la subsidencia y alzamiento respectivo en A y B, así mismo como el caracter mixto (transcurrente-normal y transcurrente inverso) del fallamiento asociado. Fuente: Woodcock y Fischer (1986).

2.7. Zonas triangulares

El concepto de zona triangular (Leonardo Duerto 1998) emergió en un principio para describir una geometría de deformación sin implicaciones de ningún tipo, este concepto:

"estructura con geometría de cuña formadas por la acción de dos corrimientos de vergencia opuesta" y esta geometría podría adquirirse por corrimiento producidos en distintas etapas de deformación.

Entonces las zonas triangulares se podrían observar:

En las terminaciones de los frentes de cabalgamiento comúnmente donde el nivel de despegue superior es un importante retrocabalgamiento (figura 2.11a). Estas zonas son rasgos estructurales positivos para trampas de hidrocarburos.

Otra zona triangular se forma cuando hay una combinación de dos

cabalgamientos en un mismo despegue basal y con vergencia opuesta. Cuando la zona termina por un cabalgamiento de piso y por un cabalgamiento de techo pasivo se forma un prisma con cabalgamiento intracutáneo (2.11b).

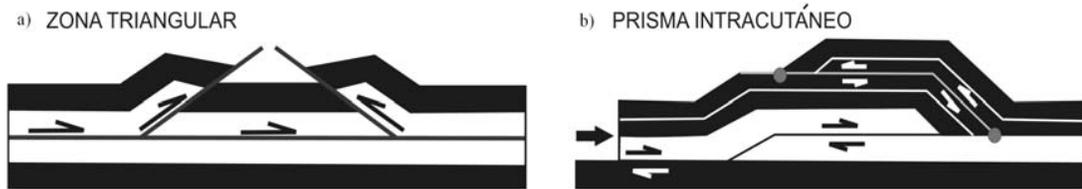


Fig. 2.11 Zonas triangulares Fuente: Leonardo Duerto (1998).

Entonces las zonas triangulares se puede definirse como:

"Estructuras con geometría de cuña formadas por la acción de dos corrimientos contemporáneos con vergencias opuestas que tienden a converger en un punto o zonas de desplazamientos".

Bajo este concepto anterior podríamos definir ahora los elementos de la zona triangular

Punto de desplazamiento nulo o (Tip point): Es el borde de un fallamiento en el cual el desplazamiento del mismo es cero

Rampa: Es la parte del corrimiento que corta a las estratificaciones y que generalmente posee ángulos entre 10 y 30 grados. Según McClay (1992), si la rampa es paralela a la dirección de transporte recibe el nombre de rampa lateral y si es con cierta angularidad, rampa oblicua.

Núcleo o (core): Es el sector posiblemente imbricado que se desplaza en el sentido de la compresión y está bordeado por los corrimientos de techo y piso, y generalmente es más frágil y duro que el sector superior, pero no necesariamente.

Corrimiento de techo o (roof thrust): es el corrimiento superior que bordea el núcleo. Según McClay, pueden presentar suaves plegamientos causados por el movimiento de los corrimientos intracutáneos. (fig. 2.12).

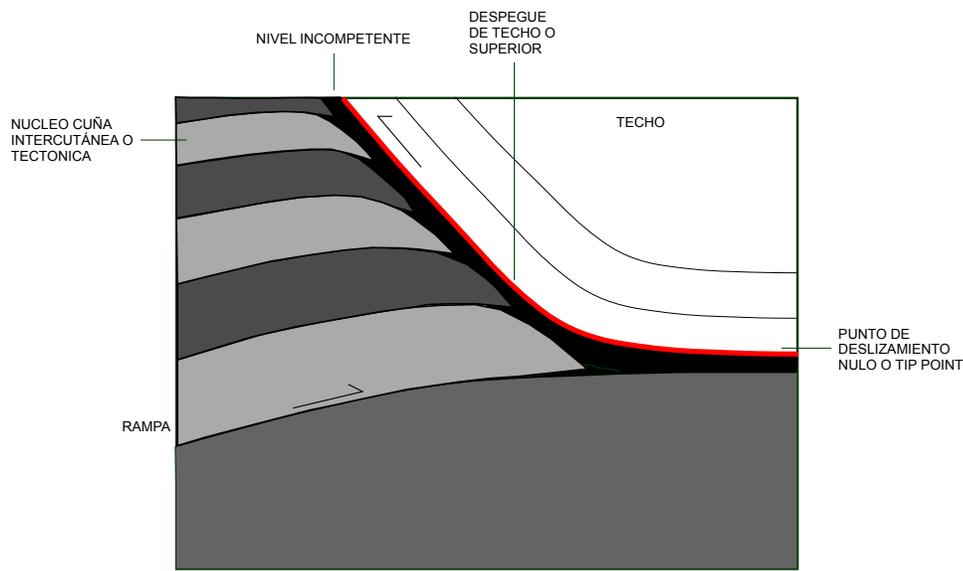


Fig.2.12 Corte frontal de una sección de corrimiento típica destacando sus efectos tectónicos.
(Tomado de Leonardo Duerto 1998).

2.7.1. Clasificación de las zonas triangulares

Para la clasificación de las zonas triangulares se puede tomar en cuenta la vergencia de los corrimientos:

1.- Zonas triangulares de desprendimiento basal a un mismo nivel

También definida como zona triangular tipo I por (Leonardo Duerto 1998) consiste de la combinación de dos corrimientos con el mismo desprendimiento basal pero con convergencias opuestas. Este tipo de estructuras incluyen estratigrafías de muy débiles y dúctiles desprendimientos basales, como sal o otro tipo de evaporitas

2.- Cuña por corrimiento intercutáneo o de techo pasivo

También definida como zona triangular tipo II donde el frente deformacional no aflora en superficie, y el corrimiento frontal permanece enterrado como un corrimiento ciego (*blind thrust*) el cual produce un plegamiento de los estratos superiores, los cuales pueden ser cortados o removidos por erosión según sea el caso. Las estructuras involucradas son generalmente arcillas como superficie de despegue, aunque también puede ocurrir en evaporitas

2.8. Sistemas de fallas de rumbo

Las fallas de deslizamiento en el rumbo se asocian usualmente con movimientos de placas y pueden ser clasificadas en dos grupos mayores: fallas transformantes asociadas con límites de placa, estas estructuras penetran toda la litosfera, y fallas transcurrentes las cuales están confinadas a la corteza y son generalmente de carácter intracontinental. Existe un tercer grupo de fallas de rumbo asociado con la transferencia del desplazamiento de sistemas extensionales o de cabalgamiento, estas se denominan fallas de desgarre Wilcox *et. al*, (1973).

2.8.1. Deformación asociada a fallas de rumbo

Las fallas de rumbo se asocian con deformación rotacional que caracteriza las estructuras de este tipo de fallamiento que forma arreglo de pliegues en echelón y fallas de segundo orden. Secciones a través de fallas de rumbo muestran rápidos cambios en el estilo estructural a lo largo del rumbo.

Movimientos oblicuos a lo largo del rumbo producen movimientos compresionales a lo largo de la falla de rumbo (transpresión) o extensión a lo largo de la zona de falla de rumbo (transtensión).

Las cuencas sedimentarias se pueden formar por extensión localizada a lo largo de sistemas de fallas de rumbo. Estas cuencas son generalmente pequeñas y complejas comparadas con las cuencas de expansión o de margen pasivo.

Una cuenca puede experimentar acortamiento y extensión durante su evolución en una zona de falla de rumbo y característicamente una parte del sistema de fallas puede sufrir extensión mientras que otra parte puede sufrir compresión. Fallas de rumbo son comúnmente encontradas en regiones de tectónica activa y las cuencas pueden sufrir extensión e inversión en el mismo sistema de fallas.

2.8.2 Rasgos Geométricos de los Sistemas de Falla de Rumbo

Sistemas de fallas de rumbo se caracterizan por un estilo estructural característico y una asociación de estructuras relacionadas. Estas han sido interpretadas en términos de la clásica elipse de deformación de Wilcox *et. al*, (1973).

2.9. Tectónica de piel delgada (thin-skinned)

Hatcher, R. (2007) para explicar la tectónica de piel delgada menciona que en muchas regiones del mundo, las rocas más antiguas se superponen en la parte superior de las rocas más jóvenes, todo lo contrario de lo que se espera. La explicación habitual es que las capas de rocas más antiguas eran empujadas de forma paralela a los planos de estratificación por encima de las capas de rocas más jóvenes, a veces por cientos de millas. Tan numerosos son los casos de los estratos invertidos, que está surgiendo una nueva rama de la geología, denominada tectónica de piel delgada para así estudiar estos casos.

La tectónica de piel delgada, es un estilo de deformación en las placas tectónicas, que se dan en límites convergentes, donde ocurren fallas inversas superficiales que sólo afecta la cobertura rocosa (rocas sedimentarias normalmente), mas no, el basamento rocoso. (Fig. 31). La deformación tectónica de piel delgada es típica en muchos pliegues y cabalgaduras desarrolladas en el antepaís de una zona de colisión o hacia atrás del arco de un arco volcánico continental (retroarco). Este es particularmente el caso donde existe un buen desprendimiento subcutáneo basal, por lo general en una capa más débil como una pizarra, evaporitas, o una zona de alta presión del líquido intersticial.

La tectónica de piel delgada fue descrita por primera vez en las Montañas Rocosas de los Estados Unidos, como parte de la orogénia Sevier.

En el registro de rocas, esto aumentará la influencia de las rocas más superficiales, que generalmente incluye rocas sedimentarias. Por lo general, se podrán ver repetidas las secciones de una misma roca una y otra vez, como fallas inversas, arriba del desprendimiento subcutáneo y estratos de la misma capa en la parte superior de sí mismo. Los sedimentos que son creados por este tipo de deformación son areniscas. (Fig. 2.13)

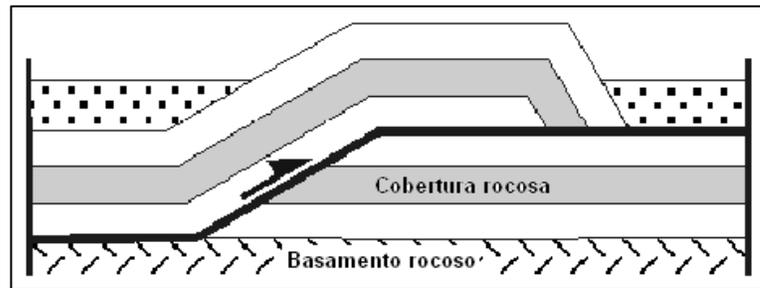


Fig. 2.13 Esquema de deformación de piel delgada. (Tomado de Tozer, Butler y Corrado 2001)

2.10. Tectónica de piel gruesa (*thick-skinned*)

La tectónica de piel gruesa es un término geológico que se refiere al acortamiento cortical que involucra al basamento y fallas profundas. Este acortamiento de la corteza se produce cuando la región está sometida a compresión horizontal. Esto ocurre en orogénesis o formación de montañas, durante el cual se acorta la corteza en sentido horizontal y se engruesa en sentido vertical. La deformación de piel gruesa es independiente de la deformación de piel fina, que solo afecta a la roca sobre las unidades en el basamento. Este fue identificado por primera vez y descrito a partir de rocas de la orogénesis Laramide de Wyoming.

La deformación de piel gruesa se produce en rocas plutónicas y metamórficas (Fig. 2.14), a diferencia de la de piel delgada que se produce en rocas de origen sedimentario, (Shiner, P. 2004).

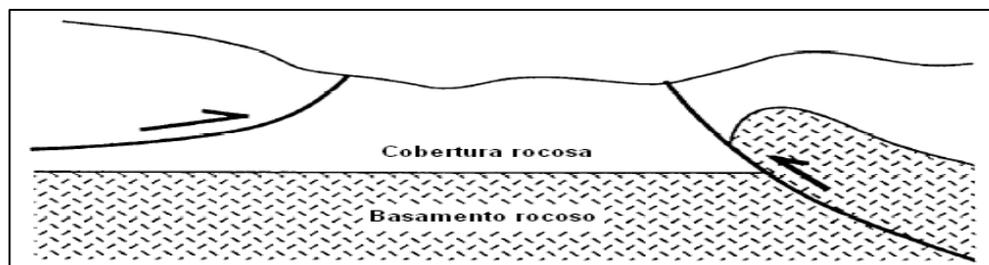


Fig. 2.14 Esquema de una deformación de piel gruesa. Fuente: Allmendinger (1998)

2.11. Método kink

Este método se basa en que cualquier curva puede expresarse por medio de una serie de cuerdas. Una cuerda es el segmento que une dos puntos cualquiera de la circunferencia. La construcción con este método depende de la ubicación de los puntos de pliegues tipo *kink*, Estos puntos a su vez determinan la ubicación de las superficies axiales, que a su vez definen los kink bands (bandas entre pliegues o áreas entre dos superficie).

2.12. Principios fundamentales de interpretación sísmica

El modelo geológico estructural se basa en la interpretación de sísmica de dos y tres dimensiones, es por ello, que es necesario conocer los principios básicos de la interpretación sísmica, de acuerdo con Regueiro (1997), la interpretación sísmica se fundamenta principalmente en dos principios:

2.12.1. Continuidad: Propiedad por la cual un evento o pulso sísmico puede ser reconocido en trazas sucesivas. Estos pulsos repetidos crean alineaciones que dan características de continuidad a lo largo de las secciones (reflectores).

2.12.2. Correlación: Es puramente un proceso de reconocimiento de patrones. El patrón puede ser un pulso simple, el cual se distingue por su amplitud y frecuencia o un grupo de reflexiones que conformen un paquete. La correlación se utiliza principalmente para relacionar reflexiones de una línea a otra.

2.13. Sísmica de reflexión

El objetivo primordial de las técnicas de reflexión sísmica es obtener estimaciones de las posiciones de las capas analizando las señales correspondientes a las ondas que emiten y detectan en superficie. Dichas ondas en su tránsito por el interior de la Tierra, se reflejan y se refractan. En lugar de medirse profundidades, se miden los tiempos de ida y vuelta que tardan las ondas sísmicas desde que son generadas en superficie hasta ser detectadas nuevamente en superficie mediante geófonos, luego de haberse reflejado o refractado, a una determinada profundidad (Regueiro,1997).

2.14. Curva tiempo-profundidad

Es una gráfica o tabla de reflexión en tiempo doble (o a veces tiempo sencillo), contra una profundidad de un reflector para la energía que viaja verticalmente. Es específico para una distribución de velocidad particular y es usada para convertir tiempos a su correspondiente profundidad. Cada segmento de una curva T-Z se encuentra representado por una relación empírica donde T representa el tiempo en milisegundos y Z la profundidad en pies.

De acuerdo con Regueiro (1997), todas las curvas T-Z están influenciadas por un tipo de anomalía, causada por fluctuaciones de velocidades debidas a cambios litológicos puramente locales. Esta anomalía usualmente se observa distribuida aleatoriamente con respecto a la profundidad, y si bien no afecta de manera notable la forma general de la curva, puede sin embargo distorsionar localmente segmentos de esta.

2.15. Resolución sísmica

El poder de resolución del geólogo de campo, en lo que se refiere al espesor y continuidad de los estratos es prácticamente ilimitada. Los registros de pozo proporcionan una buena resolución vertical de las capas en el subsuelo pero su resolución lateral es prácticamente cero (Regueiro,1997).

2.16. Resolución vertical

La resolución vertical de un registro sísmico puede definirse como la menor distancia vertical entre dos interfases litológicas que producen dos reflexiones discretas, las cuales pueden separarse visualmente, todos los espesores por debajo de éste, estarán en entonación y podrán resolverse.

Los dos parámetros más importantes que controlan el proceso de resolución son: ancho de banda de la señal sísmica y la velocidad intervállica de la secuencia estratigráfica o estrato. Esto implica que en capas de poco espesor, con velocidades intervállicas, grandes, es necesario una señal sísmica lo más corta en tiempo posible para obtener la resolución apropiada. Una limitación natural en la resolución de los

datos sísmicos es la causada por el fenómeno de absorción, así como la relación señal/ruido.

2.17. Descripción del programa GeoSec 2D

GeoSec 2D es un sistema para la construcción, restauración, balance de secciones geológicas. En él se pueden incluir restricciones de la sección, como tiempo, profundidad sísmica, datos en 2D y 3D, datos de mapas e interpretaciones previas de la sección. La información puede ser introducida con muchas combinaciones utilizando, el teclado, el ratón, la digitalización o importando archivos.

GeoSec 2D hace que los procesos de elaboración, construcción, balance e interpretación sean de manera fácil, proporcionando un rápido acceso a muchas herramientas de análisis y gráficos útiles, incluyendo la conversión de tiempos de profundidad, predicción de algoritmo de fallas, el análisis de modelos como fallas de inflexión de pliegues y fallas por propagación de pliegues. Estas secciones de construcción tienen la capacidad de ser usadas tanto deformadas (contracción, extensión) como sin deformar. Otro de los poderes de GeoSec 2D es su capacidad para eliminar las características de deformación y restaurar la sección para interpretar su configuración antes de la deformación. Este proceso de balanceo proporciona una prueba crítica de la validez de la interpretación y aporta información sobre la secuencia de acontecimientos que condujeron a la geometría del subsuelo hasta el presente.

GeoSec 2D, utiliza principalmente las flexiones, deslizamientos verticales, fallas oblicuas y algoritmos de transformación para eliminar la deformación y restaurarla para dar una interpretación. Estos mismos algoritmos pueden ser utilizados para introducir la geometría de modelos sin deformar dentro de sus contrapartes deformadas. GeoSec 2D también provee simultáneamente modelos, compactados y descompactados, y ambos estados restaurados y deformados pueden ser ajustados isostáticamente. Cuando una restauración y una interpretación son completadas, puede ser utilizado para anotar y generar la presentación de los

resultados de calidad en una variedad de formatos. Los resultados también se pueden guardar en archivos sencillos de tres dimensiones adecuados para el análisis adicional, por ejemplo, mapeo externo o programas de modelado de la cuenca.

Como GeoSec 2D es funcionalmente sofisticados, está diseñado para su uso tanto por expertos Estructurales como para ser utilizado por Geólogos Estructurales, Geofísicos e Ingenieros de Yacimientos.

2.17.1 Balanceo

La premisa básica detrás del concepto de construcción de secciones balanceadas parte de la idea fundamental de compatibilidad. Este último concepto implica que los cuerpos trasladados, rotados y los esfuerzos asociados a la masa de roca deformada, obedecen a reglas geométricas (formuladas en términos matemáticos). El aspecto más importante asociado al balanceo de secciones es que los rasgos geométricos de cualquier sección construida deben ser restaurables a un estado de predeformación sin pérdida de volumen de material y en un camino donde la disposición de los estratos, y las longitudes y espesores de los estratos individuales se restauren para producir una imagen coherente o reconstrucción palinspástica (Ramsay y Huber, 1987).

Es por ello, que el balanceo de secciones actúa bajo ciertos parámetros que asumen la conservación de la masa y del volumen, en modelos tridimensionales, o bien, la conservación del área, la longitud de capa y el espesor de la misma, en modelos bidimensionales. Existen dos aproximaciones básicas para la construcción de secciones balanceadas. La primera emplea los modelos simples estilo kink de los plegamientos asociados a fallas, y asume también cizalla vertical simple sobre rampas o cizalla paralela a la estratificación.

La segunda aproximación consiste en la evaluación de secciones predibujadas utilizando reglas o marcas que consideran la conservación del material, la geometría de los pliegues asociados a fallas, la compatibilidad mapa-sección y la geometría cutoff de la estratificación. Este último procedimiento elimina objetivamente imposibilidades geométricas y mecánicas.

La mayor parte de los trabajos basados en el balanceo de secciones parte de los fundamentos propuestos por Suppe (1985), en los cuales se establecen las relaciones geométricas de algunas estructuras básicas (ver Pliegues, en este capítulo). Si estas relaciones geométricas se cumplen para estructuras similares en la naturaleza, entonces se puede afirmar que la estructura es geoméricamente coherente, y que puede ser llevada a un estado de predeformación.

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología Regional

Los Andes de Mérida es un cinturón Mio-Plioceno que se extiende a lo largo de 425 km. en sentido NE-SO y forma parte de un grupo de cadenas montañosas ubicadas en el borde noroeste de Suramérica dentro de lo que se ha denominado el bloque de Maracaibo (Laubscher, 1987). Su deformación y levantamiento están íntimamente relacionados con los procesos de colisión de sutura entre Panamá y Colombia durante el Neógeno (Pindell y Barret, 1990).

La orientación SO-NE de la cadena ha sido controlada por la ubicación de un sistema de grabenes Jurasicos que se invirtieron como parte de la deformación Mio-Pliocena (Meier *et al.*, 1987). Según Meier *et al.* (1987) los mecanismos de deformación mas importantes se han desarrollados en la corteza superior, bajo un dominio frágil. Colletta *et al.* (1997) señala valores de acortamiento en el orden de los 60 Km.

Diversos modelo han sido postulados para explicar la evolución de la cadena. Según Colletta *et al.* (1997) los Andes de Mérida representan un sistema de doble vergencia, con una subducción tipo A de la litosfera del bloque de Maracaibo por debajo de la de Suramérica, y un retrocorrimento cortical en la parte sur. Audemard (1997) propone que el levantamiento de los Andes de Mérida no se produce por la convergencia a través de una subducción convencional de tipo B, como la mayoría de los Andes de América del Sur. Además, los Andes de Mérida y la Cordillera del este están separados por el desplazamiento lateral de la falla de Santa Marta-Bucaramanga, y el macizo de Santander con dirección NO-SE. Los Andes de Mérida es el resultado de una transpresión Plioceno-cuaternario debido a la convergencia oblicua entre dos bloques continentales: América del Sur y el bloque triangular de Maracaibo. Los Andes de Mérida juega un papel importante, ya que el crecimiento de

la cadena se debe en parte de inversión del graben en el Jurásico Medio, exponiendo rocas de la corteza continental del Precámbrico y Paleozoico a lo largo de América del Sur. (Fig.3.1).

En la cobertura mesozoica y cenozoica del flanco pueden reconocerse cinco secuencias tectonoestratigráficas (1) *Rift* (Jurásico) (2) Margen pasivo (Cretácico) (3) Transición (Cretácico tardío- Paleoceno temprano) (4) Cuenca antepaís asociada al emplazamiento de las napas de Lara (Paleoceno-mioceno medio) y (5) Cuenca antepaís (Paleoceno-mioceno medio) relacionada con la deformación andina (Parnaud *et al.*, 1995).

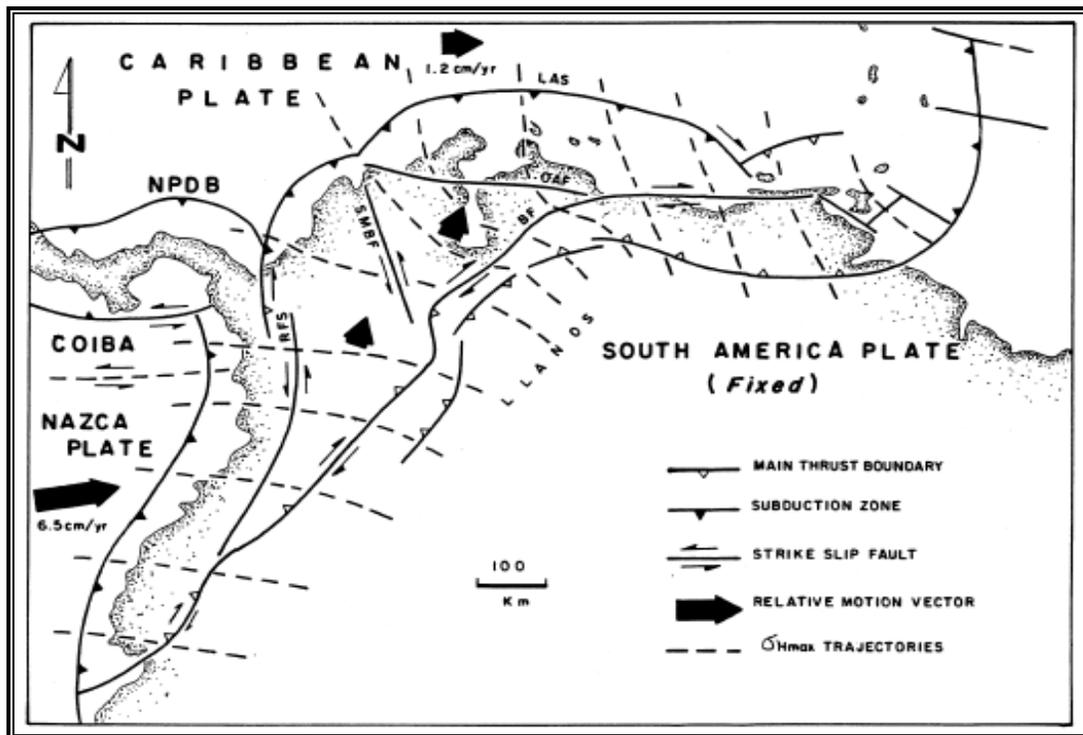


Figura 3.1 Interacción entre las placas Caribe Suramérica y Nazca. (Tomada de Audemard & Audemard, 2003)

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 sinestral, 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 en 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.3.2)

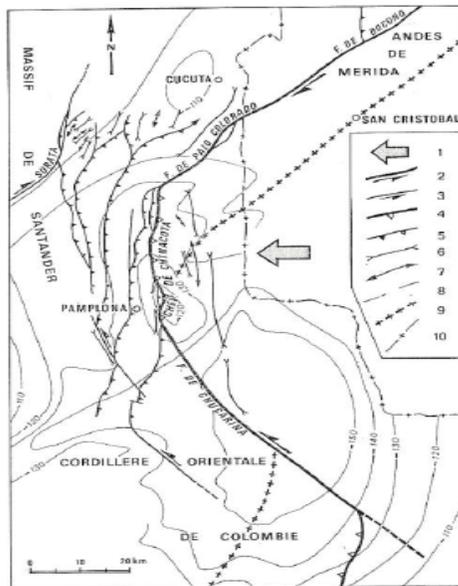


Figura N° 3.2 Mapa estructural de la fase tectónica compresiva donde se observa el Punzón de Pamplona (representado por el cabalgamiento de Chinacota, la falla de Boconó y la falla de Chucarima). El cuadro rojo representa la zona de estudio. (Tomado y modificado de Boinet *et. al.*, 1985).

1. Dirección general del movimiento.
2. Falla de Chucarima y Boconó.
3. Falla transcurrente.
4. Cabalgamiento de Chinacota.
5. Fallas inversa transcurrente.
6. Sinclinal.
7. Anticlinal.
8. Curvas anomalías gravimétricas.
9. Cuenca de Urubante.
10. Frontera Colombo-Venezolana.

3.2. Evolución geológica del área de estudio

La geología del área de Sarare – La Cuchilla se basa en el estudio de la cuenca Barinas –Apure, al occidente de Venezuela y en la frontera de Colombia, sobre la cual se han realizado un gran número de trabajos, entre los que se pueden referenciar; Chigne *et al.*, (1996); Parnaud *et al.*, (1994); Goodman., (1996); Gallagher y Tauvers, (1992); Leonard (1956); Hubach (1940). La mayoría de estos trabajos coinciden con historia geológica de Venezuela y Colombia puede resumirse de la siguiente manera, mostrando los rasgos más representativos a partir del Jurásico.

3.2.1. Jurásico (episodio extensivo): Durante el *Jurásico Temprano*, comienza el proceso de rifting o formación de grabens en el área de Barinas - apure, en la zona que hoy en día está cubierta por los Andes de Mérida. La mayoría de estos grabens tienen una orientación NE–SO, muy probablemente controlada por los lineamientos del basamento Paleozóico. Estos *grabens*, siguieron su proceso extensivo hasta comienzos del Cretácico Inferior y se colmataron con el relleno de la Formación La Quinta.

3.2.2. Cretácico (fase de margen pasivo): Durante el *Cretácico Temprano (Neocomiense a Barremiense)* Se desarrolla un margen pasivo enmarcado por una transgresión marina, una subsidencia térmica y una segunda fase de *rifting*; al mismo tiempo se desarrolla una cuenca detrás del arco (*Back-Arc*) al este de la zona de subducción andina. En el *Cretácico Temprano (Aptiense a Albiense)* continúa la segunda fase de *rifting* en la zona de Barinas - apure, continúa la subsidencia térmica y profundización marina de la cuenca, se produce un fallamiento normal con orientación NE–SO. Luego, el desarrollo de una plataforma siliciclástica–carbonática, con eventos anóxicos localizados (Miembro Machiques en Perijá, probablemente Miembro La Grita en Mérida y el Miembro Seboruco, ambos de la Formación Capacho). Luego en el *Cretácico Tardío (Cenomaniense a campanéense)* la subsidencia térmica continuó hasta finales del Campaniense. El ahogamiento de la plataforma carbonática condujo a la sedimentación de las facies pelágicas y clásticas

ricas en materia orgánica de las formaciones La Luna y el Miembro La Morita de la Formación Navay. Finalmente en el **Cretácico Tardío (Maastrichtiense)** comienza un régimen de subsidencia flexural, colisión oblicua entre la placa de Nazca y la placa Suramericana y levantamiento de la Cordillera Central de Colombia.

3.3.3. Cenozoico Temprano: Comienza desde el **Paleoceno al Eoceno Temprano**, donde se produce una subsidencia flexural en el SO de Barinas–Apure. Levantamiento de la Cordillera Central de Colombia. Activación del Arco de Arauca delimitando Sub - cuencas con diferentes historias depositacionales. Luego en el **Eoceno Temprano hasta el Eoceno Medio**, continuó la subsidencia flexural en el SO de Barinas – Apure, la cual afecta la parte NNO de la cuenca debido al emplazamiento de las Napas de Lara. Reactivación de los arcos de Mérida, El Baúl y Arauca, erosión y peniplanación de los mismos. Comienzo de la generación y migración de petróleo.

3.3.4 Cenozoico Tardío: Durante el **Eoceno Tardío hasta el Oligoceno**, se produce el levantamiento de las Cordilleras Central y Occidental de Colombia y de La Cordillera de Perijá. Múltiples fases de compresión. Deformación en el SE de la depresión de Búrgua. Posible levantamiento de los Andes merideños. Desde el **Oligoceno al Mioceno**, se produce la reactivación de los *grabens* Jurásicos con fallas laterales. Comienza la deformación, el levantamiento y la erosión de la Cordillera Oriental de Colombia. Desarrollo de la cuenca antepaís (*Foreland*) debido al levantamiento de los Andes. Transpresión y reactivación de fallas antiguas. Generación y migración de petróleo. Desde el **Plioceno a Reciente**, continuación del levantamiento de los Andes de Mérida, generación y migración de petróleo en la parte este de la cuenca.

3.4. Estratigrafía

En este capítulo se describe de manera muy sucinta las formaciones geológicas encontradas en la zona de estudio.

La discusión de las unidades de rocas se hará en sentido estratigráfico, y para cada una, se hará referencia a las relaciones estratigráficas, litofacies, y espesores a través de la cuenca, así como en la Tabla No. 1 se muestran los topes formacionales de cada una de las unidades litoestratigráficas en los pozos exploratorios.

Tabla 3.1 Topes formacionales de las unidades litoestratigráficas en los pozos exploratorios.

TABLA No. 1 TOPES FORMACIONALES POZOS EXPLORATORIOS											
Nombre Formacional	Periodo	Edad (Ma)	Sección de Superficie		AX	BX	CX	DX	EX	FX	GX
			Qda. Lejos/Río Cruzal Norte								
Guanapa	Plioceno	1.81			0'	0'					
Betijoque	Mioceno superior	5.33			1150'	1800'		N.P.		0'	0'
Isnotú	Mioceno medio	11.61			5550'	5690'	0'	0'	0'		5150'
Palmar	Mioceno inferior - Mioceno medio	15.97 - 11.61			9600'	8792'	N.P.	N.P.	N.P.		
León	Oligoceno - Mioceno inferior	28.4 - 15.97	13620'						N.P.		
Carbonera	Eoceno tardío - Oligoceno	33.9-28.4			15250'	12750'	2850'	3150'	2700'		
Mirador	Eoceno	40.4 - 33.9			16300'	N.P.	4500'	3850'	3150'		
Los Cuervos					17250'	14250'	5870'	5170'	3850'		
Barco	Paleoceno	65.5 - 55.8	2405'		17820'	14500'	6620'	6000'	4700'	N.P.	
Colon											
Mito Juan	Maastrichtiense	70.6 - 65.5	1440'		18000'	14600'	7020'	6330'	4950'	3691'	N.P.
Navay (Mbro. Quevedo)					18200'	14820'	7200'	6600'	5200'	3970'	6350'
Navay (Mbro. La Morita)	Coniaciense - Maastrichtiense	89.3 - 70.6				15746'	7900'	8020'	7150'	5450'	7100'
Escandalosa	Cenomaniense - Turoniense?	99.6-89.3				16150'	8400'	8510'	7750'	6350'	7900'
Aguardiente	Albiense	112.0-99.6				16950'	9400'		8500'	6990'	
Apón	Aptiense - Albiense	125.0-112.0					10720'		9750'		
Río Negro	Neocomiense - Barremiense	145.5 - 125.0									
La Quinta	Jurásico	199.6 - 145.5									
Profundidad Final					20261'	17560'	11322'	9992'	10162'	8804'	9196'
Elev. Mesa Rotaria					830'	630'	680'	680'	711'	677'	1495'

3.4.1. Formación La Quinta (*Jurásico*)

La Formación La Quinta aflora en la parte suroeste de los Andes de Mérida (estados Táchira, Mérida y Barinas), y en áreas aisladas del estado Trujillo y en el flanco este de la Sierra de Perijá. Es de edad Jurásico y tiene un espesor de 1610 m en la sección tipo en el estado Táchira. En la sección tipo (Schubert *et al.*, 1979), la

Formación La Quinta 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. 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, y en el estado Táchira, al sur de la sección tipo, Tarache (en Schubert, 1986), tampoco halló rocas piroclásticas en la Formación La Quinta. (tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

Según informe final Proyecto Sarare - La Cuchilla 2010 su espesor en la región del Nula se estimó en 2000 m.. Al sur del estado Táchira al sudoeste del Estado Barinas la formación representa un ambiente sedimentario continental con niveles marinos. El espesor de esta formación es difícil de estimar pero Fierro (1979) indicó unos 300 m. en la zona.

3.4.2. Formación Río Negro (*Cretácico Neocomiense - Barremiense*)

Es de edad Cretácico Temprano y se extiende a lo largo del Occidente de Venezuela, en los estados Zulia, Táchira, Trujillo, Mérida. La litología típica en el área consiste de una alternancia de conglomerados de cuarzo, areniscas de grano fino hasta conglomeráticas, cuarzosas muy duras, blancas a rojizas, ferruginosas, a veces de tonos morados y en menor proporción lutitas arenosas y micáceas, grises, a rojizas; a veces pueden ser abigarradas y pueden presentar restos de plantas. En la quebrada Colorada y Rio Frio según (informe técnico Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal) se encuentran areniscas de tonos grises y claros verdosos, violeta y rojizo las cuales se hacen granocrecientes hacia el tope. Los

espesores medidos en las distintas secciones estudiadas varían de 17 a 101 m.; sin embargo esta unidad no fue descrita en su totalidad, por lo cual la referencia de espesor total es tomada del Léxico Estratigráfico de Venezuela en línea (1997), el cual señala para la región de San Cristóbal, espesores de 1.450 m. y un adelgazamiento de la unidad cuando se avanza de la depresión del Táchira, hacia el Alto de Mérida. Heybroek (1953) midió 200 m en la quebrada importante del río Nula. No se reportaron fósiles en el área de estudio.

3.4.3. Formación Apón (*Cretácico Aptiense - Albiense*)

Hacia el área de 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 areniscas cuarzosas; 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 y la facies superior corresponde a las Lutitas de Guáimaras, con lutitas y limolitas que presentan rombos de dolomita, arenisca fina y *wackestone-packestone*, con fragmentos de bivalvos, con espesor entre 30-35 m, pero puede desaparecer. (tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999). En la sección de Río Frío Estado Táchira (Figura 3.4), la unidad está conformada por una secuencia monótona de capas de calizas lodosas de color gris oscuro, con niveles conglomeráticos de calcita (Figura 3.5), interestratificadas con capas delgadas de lutitas y limolitas calcáreas de color gris oscuro. La unidad se encuentra plegada y fallada en la sección descrita (tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

El espesor medido en la sección estudiada es de 25,5 m.; sin embargo esta unidad no fue descrita en su totalidad, por lo cual la referencia de espesor total según González de Juana *et al.* (1980), es de 100 a 200 m. en la región Táchira-Tarra, con un acuñaamiento brusco hacia el Arco de Mérida

3.4.4. Formación Aguardiente (*Albiense*)

Está constituida por areniscas cuarzosas de grano fino a grueso, de colores grises claros, glauconíticas y piríticas. Las lutitas son grises oscuras, piríticas, glauconíticas y localmente carbonosas y están confinadas hacia la parte inferior de la formación. Los espesores son variables entre 100 y 500 m.

Monroy y Van Erve (1987) realizaron estudios palinológicos a pozos del área de Burgua, La Victoria y Guafita; de acuerdo a los palinomorfos asignaron la formación al Albiense (Tomado de informe final Proyecto Sarare - La Cuchilla).

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. Renz (1959) acertadamente insistió sobre el carácter cuarzoso y los colores claros de meteorización de las areniscas, las intercalaciones de lutitas oscuras, y la presencia de caliza fosilífera de varios tipos. (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.5. Formación Escandalosa (*Cenomaniense – Turoniense?*)

Según informe final Proyecto Sarare - La Cuchilla 2010, en esta formación existen Areniscas macizas, cuarzosas y muy glauconíticas, con cantidades menores de lutitas negras calcáreas. Las areniscas son de grano fino a medio, bien escogidas, micáceas. Las lutitas son gris oscuro, algo arenosas, calcáreas y carbonáceas. En el tope, se encuentra una caliza gris oscura, masiva, coquinoidea. Este intervalo calcáreo, ha sido correlacionado con la Caliza Guayacán de la Formación Capacho y con la caliza “O” al tope de la Formación Escandalosa de subsuelo. Esta última está subdividida en el subsuelo de Barinas en cuatro miembros informales a saber, de base a tope, las lutitas “S”, las Arenas “R”, las Arenas “P” y la Caliza “O”.

Esta formación reviste especial interés desde el punto de vista de producción, ya que es un reservorio comprobado en la zona. El espesor varía de 100 a 450 m.

Según Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999 el contacto inferior con la Formación Aguardiente es concordante, bien definido y abrupto, marcado por el contraste entre el paquete de Lutitas "S" y las areniscas masivas de Aguardiente. De igual manera, el contacto superior es concordante, marcado por el cambio brusco entre la Caliza Guayacán y las lutitas del Miembro La Morita de la Formación Navay (Kiser, 1997 comentarios enviados al CIEN).

Renz 1959, consideró la Formación Escandalosa, como equivalente directo en una facies más arenácea de la Formación Capacho; los autores subsiguientes siguieron este criterio. Kiser (1961) sugirió una equivalencia lateral con las formaciones Aguardiente, Apón y Capacho, posteriormente, este mismo autor la correlaciona con la Formación Capacho y la parte inferior de la Formación La Luna, y acota que a su vez, equivale a la Caliza Fortuna o Miembro O, de la *Mobil Oil Company*, en el subsuelo de la cuenca de Barinas. Según González de Juana *et al.* 1980, la Caliza Guayacán se correlaciona con la Caliza Infante de la Formación Tigre en la Subcuenca Guárico, y la Lutita "S" con el Miembro La Grita de la Formación La Luna en la cuenca Maracaibo (tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.6. Formación La Luna Cretácico (*Cenomaniense - Campaniense*)

La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, 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 microfósiles en su interior. Las capas de caliza varían en espesor de 1 - 2 cms hasta unos 50 cms, con estratificación uniforme y monótona. Fracturas frescas de las calizas tienen olor característico y fuerte a bitumen. Detalles de secciones finas se encuentran en Hedberg (1931) y Ford y Houbolt (1963).

En la región de Táchira-Barinas, Renz 1959, 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. En general, la litología descrita caracteriza a la Formación La Luna.

La parte inferior de la Formación La Luna se correlaciona por transición lateral directa con la Formación Capacho, más variable, en la región de los Andes, y con la Formación Escandalosa, arenosa, en la cuenca de Barinas. La parte superior de la Formación La Luna se correlaciona con la parte inferior de la Formación Navay incluyendo el miembro de Ftanita del Táchira. (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.7. Formación Navay (*Coniaciense-Maestrichtiense*)

Según informe final Proyecto Sarare - La Cuchilla 2010, Esta formación esta compuesta por dos intervalos litológicos fácilmente distinguibles: Miembro La Morita y Miembro Quevedo.

El Miembro La Morita esta conformado por lutitas arcillosas suaves, gris claro a oscuro, con abundancia local de restos de peces, limolita o caliza silíceas. La lutitas son calcáreas a parcialmente limolíticas, con intercalaciones de horizontes fosfáticos de 1.5 m de espesor; las intercalaciones calcáreas contienen pelotillas fosfáticas y restos de peces. Estas lutitas parecen ser ricas en materia orgánica. Varios análisis geoquímicos las han postulados como roca madre.

El Miembro Quevedo esta conformado por rocas silíceas, duras, quebradizas, de fractura concoidea, predominantemente lutíticas, de color gris claro que meteorizan a blanco, que incluye además intercalaciones de areniscas gruesamente estratificadas. En su parte media, lutitas negras, calizas fosfáticas y capas de ftanita que constituyen hasta un 40%, de la sección. Los restos de peces forman más del 50% de las capas de areniscas. El espesor promedio varía entre 600 y 950 m.

Monroy y Van Erve (1987), en los pozos de Guafita y La Victoria, le asignaron a la Formación Quevedo la edad de Turoniense-Maestrichtiense.

Las partes inferiores de la Formación Navay se correlacionan por transición directa con la parte superior o Miembro Tres Esquinas de la Formación La Luna, incluyendo el Miembro Ftanita del Táchira. (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.8. Formación Colón–Mito Juan (*Campaniense Tardío a Maestrichtiense Temprano*)

Según de informe Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal 2009, fue descrita en la secciones de Quebrada La Ortiza, Las Delicias, Río Súnuga, San Pedro del Río localidad de Monte Fresco, La Alquitrana, via Macanillo, Quebrada La Buenaña, y en la vía Rubio a San Antonio.

Esta unidad está compuesta hacia la base por capas de lutitas microfósilíferas gris oscuro a negras, macizas, piríticas y ocasionalmente micáceas o glauconíticas, con intercalaciones de margas y calizas. Hacia la parte media y superior de la unidad se describen potentes capas de arenisca de grano fino, gris claro-medio, compactas, con estratificación paralela y cruzada, con escasos restos de raíces, materia orgánica, con laminaciones continuas y discontinuas de material carbonoso interestratificadas con capas de lutitas y limolitas. La unidad se hace más arenosa al tope, donde cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan.

Aunque esta formación no es objetivo para este estudio, sus espesores más completos fueron descritos en las localidades de la Quebrada La Buenaña y La Aquitrana con espesores medidos de 676 m. y 330 m. respectivamente.

El contacto inferior con la Formación La Luna es brusco y concordante, ubicándose en el tope de una capa de limolita calcárea rica en fosfatos y glauconia (Formación La Luna), que infrayace a un intervalo espeso de lutitas calcáreas negras finamente laminadas (Formación Colón-Mito Juan). El contacto superior con la Formación Barco o contacto Cretácico–paleógeno fue identificado en la Quebrada

Buenaña y definido como brusco y erosivo, identificándose en la última capa de lutitas, la cual es parcialmente erosionada por los depósitos lenticulares de areniscas de grano grueso, microconglomerados y conglomerados de la Formación Barco. En dicho contacto se presentan nódulos de siderita, nódulos de pirita, costras ferruginosas y clastos de lodo.

3.4.9. Formación Barco (*Paleoceno*)

Según de informe Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal 2009, la Formación esta Constituida por areniscas de grano medio a fino, laminadas en general, de coloración amarillenta a gris, con colores de meteorización ocre y gris claro, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Se le intercalan lutitas y limolitas de color gris claro. El espesor promedio varía entre 80 y 300 mts.

Las areniscas de la sección inferior de esta unidad poseen muy buenas porosidades, sobre todo en el área de Burgua, por lo tanto son consideradas buenas rocas reservorios.

Fierro y Useche al describir la unidad en la región de El Nula, indican areniscas colores grises de grano fino, micáceas y localmente carbonáceas, limolitas y lutitas gris a gris oscuro, micáceas y con nódulos sideríticos. Hacia el tope, se presentan estratos delgados de carbón. (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.10. Formación Los Cuervos (*Paleoceno Superior – Eoceno Temprano?*)

La formación esta conformada por lutitas y limolitas laminadas, con material carbonoso y niveles de carbón propiamente dicho intercalados, además, presenta areniscas calcáreas de granos finos y colores verdosos a grisáceos. Localmente las limolitas poseen restos de plantas y alternan con niveles espesos y tabulares de carbón. El espesor promedio varía entre 200 y 900 mts. (tomado de Según de informe Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal 2009)

Monroy y Van Erve (1987), con base a análisis palinológicos identificaron flora del Paleoceno sin diferenciar para las Formaciones Barco / Los Cuervos. Rull et

al (2000) pudieron diferenciar dos zonas palinológicas, una correspondiente al Paleoceno Inferior y otra suprayacente, correspondiente en su mayor parte al Paleoceno Superior. Fierro y Useche describen una litología muy semejante en la región del Nula, mencionando capas de carbón de hasta 4 m en la parte inferior, así como areniscas calcáreas y pequeños lentes de yeso, aunque asignaron equivocadamente los carbones del área Cuite-quebrada Colorado a la Formación Carbonera en lugar de la Formación Los Cuervos (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.11. Formación Mirador (*Eoceno*)

Según de informe Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal 2009, la formación esta conformada por areniscas claras y limolitas. Las areniscas son cuarzosas, friables, mayormente blanquecinas, incluso amarillentas, con estratificación cruzada planar. La granulometría varía de medio a grueso. Hacia la parte media, las limolitas y lutitas son de color gris a verdoso, con intercalaciones de areniscas finas a manera de lentes y con presencia de óxidos de hierro. El espesor promedio varía entre 50 y 400 mts.

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, intercaladas 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 Co. 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.*).

3.4.12. Formación Carbonera (*Eoceno Tardío? - Oligoceno*)

La formación esta conformada por areniscas cuarzosas de granos finos a medios con colores frescos blanquecino, amarillento y morado; de granulometría subangular a subredondeado, con niveles de estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Algunos estratos muestran bioturbación y huellas de carga en la base, incluso presencia de material leñoso o incrustaciones de carbón en la base. Tales areniscas, se presentan intercaladas con secuencias de lutitas limosas, fisiles y limolitas, de color marrón, negro y gris rojizo, con fragmentos de carbón e incluso niveles del mismo. El espesor promedio varía entre 100 y 750 mts.(tomado de Según de informe Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal 2009).

3.4.13. Formación León (*Oligoceno - Mioceno*)

La formación esta constituida casi en su totalidad por un intervalo lutítico duro, de colores gris y gris verdoso. Contiene capas delgadas de areniscas grises con laminas carbonáceas. El espesor promedio varía entre 600 y 900 mts. La unidad consiste casi totalmente de lutitas duras grises y gris verdosas, que tienden a limolitizarse hacia la base y el tope, contienen escasas capas delgadas de areniscas de color gris y crema con laminas carbonaceas. Un desarrollo local de areniscas con lutitas intercaladas se ha llamado miembro Machete, reconocido únicamente en Colombia (Notestein *et al.*, 1944) (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión electrónica, 1999).

3.4.14. Grupo Guayabo

Según de informe Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal 2009, en el área de Nula-Cutufíto y Burgua, los sedimentos molásicos, pudieron ser diferenciados, con base a la integración de biostratigrafía, electrofacies, características litológicas, e interpretación sísmica. Se establecieron por consiguiente las siguientes molasas.

Molasa I: Es la más antigua, y corresponde a los sedimentos de la Formación Palmar.

Molasa II: Corresponde a la sección intermedia, denominada Formación Isnotú

Molasa III: Es la más joven, y corresponde a la Formación Betijoque

Cabe destacar que el Mioceno medio a Plioceno, corresponde al tiempo en que ocurre el mayor levantamiento de la Cordillera de Los Andes, este rápido levantamiento favoreció un incremento en la tasa de erosión y sedimentación de unidades molásicas que conforman el Grupo Guayabo.

3.3 Geología Local

Chaplet, M. y Stephan, J. (1998), realizaron un trabajo sobre la tectónica de parte de Venezuela y Colombia, donde dividen su área de estudio en tres dominios estratigráficos, para efectos de este trabajo se utilizará el dominio estratigráfico de la cordillera oriental, que comprende la zona del departamento norte de Santander (Colombia) y la parte occidental del Estado Apure, área donde se encuentra la zona de estudio (Sarare y La Cuchilla). Según los autores antes mencionados el área de estudio posee la siguiente geología (las formaciones aquí mencionadas ya fueron definidas en la sección de Estratigrafía regional):

- **Estratigrafía del departamento norte de Santander:** La cordillera oriental de Colombia esta constituida por un basamento precámbrica y Paleozoico con una cobertura sedimentaria mesozoica y terciaria. Los granitos y rocas metamórficas

pertenecen al Paleozoico y las formaciones no metamórficas de la era primarias son del Paleozoico Temprano (sin definir), del Devónico y del Permo-Carbonífero. El Mesozoico comienza con el Jurásico, siguen las rocas de la *Formación Río Negro* y luego las de *La Formación Apón*. las formaciones *Colon* y *Mito Juan* finalizan el Cretácico. El terciario esta representado por las formaciones *Barco, Los Cuervos, Mirador y León*. La primera molasa lleva el nombre de *Formación Palmar* y la segunda es llamada *Formación Isnotú*.

- **Estratigrafía de la unidad Bramon- Oirá:** la secuencia estratigráfica de esta unidad comienza con rocas paleozoicas metamórficas. Es probable la presencia de rocas del Devónico y del Jurásico en el Río Oirá. Siguen *las formaciones Río Negro, Apón, Aguardiente, La luna, Colon, Mito Juan*, y al sur de la unidad Las formaciones *Barco, Los Cuervos, Mirador y Carbonera*
- **Estratigrafía de la Napa Margua:** Los sedimentos más antiguos se encuentran al norte de esta unidad tectónica, el este del río Oirá. Las secuencias estratigráficas aflorantes en esta unidad comienzan con la *Formación Río Negro* y continua con las formaciones tradicionales del Cretácico: *Apón, Aguardiente, Capacho, La Luna, Colon, Mito Juan*. Entre las formaciones del Mesozoico y del Cenozoico, un intervalo fue cartografiado por la Creole P.C (1957) como Cretácico – terciario. Siguen *las formaciones Barco, Los Cuervos, Mirador, Carbonera y León*. (Fig. 3.3)
- **Estratigrafía de la ventana tectónica el Diablo:** Es una unidad tectónica acuñada entre la falla Guaicaramo, al Oeste, la escama frontal de la Napa Margua, al sudeste, la terminación meridional de la falla Cuite occidental, al norte y corriendo sobre el anticlinal Angel, al nordeste. El corazón del anticlinal del Diablo esta constituido por afloramiento de la *Formación Colon–Mito Juan*, continuando sedimentos Terciarios de las formaciones *Barco, Los Cuervos y Mirador*.
- **Estratigrafía del anticlinal Cutufí y del Pozo 1X:** La formación más antigua encontrada tanto en superficie como en pozo es la Formación La Luna; le siguen las Formaciones Colon–Mito Juan (o Burguita), Barco, Los Cuervos y Mirador.

En la parte oriental del anticlinal y en dirección a los llanos, los sedimentos cretácicos están cubiertos por la primera molasa discordante (Formación Isnotú). Le sigue estratigráficamente la segunda molasa denominada Formación Betijoque o Río Yuca. Es de notar que el Cuaternario del sector esta bien desarrollado por terrazas levantadas. (Fig. 3.3).

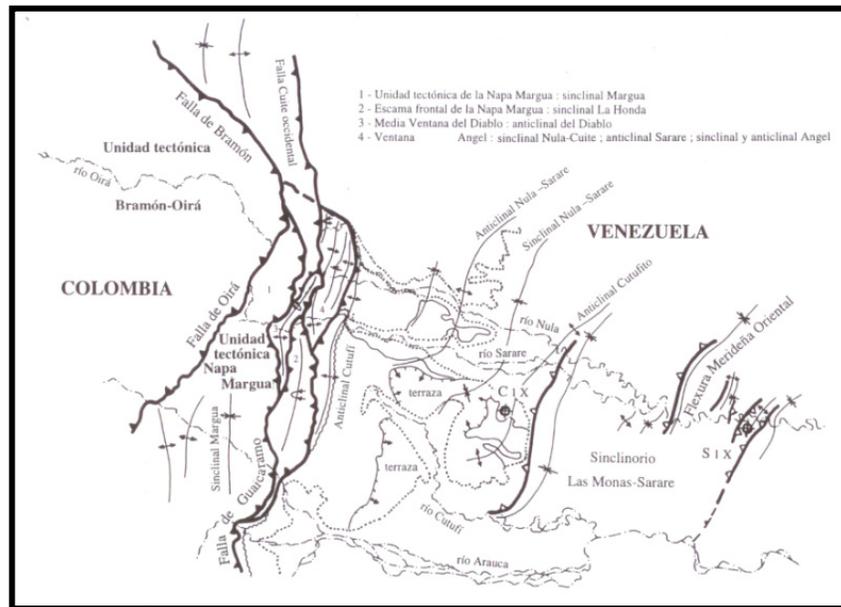


Fig. 3.3 Esquema tectónico de las estructuras Cordillera oriental en el estado Apure

Tomado de Chaplet, M. y Stephan, J. 1998

3.4 Geología estructural local.

Según Informes técnicos internos de Intevp realizados por Cabrera D., *et al.* (2009), para estudios del flanco sur andino, el área de Sarare – La Cuchilla ha sido afectada al menos por tres eventos de deformación. **El primer evento** es compresivo con una dirección de transporte O-E que genera corrimientos con vergencia principalmente al este y rumbo general N-S. Asociado a estas fallas se forman

pliegues anticlinales y sinclinales con orientación N-S. Probablemente, esta primera fase esté relacionada al levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia. *El segundo evento*, también es compresivo y se considera contemporáneo al levantamiento de los Andes de Mérida, con una compresión en dirección NO-SE que genera fallas y sus pliegues asociados con una orientación general NE-SO. Finalmente, *el tercer evento* está relacionado al fallamiento transcurrente que afecta a los Andes de Mérida, esta fase deformó las estructuras preexistentes en el área pues los corrimientos tienen una componente de rumbo en la deformación. Sin embargo, no afecta al área con la intensidad suficiente como para alterar el estilo compresivo observado en campo y en la interpretación sísmica.

Según el trabajo realizado por Chaplet, M. y Stephan, J. en 1998, dividen la zona de estudio en tres secciones, para este trabajo la zona de interés es la zona tectónica del dominio cordillera oriental, donde se encuentra la región Sarare-La Cuchilla, la cual posee estructuras mayores, pliegues y corrimientos que poseen un rumbo general N-S.

La tectónica de la cordillera oriental afecto geográficamente tanto al área del departamento del norte de Santander (Colombia) como los estados Apure y Táchira (Venezuela).

- **El departamento del norte de Santander:** Las estructuras principales son corrimientos de rumbo N- S. De Este A Oeste son:
 - La falla Morro Negro-Boyaca, con vergencia hacia el oeste, la cual pone tectónicamente granitos del Ordovícico y rocas metamórficas, sobre terrenos del Cretácico Inferior.
 - La falla de Pamplona que es del mismo tipo que la falla anterior.
 - La falla Chinacota, con vergencia al oeste, pone en contacto tectónico a terrenos del Jurásico, granitos del Carbonífero Inferior y rocas metamórficas sobre formaciones Cretácicas y Terciarias.
- **La unidad tectónica de Bramon – Oirá:** La falla Bramon representa la rampa lateral de la falla de Oirá Ubicada al Sudeste. Al norte la falla Bramon se une a la falla Dextral de Boconó. En los alrededores de la falla de Bramon,

algunos anticlinales tienen un rumbo NO –SE. Estos pliegues están asociados al movimiento de cabalgamiento de la falla.

- **La unidad tectónica Margua:** Dentro de ella se encuentra la falla Guaicaramo, que es un corrimiento que fue originalmente de ángulo muy bajo y que por efecto de una compresión mas fuerte viniendo del oeste fue plegado y rotado en un cuerpo principal (sinclinal de Margua) y en una escama frontal (sinclinal volcado de la Honda). La escama Frontal esta plegada como sinclinal, entre el anticlinal del diablo, al Oeste, y el anticlinal Cutufi, al este. En su parte septentrional, la escama tectónica no aflora al norte del río Sarare.
- **La ventana tectónica El Diablo:** se presenta como un anticlinal volcado hacia el este. El anticlinal corre en su sector Nordeste sobre el anticlinal de Sarare y en el sur, pasa por debajo de la escama frontal de la Napa Margua.
- **El anticlinal Cutufi y los Llanos hasta el pozo 1X:** los pliegues del área tienen una honda muy espaciada excepto al oeste donde el anticlinal Cutufi corre sobre la ventana tectónica ángel con una geometría horizontal mas estrecha y vertical mas acentuada. El anticlinal Cutufi esta volcado hacia el este debido al recubrimiento de la Napa Margua, es decir, que la falla Cutufi en su parte septentrional, esta volcado en su parte meridional y pasa por la falla guaicaramo. Cabe destacar que entre el río Sarare y el río Cutufi, los pliegues y las fallas Cutufito giran bruscamente hacia el oeste. Sin embargo, como lo muestra la traza sinclinal Nula – Sarare en su parte meridional, este giro es probablemente una desviación local antes de continuar con un rumbo NNE–SSO y luego N–S.

CAPITULO IV

METODOLOGÍA

En el desarrollo de este trabajo de investigación, la metodología aplicada para lograr los objetivos, inició con una intensa búsqueda recopilación y compilación de información relacionada al tema de interés. Posteriormente, se realizó una integración de los datos de superficie (mapas geológicos previos, mapas topográficos e imágenes satelitales). Para lograr los objetivos finales se contó con los software de computación como CANVAS®, la aplicación SEISWORK de la plataforma de OPEN WORK y la aplicación GEOSEC 2D de la plataforma de PARADIG. Estos software de computación se utilizaron para integrar e interpretar los datos y posterior retrodeformación del modelo estructural.

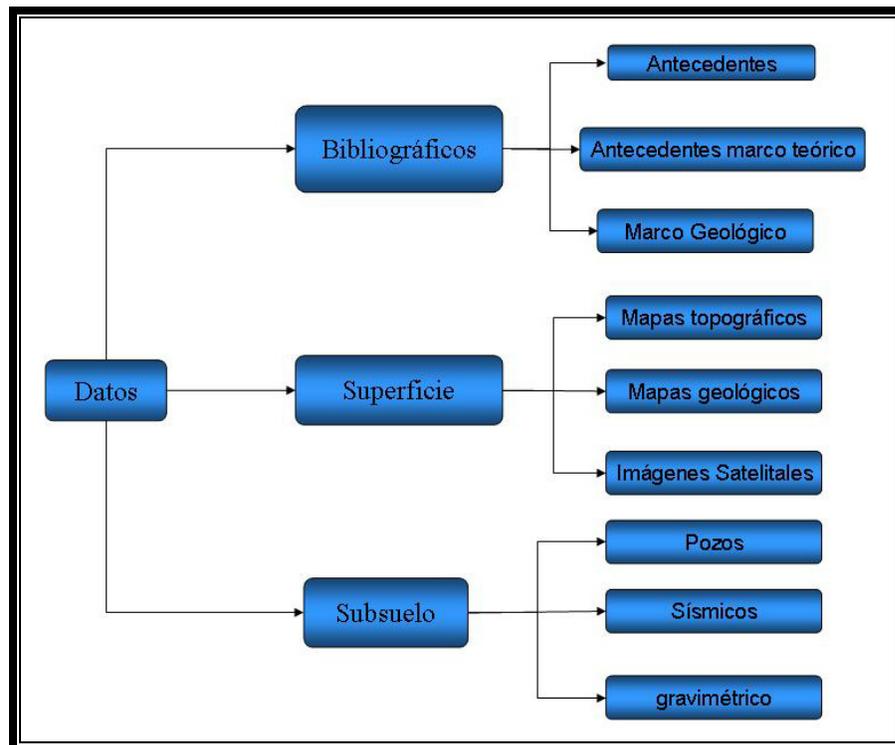


Fig. 4.1 Cuadro de datos

4.1 Recopilación Bibliográfica

La búsqueda y recopilación de información se realizó de forma continua durante la ejecución del trabajo para así obtener toda la información relacionada a: tectónica, estructural, estratigrafía, bioestratigrafía, geografía, topografía, cartografía y geomorfología de la zona de estudio, la cual fue copilada posteriormente. Dicha información se buscó específicamente en:

- El centro de información tecnológica de PDVSA-Intevep (C.I.T.).
- Trabajos Especiales de Grado de la Biblioteca de la Escuela de Geología Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela.
- Publicaciones científicas e informes técnicos realizados por PDVSA-Intevep.
- Fuentes electrónicas (Internet), libros de Geología, artículos de estudios realizados en la zona, mapas, revistas científicas, congresos geológicos nacionales e internacionales así como la información disponible en el Léxico Estratigráfico de Venezuela.

Toda esta información se ha venido clasificando de acuerdo a lo señalado en el cuadro metodológico (fig.1.1), como antecedentes, marco teórico y marco geológico.

4.2 Interpretación de las imágenes satelitales

Por medio de las imágenes satelitales LANDSAT 7 ETM se validaron los rasgos principales en el mapa de geología de superficie tanto en Colombia como en Venezuela. se realizaron pequeñas modificaciones. Principalmente en el área de Sarare.La Cuchilla según los rasgos estructurales observados

4.3. Datos de superficie

Los mapas utilizados en este trabajo fueron los mapas de cartografía nacional, 1976, los mapas de geología de superficie previos tanto de Venezuela como de la zona oriental de Colombia. También se utilizó el Modelo de Elevación Digital (*DEM*) PDVSA-Intevep (1:25.000), 2008, el cual es un soporte de información de la superficie topográficas la cual puede ser analizada y transformada.

Los datos de geología de superficie necesarios para realizar el modelo estructural son: topografía, rumbos, buzamientos, litología, contactos litológicos, estratigrafía (formaciones), también los rasgos estructurales tales como ejes de pliegues y fallas regionales.

El mapa de geología de superficie a escala 1:100.000 (Anexo A), abarca la frontera Colombo-Venezolana desde San Antonio del Táchira al norte, hasta las cabeceras del Río Arauca al sur. Hacia el oeste se extiende hasta el pueblo de Pamplona, Colombia, hacia el este hasta el pueblo de Santa Bárbara de Barinas, Venezuela. Este mapa es una actualización de toda la información recopilada de mapas geológicos previos en nuestro caso se modificó principalmente el área de Sarare-La Cuchilla y zonas adyacentes hacia Colombia, con la ayuda de imagen de satelital LANSAT 7 ETM. Los mapas utilizados para esta actualización fueron los siguientes:

- Mapa de Geología de superficie de la compañía Creole Petroleum Corporation, 1957. Escala 1:100.000. Hoja H-2. El mapa abarca la frontera colombo-venezolana desde San Antonio del Táchira al norte hasta las cabeceras del Río Arauca al sur.
- Mapa de Geología de superficie de la compañía Creole Petroleum Corporation, 1956. Escala 1:50000 hoja H-2D, el mapa abarca la frontera colombo-venezolana y las cabeceras de los ríos Nula, Sarare y Cotufí.
- Mapa de Geología de superficie presentado por Chaplet, M., Stephan, F. y Castillo, S. (2000), Escala 1:100000, que abarca desde el norte de Santander (Colombia) hasta Santa Bárbara (Barinas – Venezuela) y desde San Cristóbal (Táchira) hasta el río Arauca (Apure).
- Mapa de Geología de superficie de la compañía EGAL, C.A., 2007. Escala 1:100000, el mapa abarca la zona de Sarare- La Cuchilla.
- Mapa de Geología de superficie, presentado por Gómez, J., Nivia A., Montes, N., (2007). Escala 1:50000; plancha 5-06 y plancha 5-07. Atlas Geológico de Colombia, departamentos de Antioquia, Cesar, Bolívar, Sucre, Córdoba,

Norte de Santander, Santander y Boyacá. Instituto Colombiano de Geología y Minas, INGEOMINAS, servicio geológico.

- Mapa de Geología de superficie Presentado por Meier, B. (1983). Escala 1:50000; tafel 1.. Geologische karte der nordlichen Tachira-Senke in Massstab.
- Mapa de geología de superficie presentado por Shuwander, M. (1984). Escala 1:100000, tafel 2., Strukturkarte der Sudlichen Táchira-Depression in Massstab.

4.3.1 Datos de subsuelo

Para el desarrollo de este trabajo se interpretarán dos líneas sísmicas SLC-3 y SLC-5 que forman parte de los transectos SLC-3-AB y SLC-5-YC (figuras 4.3 y 4.4). Estas líneas sísmicas se encuentran ubicadas al suroeste de Venezuela, específicamente al oeste del Estado Apure en la localidad de Sarare-La Cuchilla, tienen una orientación este-oeste, con una extensión lineal aproximada de 50km cada una (Fig. 4.3 y 4.4).

Con respecto a los datos de pozo, se utilizaron y se reinterpretaron los topes del pozo GX ubicado a 5km al norte de la línea SLC-3, AB-1X ubicado a 10 km al sur de la línea sísmica SLC-5 (Fig. 4.3 y 4.4). Los topes de el pozo GX se llevaron hasta las líneas sísmicas SLC-3 mediante las líneas transversales en dirección norte – sur que existen en el área.

Para complementar los datos de subsuelo, se integraron datos del tope del basamento, facilitados por el personal de métodos potenciales de PDVSA-Intevep. Entre la información facilitada tenemos un mapa de anomalías de Bouguer, mediante el cual se observa que el basamento se hunde hacia el sur y se levanta hacia el norte. Para el área del anticlinal de Sarare se estimó una profundidad que varía entre 7 y 9 km.

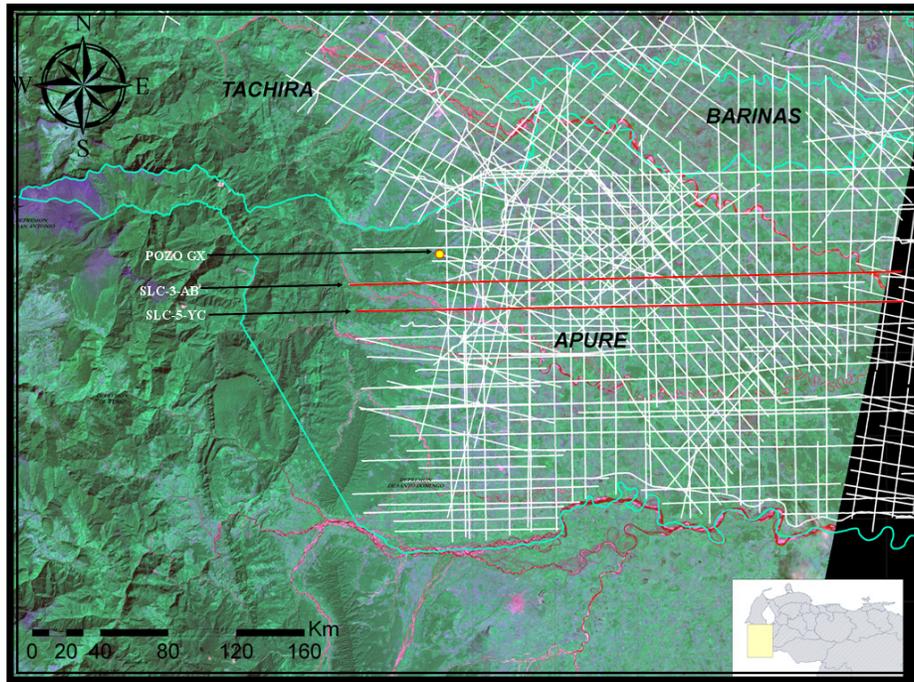


Fig. 4.2 ubicación de las líneas sísmicas de SLC-3-AB y SLC-5-YC.

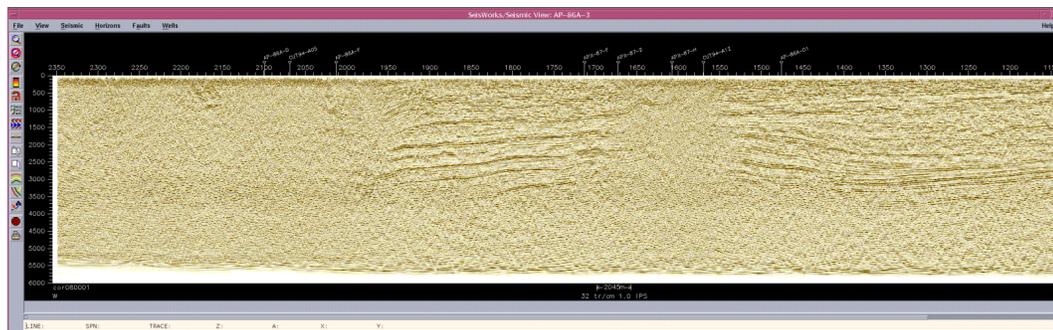


Fig. 4.3 Línea sísmica SLC-3-AB.

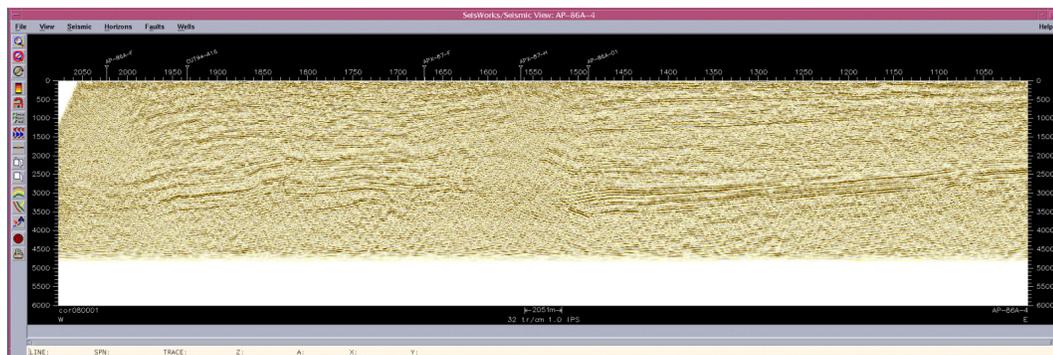


Fig. 4.4 Línea sísmica SLC-5-YC.

4.4 Carga de datos

Antes de iniciar con la carga de datos se realizó un corte estructural a mano alzada, a lo largo de cada uno de los transectos, para entender principalmente el modelo estructural y la estratigrafía presente en la zona de estudio. Este corte estructural se realizó con el mapa de geología de superficie y posteriormente se utilizó para validar la información interpretada en el modelo estructural final.

Para cargar los datos de superficie, subsuelo y calibrar dicha información, se tomó la decisión de llevar toda la información al software CANVAS®. En primer lugar se cargo el perfil topográfico, seguidamente se carga la franja del mapa de geología de superficie por donde pasa el transecto, se carga y se calibra la línea sísmica, se cargan y se calibran los pozos. Todos estos datos se llevan a la misma escala, en este caso a escala 1:100.000. Posteriormente, se llevan al perfil topográfico los datos del mapa de geología de superficie, tales como rumbo-buzamiento, fallas, ejes de pliegues y contactos formacionales. La carga de datos se realizó según la figura 4.5.

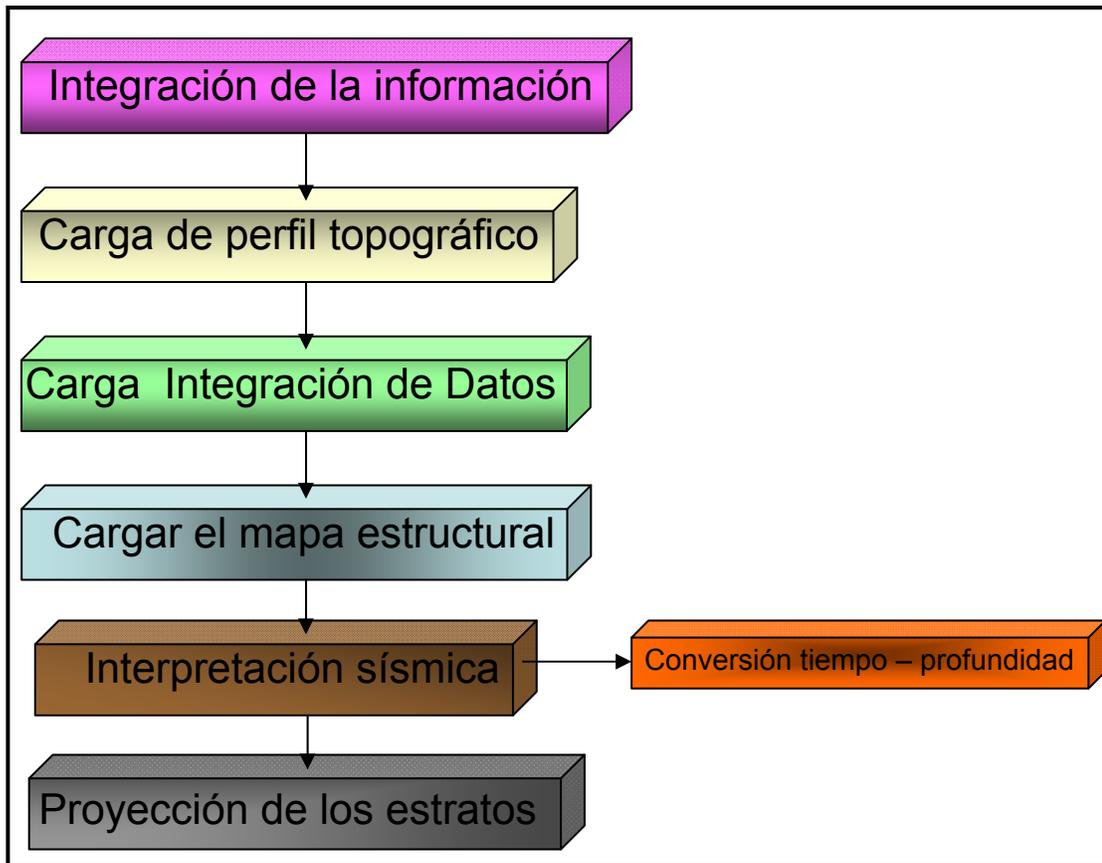


Fig. 4.5 Flujograma seguido para la carga de datos

4.4.1 Corte estructural a mano alzada.

Se realizó un perfil a mano alzada donde se identificaron todos los contactos, estructuras y fallas. Este perfil elaborado se digitalizó para llevarlo a CANVAS® para calibrar el modelo estructural final (Fig. 4.20).

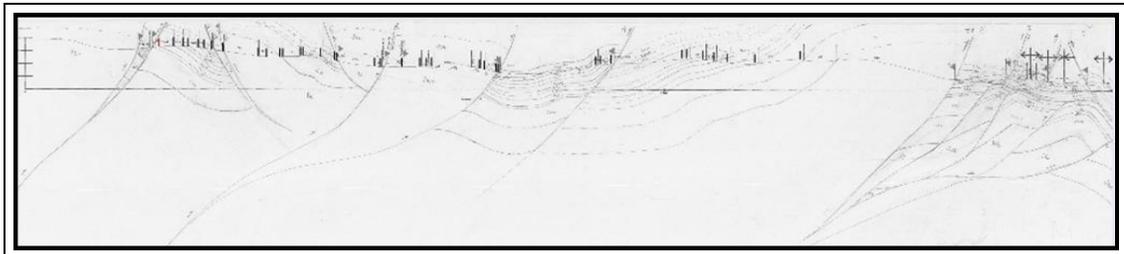


Fig.4.6 A Corte estructural a mano alzada del transecto SLC-3-AB

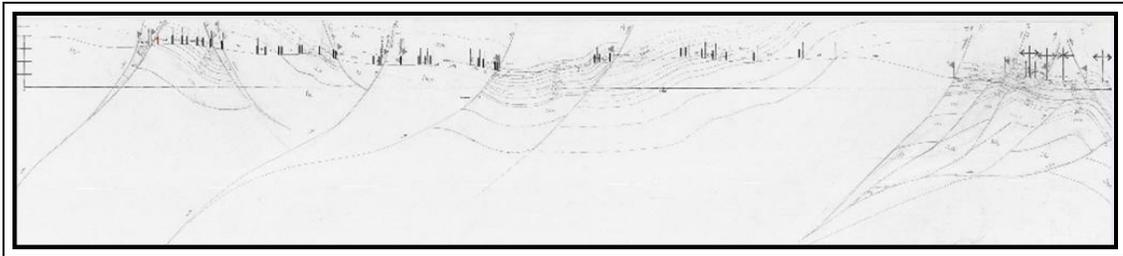


Fig.4.6 B Corte estructural a mano alzada del transecto SLC-5-YC

4.4.2 Carga de Perfil Topográfico

Para la generación de los perfiles topográficos (Fig. 4.7), se utilizó el software ArGis® y el Modelo Digital De Elevación, a 90 metros, DEM Geomática PDVSA-Intevep (1:25.000), 2008.

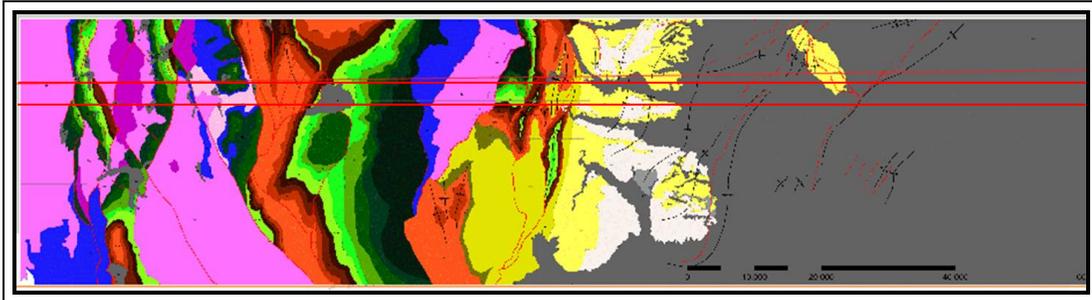


Figura 4.7. Ubicación de los transectos SLC-3-AB y SLC-5-YC, en el mapa geológico.

En el software ArGis® se crearon dos archivos de imagen de extensión .WMF, con los perfiles topográficos (Fig. 4.8 y 4.9), a una escala desconocida. Posteriormente, estos archivos fueron llevados al software CANVAS®, donde fueron escalados gráficamente a 1:100.000 para efectos de trabajo y elaboración del modelo estructural.

Para escalar el corte y llevarlo a escala 1:100.000 tanto en la vertical como en la horizontal, se utilizó la siguiente formula:

$$D = Lt/Lp$$

Donde:

D: Denominador de escala

Lt: Longitud en el terreno

Lp: Longitud en el papel

Esta formula fue llevada a la hoja de calculo Excel, de Microsoft office (Fig. 4.18). En la hoja de cálculo se le introducen los datos reales y medidos, con las mismas unidades de longitud para determinar la escala. Posteriormente, se realiza el cálculo contrario, teniendo el denominador de escala 100.000 y la longitud en el terreno, se determina la longitud en el papel. Por ultimo, se realiza una regla de tres simple y se determina el porcentaje de aumento o disminución de la imagen (Fig. 4.10).

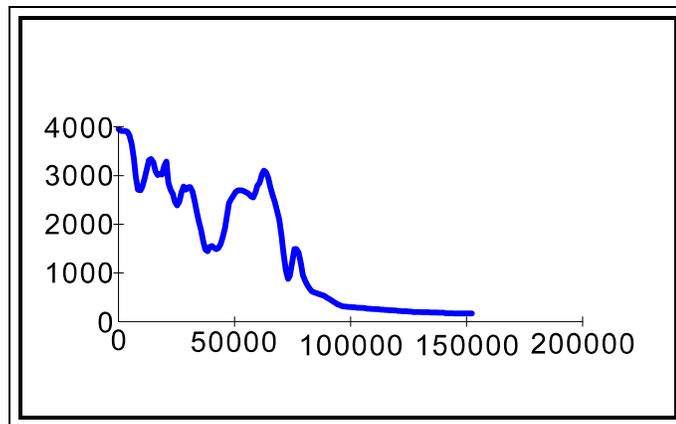


Fig. 4. 8 Perfil topográfico perteneciente al transecto SLC-3.

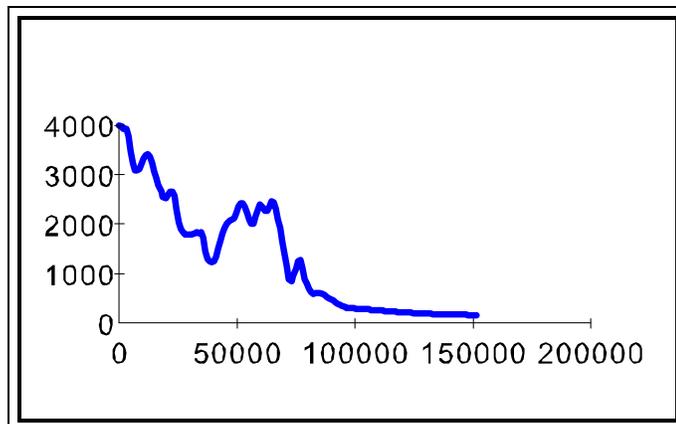
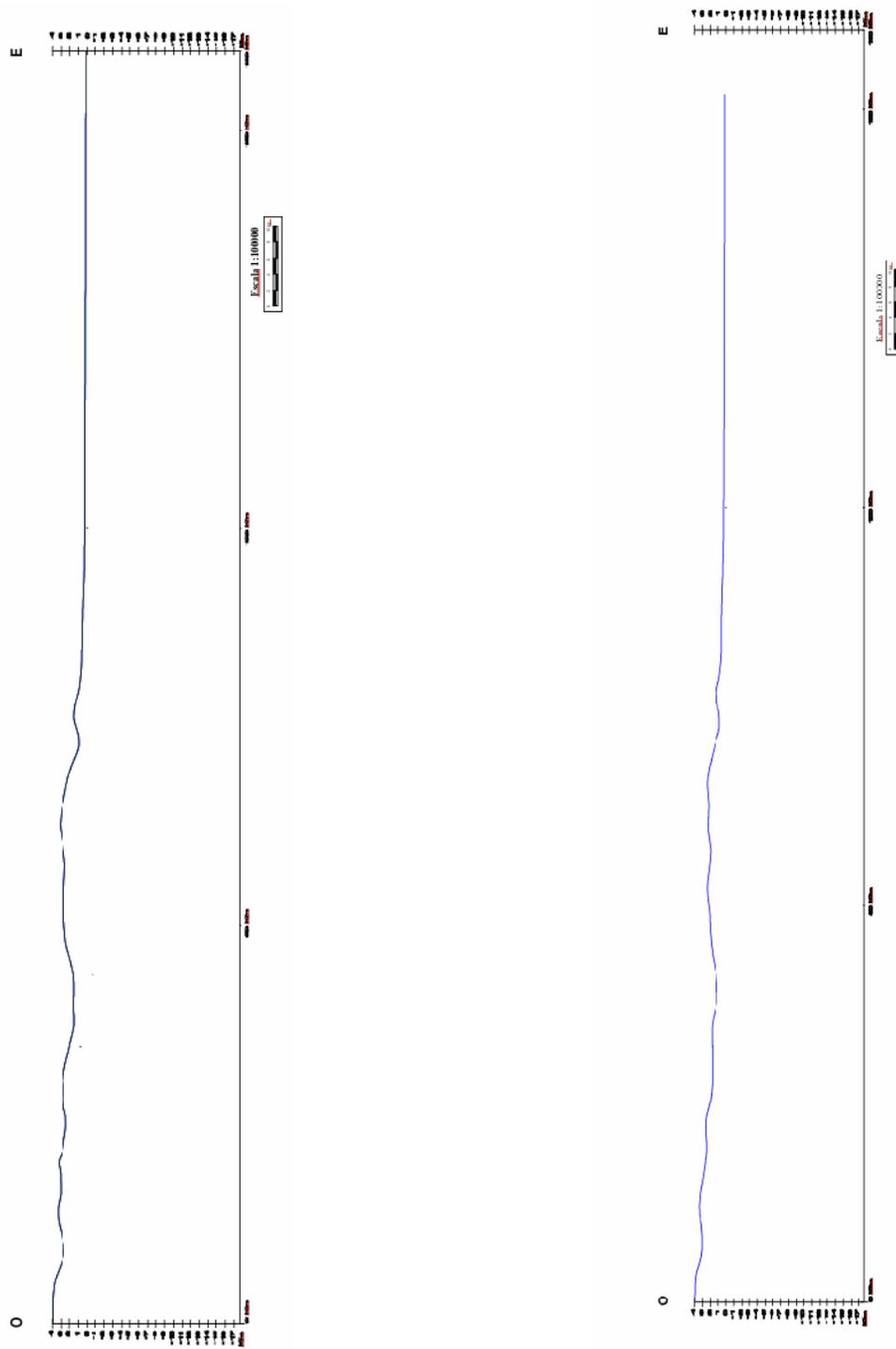


Fig. 4.9 Perfil topográfico perteneciente al transecto SLC-5.

		Horizontal		% a aplicar
Longitud en el Terreno (m)	50000	LT =	5.000.000,000 cm	
Longitud en el Papel (cm)	11	LP =	11,000 cm	
Escala		E =	454.545,455	100,000
				454,545
Longitud en el Terreno (m)		LT =	5.000.000,000 cm	
Nueva Longitud en el Papel		LP =	50,000 cm	
Nueva Escala		En =	100.000,000	
		Vertical		% a aplicar
Longitud en el Terreno (m)	1000	LT =	100.000,000 cm	
Longitud en el Papel (cm)	3,5	LP =	3,500 cm	
Escala		E =	28.571,429	100,000
				28,571
Longitud en el Terreno (m)		LT =	100.000,000 cm	
Nueva Longitud en el Papel		LP =	1,000 cm	
Nueva Escala		En =	100.000,000	

Fig. 4.10 ventana de transformación de escala



SLC-3

SLC-5.

Figura 4.11 Perfil topográfico perteneciente al transecto SLC-3 y SLC-5.

4.4.3. Cargar del mapa geológico

Una vez cargado el perfil topográfico se procedió a cargar la franja del mapa geológico por donde pasan los transectos (mapa de geología de superficie, modificado de Acosta, N. et. al, 2010), el cual también se llevo a la escala 1:100.000 con la finalidad de obtener la información geológica de superficie, tales como: rumbo- buzamiento, fallas, ejes de pliegues y contactos formacionales para poder cotejar con el corte realizado a mano alzada (Fig.4.12).

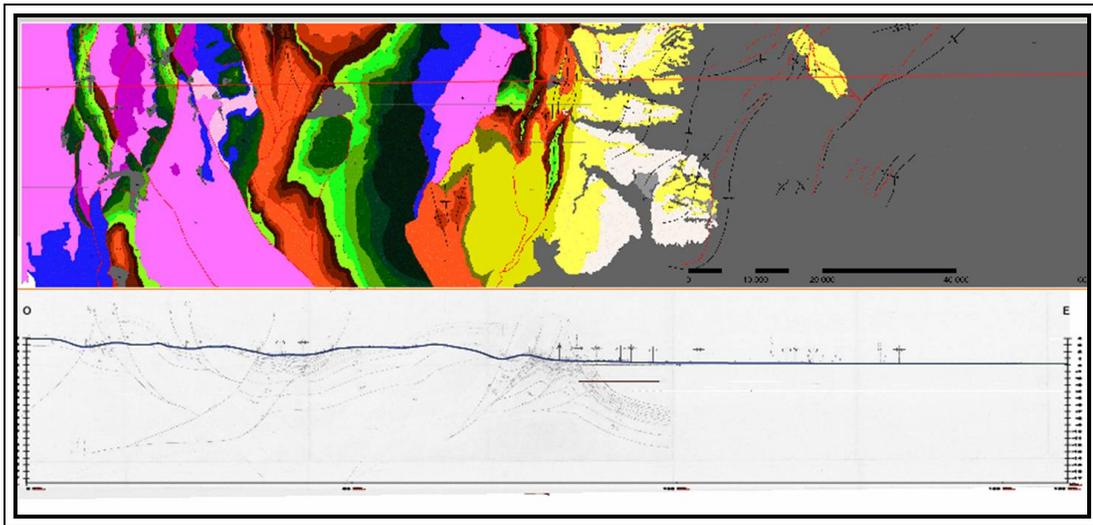


Fig.4.12 Perfil topográfico, corte estructural a mano alzada y mapa geológico del transecto SLC-3

4.4.4 Carga de la información sísmica

Las líneas sísmicas fueron facilitadas por el proyecto FSA de PDVSA-Intevep, las cuales ya estaban migradas en profundidad. Estas líneas llevaron a escala 1:100.000 utilizando la escala grafica de la imagen. Posteriormente, estas fueron cargadas y calibradas en el perfil topográfico (Fig. 4.13).

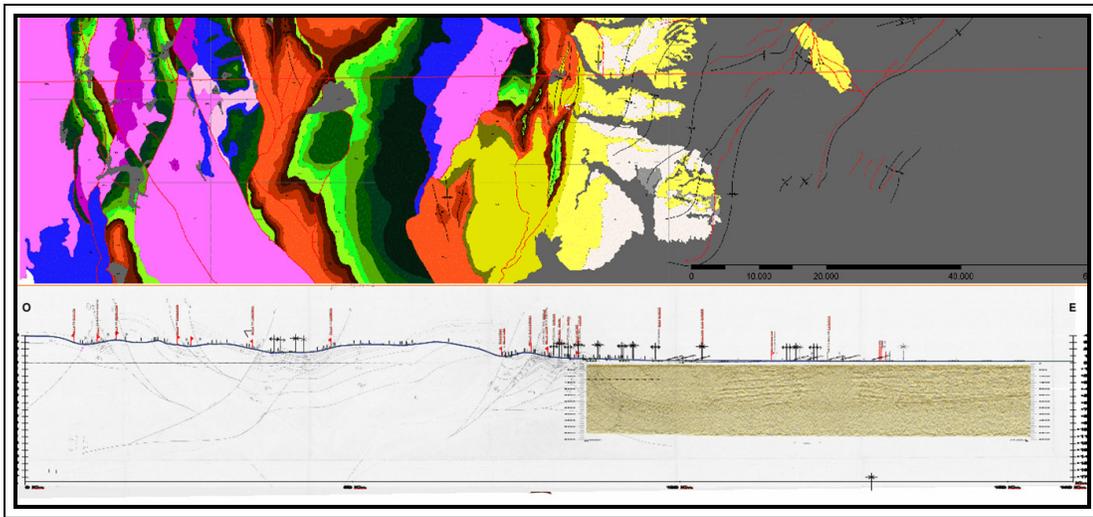


Fig. 4.13 Perfil topográfico, corte estructural a mano alzada, mapa geológico y línea sísmica del transecto SLC-3

4.4.5 Carga de la información de pozos

Se proyectaron sobre la línea sísmica SLC-3 la información proveniente del pozo GX esto, con la finalidad de ajustar las profundidades de los estratos que son conocidos por medio de la perforación de este pozo.

Tabla. N° 4.1 Topes formacionales de las unidades litoestratigráficas en el pozo exploratorio GX.

GX		TOPE (FEET)
FORMACIÓN	TOPE (FEET)	MODIFICADO
MOLASA	0	0
COLON MITO-JUAN	5150	N.P
QUEVEDO	5950	5150
LA MORITA	6350	6350
ESCANDALOSA	7100	7100
AGUARDIENTE	7900	7900

4.5 Proyección del mapa geológico al perfil topográfico

Una vez cargados los datos en el perfil topográfico, se procedió a proyectar los datos estructurales desde el mapa geológico al perfil topográfico. Para realizar la proyección hacia el perfil se tomaron en cuenta: el rumbo y buzamiento para el cálculo de buzamientos aparentes, en caso de ser necesario, las fallas, los contactos formacionales, los ejes de anticlinales y sinclinales (Fig. 4.14).

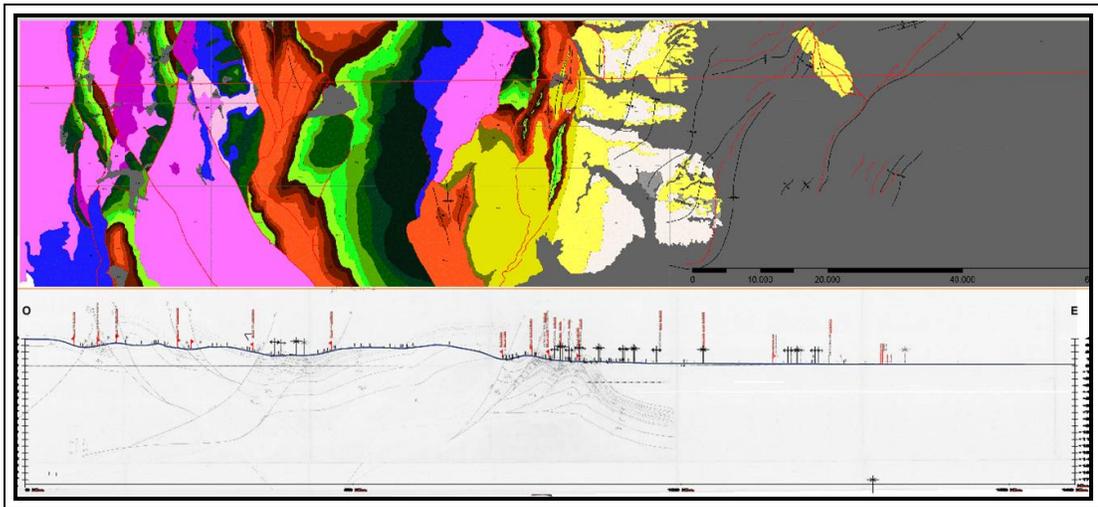


Fig. 4.14 Perfil topográfico, corte estructural a mano alzada, mapa geológico, línea sísmica e información de pozos del transecto SLC-5, con los datos estructurales del mapa geológico proyectados.

4.6 Interpretación estructural de transectos

Los espesores de los estratos son estandarizado por medio del programa [®] e interpretados siguiendo el mapa geológico, la sísmica y los estudios de anomalías Bouguer para de esta manera culminar el corte por medio del software (fig. 4.15).

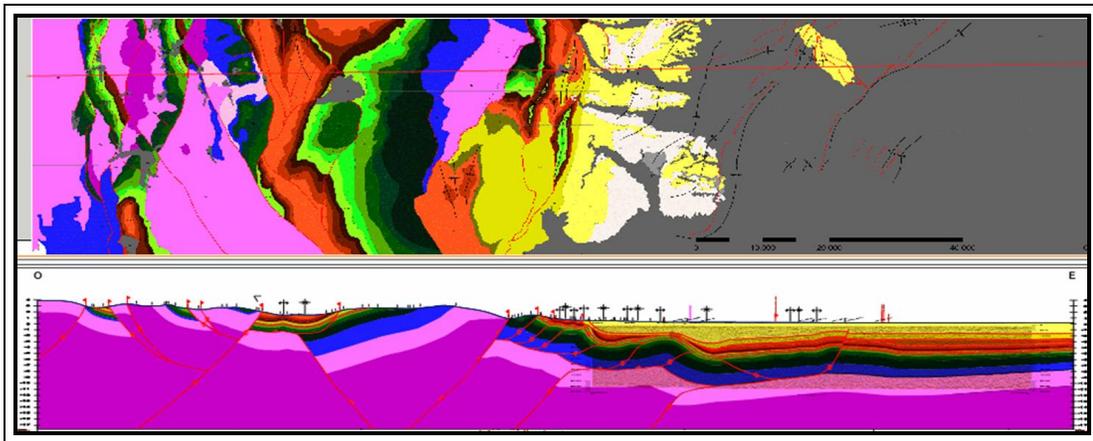


Fig. 4.15 Corte topográfico digitalizado por el software canvas transepto SLC-5.

4.7 Balanceo y Retrodeformación (restauración)

Para el balanceo y retrodeformación de los cortes estructurales se utilizó el software GeoSec 2D, de la plataforma de PARADIGM, con el fin de validar el modelo planteado. El corte estructural es retrodeformado o restaurado a su estado inicial. La restauración se realizó metodológicamente siguiendo los siguientes pasos:

1. Tomando bloques limitados por fallas
2. Un tope guía que sea representativo en toda la sección
3. Una superficie de referencia que genera la deformación (falla)
4. Una línea guía horizontal de referencia
5. Una guía donde se colocará el bloque a restaurar
6. Bloque restaurado

Una vez realizados estos pasos y el bloque restaurado presenta algunas irregularidades, se procede a realizar el balanceo o ajustes en la interpretación y espesores de los estratos. Posteriormente, se procede a repetir los pasos de la metodología antes mencionados hasta que todos los estratos del bloque queden completamente horizontal. De esta forma se procede para todos los bloques de la sección hasta obtener la sección restaurada. A continuación se describen los pasos para retrodeformar un corte estructural:

1.- Selección de un bloque limitado por fallas

Para componer un bloque se deben seleccionar todos los estratos contenidos en bloque y agruparlos como un solo componente (Fig. 4.16).

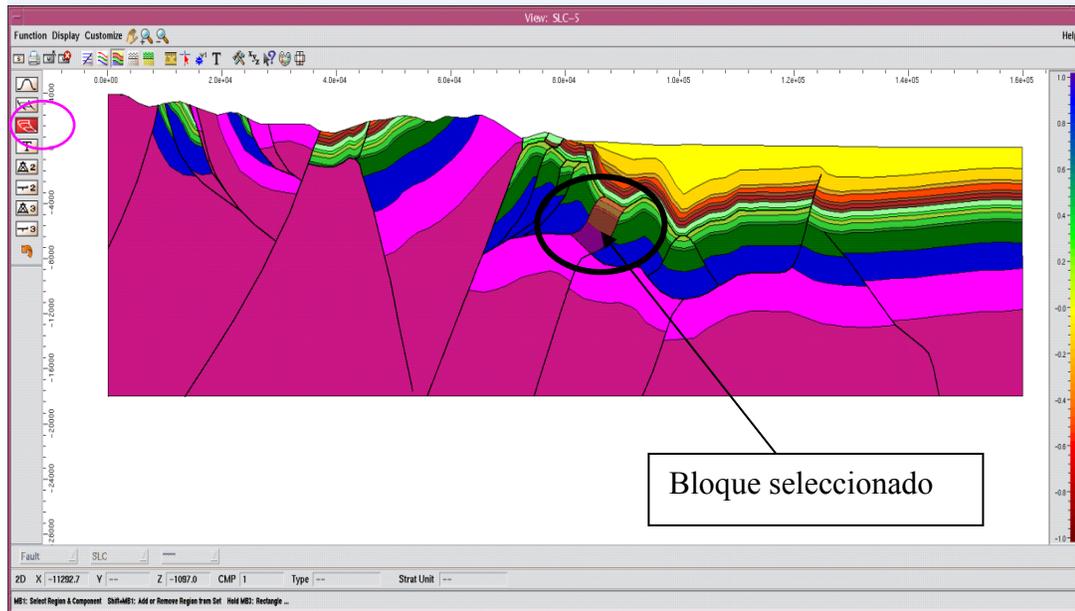


Fig 4.16 Selección del bloque a retrodeformar.

2.- Tope guía representativo en la sección

Se selecciona el tope del estrato o formación que se representativo en toda la sección. En este caso se tomó el tope de la formación la quinta (Fig. 4.17).

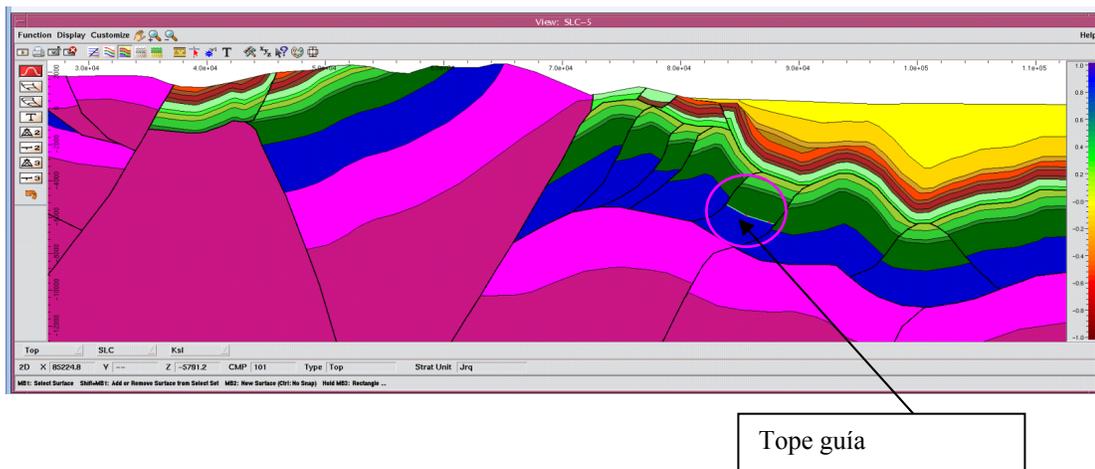
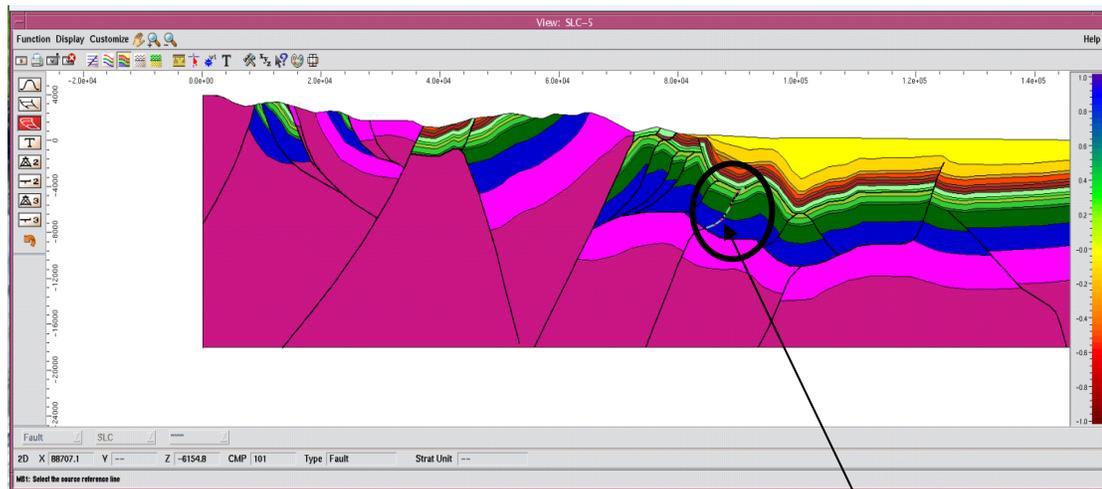


Fig 4.17 Selección del tope guía.

3.- Superficie de referencia que genera la deformación

Se selecciona la superficie que ha generado la deformación o ruptura y desplazamiento de los estratos. En este caso nos referimos a una falla (Fig. 4.18).



Superficie de referencia

Fig 4.18 Superficie de referencia que genera la deformación.

4.- Línea guía horizontal de referencia

Esta línea guía horizontal se crea donde se realizara la retrodeformación de los bloques (Fig. 4.19).

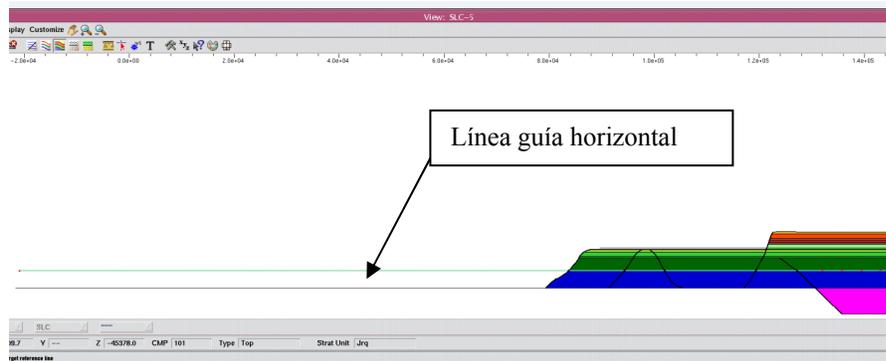


Fig. 4.19 Línea guía horizontal.

5.- Guía de referencia en el bloque restaurado

La guía de referencia es la última falla restaurada en el bloque retrodeformado (Fig. 4.20).

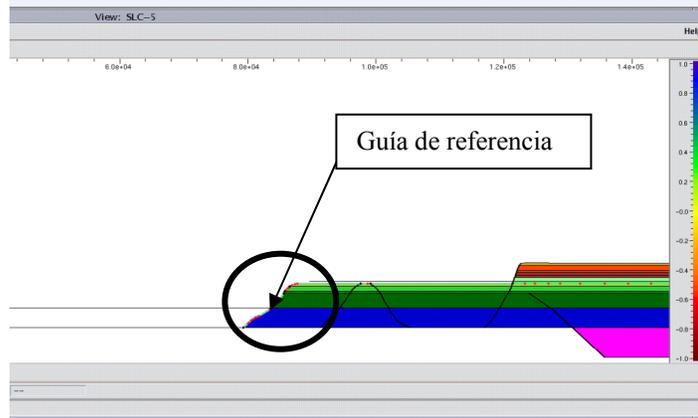


Fig. 4.20 Guía de referencia en el bloque restaurado

6.- Bloque retrodeformado

Una vez realizado todos los pasos anteriores se puede observar el bloque seleccionado retrodeformado (Fig. 4.21).

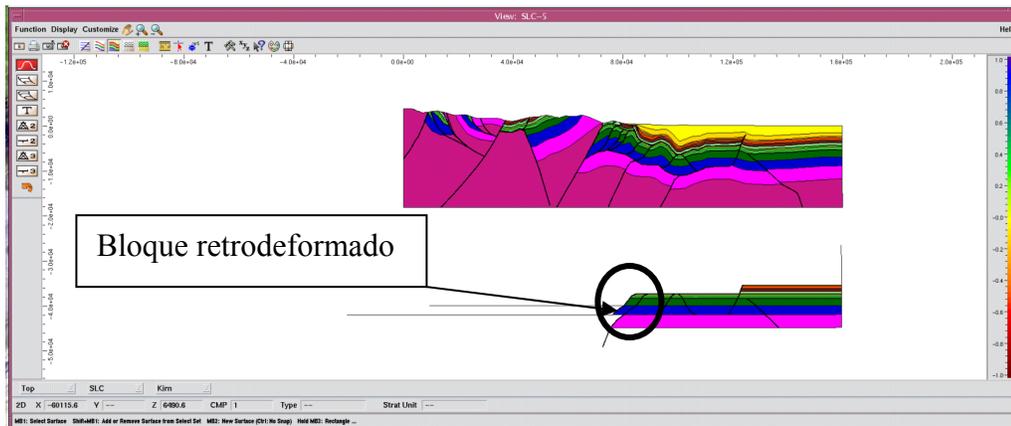


Fig. 4.21 Bloque retrodeformado.

4.8 Acortamiento de corte estructural

Una vez realizada la retrodeformación de todo el corte se calcula el porcentaje de acortamiento, donde la diferencia de distancia horizontal entre el corte geológico y la retrodeformación es dividida en la distancia de corte geológico.

$$\% A = \frac{(D_r - D_c)}{D_r} \times 100$$

Donde:

% A = Porcentaje de Acortamiento

D_r = Distancia horizontal de la retrodeformación

D_c = Distancia horizontal del corte geológico

CAPITULO V

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La discusión de resultados se realizó en base a los resultados obtenidos los cuales son presentados en los anexos y son los siguientes:

- Un mapa Geológico a escala 1:100.000 (Anexo A)
- Dos Perfiles estructurales (Anexos B y C)
- Una columna generalizada del área de estudio (Anexo D)
- Un modelo tectónico de la zona (Anexo E)

6.1 Tectónica regional

El área de estudio Sarare-La Cuchilla, ubicada hacia el piedemonte de la cordillera de los Andes presenta un estilo de deformación compresiva, que corresponde a la interacción entre dos deformaciones principales no contemporáneas; una deformación por compresión en mayor proporción, y una deformación por transcurrencia en menor proporción.

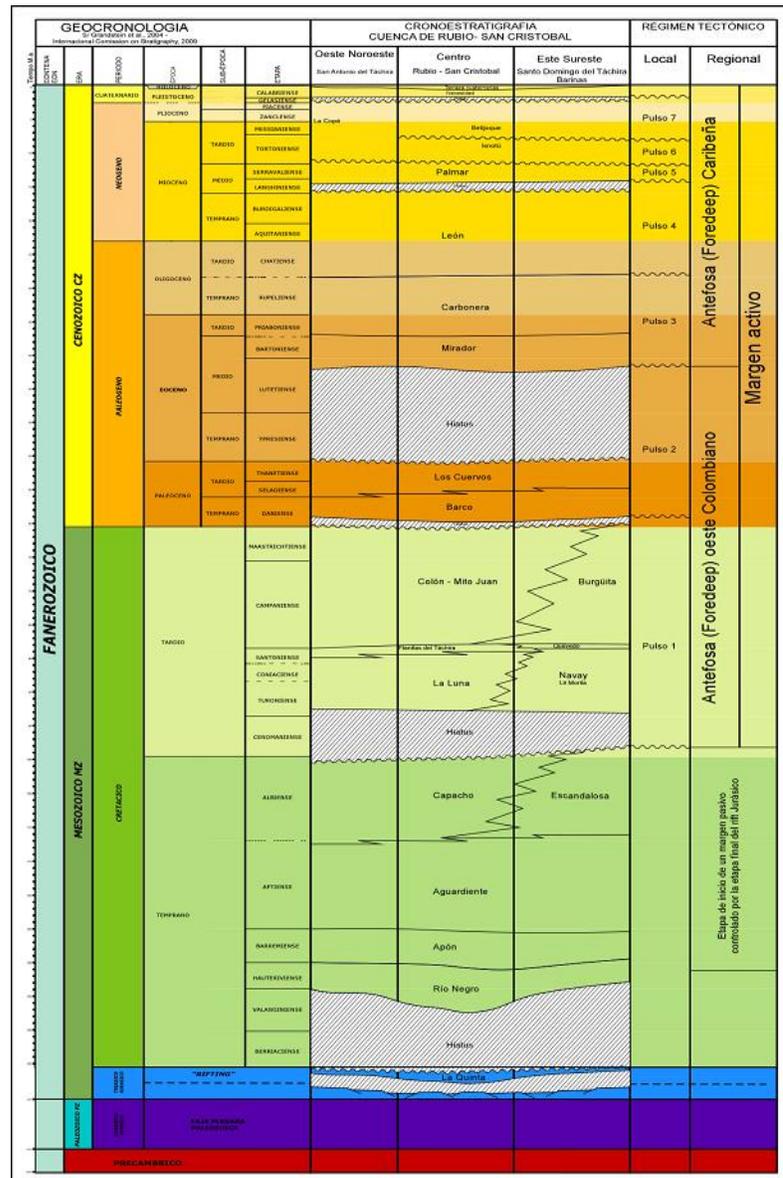
La deformación compresiva del área, según Parnaud, F. Gou, Y. et. al. (1994), comienza en edad Cretácica con la colisión del arco volcánico pacífico por el oeste contra la placa suramericana, originando por un primer pulso tectónico (pulso 1). Seguido de esta colisión, se presenta una etapa de relajamiento con sucesivos pulsos compresivos (pulsos 2 y 3) hasta el Oligoceno Tardío donde se produce un pulso compresivo de gran magnitud (pulso 4) el cual está relacionado con el levantamiento de la cordillera oriental de Colombia. Posteriormente y producto de la colisión y sutura del arco de Panamá contra la placa suramericana, se presenta un quinto pulso tectónico que produce la orogénesis andina a partir del Mioceno Medio (pulso 5). Desde del Mioceno Tardío hasta la actualidad, se produjeron los dos últimos pulsos tectónicos (pulsos 6 y 7) los cuales controlaron la sedimentación y erosión de las moladas (Formación Palmar, Isnotú y Formación Betijoque) y de los sedimentos Cuaternarios. En el Cuadro 6.1 se puede observar una síntesis de la evolución

tectónica del área de estudio mostrando de manera mas detallada los pulsos tectónicos producidos.

También se puede observar que en la región estudiada, a parte de las deformaciones compresivas, existe una zona de convergencia de los esfuerzos generadores de ambos levantamientos (Cordillera oriental de Colombia y Cordillera andina) donde se origina una deformación principalmente transcurrente.

Tabla 6.1 Síntesis de la evolución tectónica del área de estudio.

Tomado de Acosta, N (2010)



Utilizando y analizando el mapa geológico realizado por Acosta, *et. al* (2010) en un informe interno de Intevep, se pueden vislumbrar varios cambios en las orientaciones principales de las estructuras, los cuales varían de este a oeste, manteniéndose una similitud de orientaciones tanto en la zona norte como en la zona sur. Lo más destacable en sentido este–oeste, es que, hacia el este, las orientaciones de las estructuras principales son mayormente NNE – SSO, con pequeñas variaciones hacia la orientación N-S (Fig. 6.1).

Por el contrario, hacia el oeste, en la parte central del mapa, a medida que nos acercamos hacia el eje de la cordillera, comienzan a vislumbrarse dos direcciones principales y una secundaria, las dos principales son NNE – SSO y NNO – SSE, la orientación secundaria es cercana a N – S.

(Fig. 6.1B).

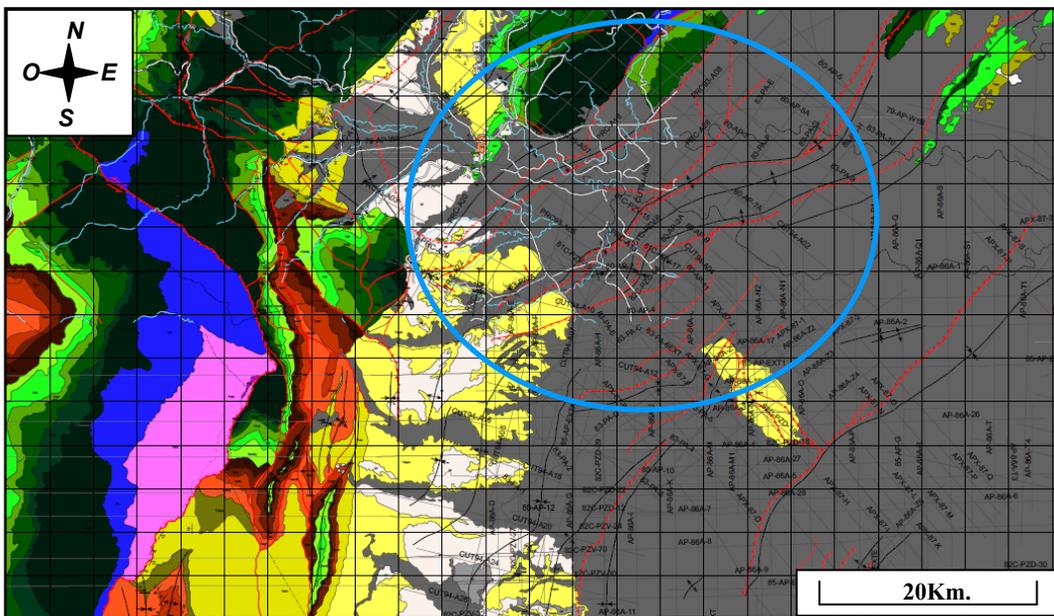


Fig. 6.1 Sección este del Mapa geológico Intevep (2010). tomado de Acosta, N. *et. al* (2010).

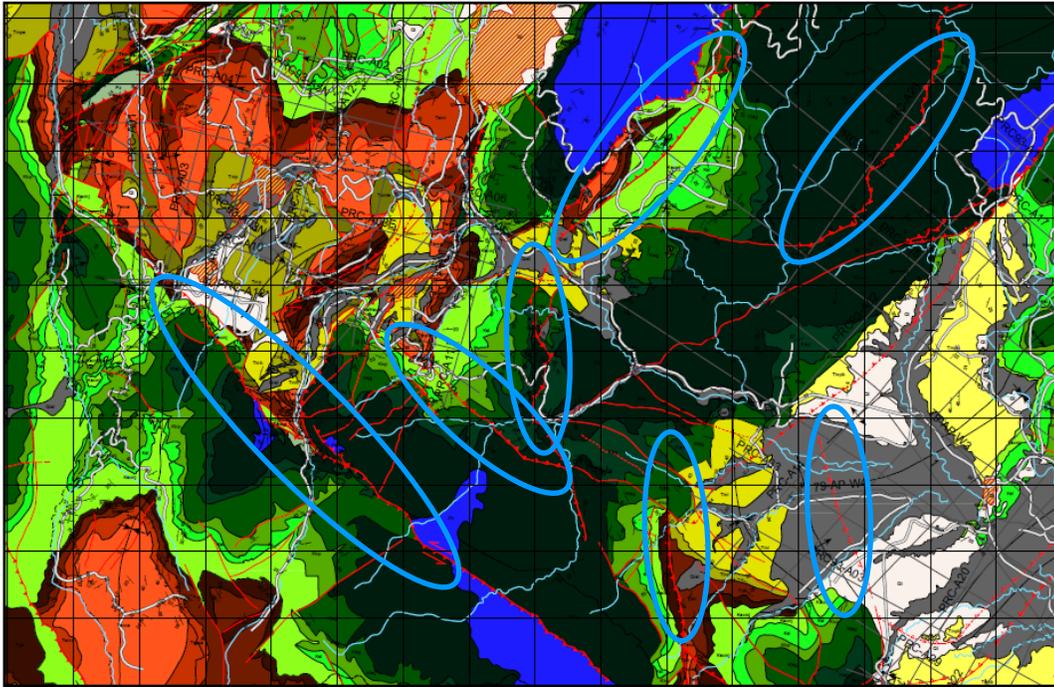


Fig.6.1B Sección central del Mapa geológico Intevep (2010).
tomado de Acosta *A. et. al.* (2010).

Más hacia el oeste, ya en el país de Colombia, las orientaciones principales de las estructuras pasan a ser N – S. (Fig. 6.1C).

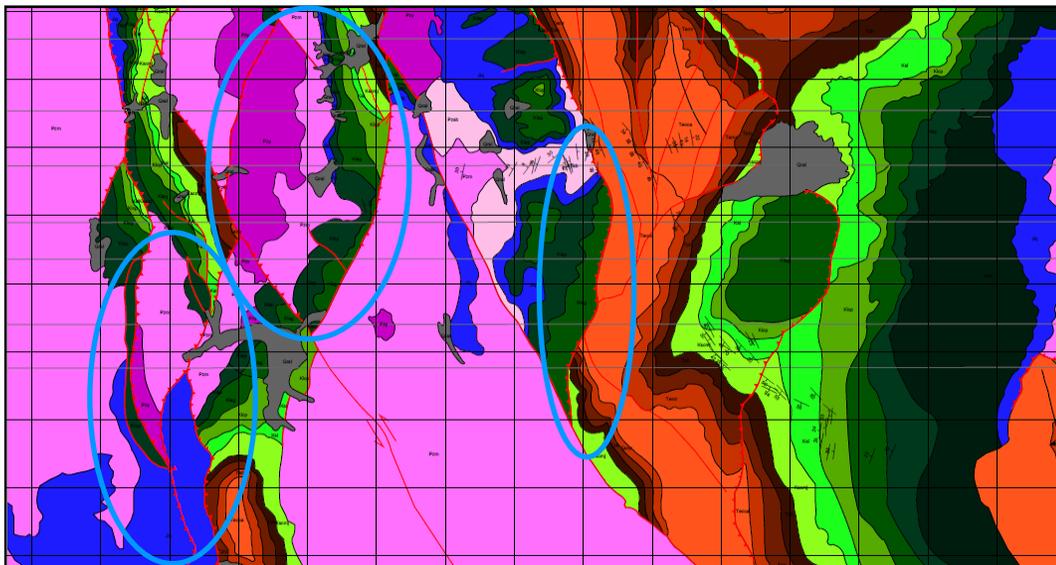


Fig. 6.1C Sección oeste del Mapa geológico Intevep (2010).
tomado de Acosta, *et. al.* (2010).

Así mismo, las fallas observadas presentan movimientos con un mayor porcentaje de componentes principales inversas, con muy pocas componentes transcurrentes que pueden ser dextrales o sinestrales, según la orientación de la estructura; el porcentaje de estructuras transcurrentes aumenta hacia el NO, a medida que se acercan al sistema de falla de Boconó.

Todo lo anterior sugiere que el área en estudio está bajo mayor influencia de una componente principal, de escala regional de tipo compresivo (σ_1 horizontal), pero adicionalmente, se observa que los ejes de pliegues se encuentran doblados, resultando en dos orientaciones a lo largo de cada eje, lo que sugiere un cambio en la orientación del vector compresivo a lo largo del tiempo geológico, con lo cual esta región evidencia la presencia una transición de por lo menos dos etapas de deformación compresiva en las cuales las orientaciones de las estructuras han ido variando. Por lo tanto, la región en estudio es posible dividirla en tres subregiones, una mas hacia el oeste, con presencia de las estructuras mas antiguas, inversas, de orientación principalmente N – S (Fig. 6.2), una subregión más hacia el este, con presencia de las estructuras más jóvenes, también inversas, con orientación NNE – SSO (Fig. 1.1.b), y una tercera zona, entre las dos anteriores, con presencia de varias orientaciones de estructuras, NNE – SSO, N – S y NNO – SSE, la cual indica una transición entre las dos deformaciones más antigua y más joven, esta es una región definida como de transición entre deformaciones (Fig. 6.2)

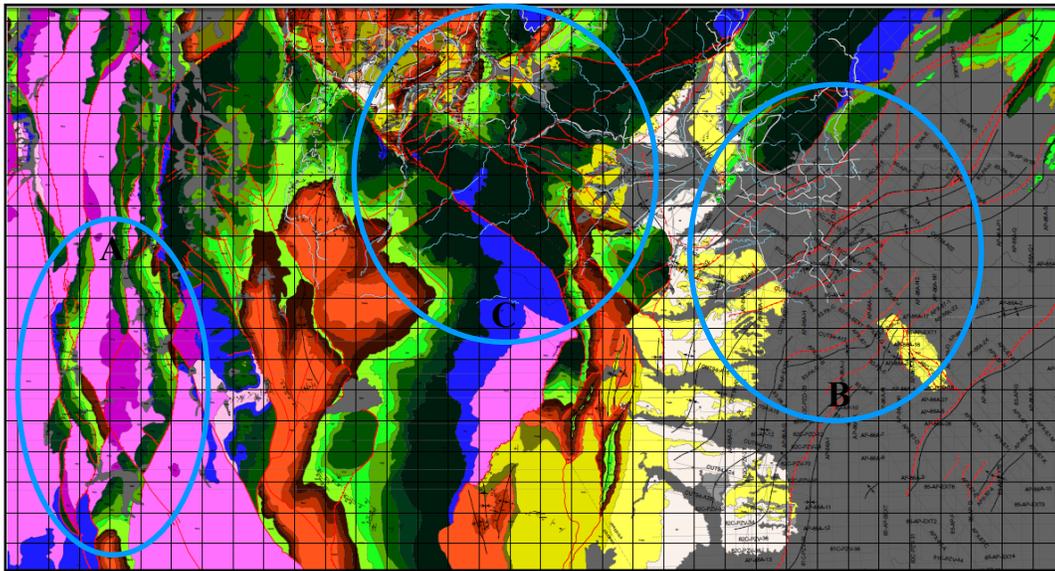


Fig. 6.2 Mapa geológico Intevep, mostrando las tres orientaciones de la fallas (2010).
tomado de Acosta, N. *et. al.* (2010).

Las estructuras más antiguas corresponden a una transición Cretácico Tardío – Paleoceno, que, según Parnaud, F. Gou, Y. *et. al.* (1994), presenta características de margen pasivo, con una fuerte influencia compresiva desde el oeste, producto de la colisión del arco volcánico pacífico contra la placa suramericana. Las estructuras más jóvenes corresponden al levantamiento de la cordillera de los andes de edad Mioceno Medio debido a un fuerte evento tectónico compresivo al oeste, hasta el presente, que siguen siendo activas, cortando las molasas depositadas por el levantamiento. Por último, la región de transición de deformaciones, debe presentar una edad intermedia entre estas dos anteriores, comenzando antes del levantamiento de la cordillera de los andes, hasta el presente.

6.2 Perfil Geológico y su Descripción

El modelo estructural presente en el área de Sarare – La Cuchilla, ha sido generado a partir de dos transectos con orientación E – O, denominado SLC_3 Y SLC_5 (Fig. E), ubicado dentro de las coordenadas UTM:

Norte 789.000 – 810.000

Este 756.000 – 888.000

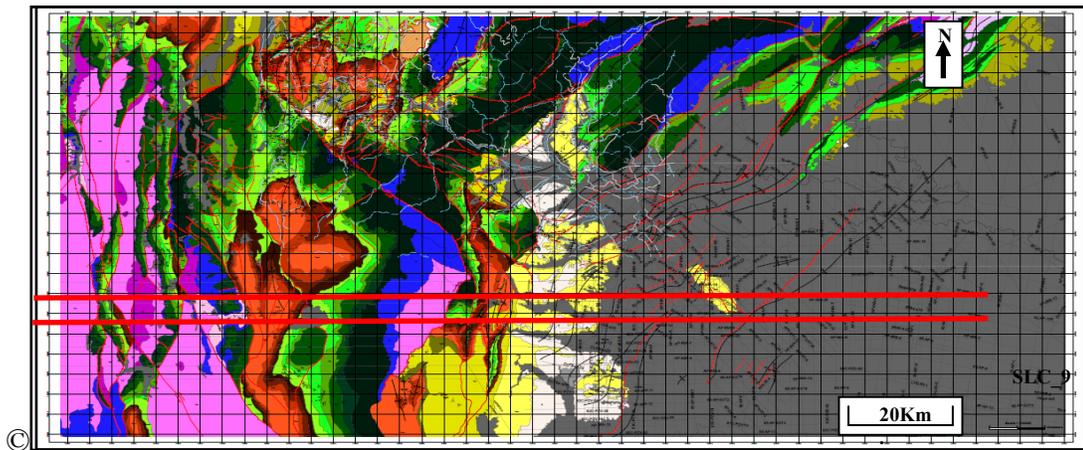


Fig. 6.3 Mapa geológico Intevep, mostrando la ubicación u nombre del transecto estudiado.

Tomado de Acosta, N. Aparicio, A. et al. (2010).

En Venezuela, se puede conseguir cualquiera de los estilos tectónicos existentes, para el caso de la zona de estudio el estilo mas semejante, es el de un estilo Alpino, donde predominan los pliegues, fallas, corrimientos, entre otras estructuras. Como modelo inicial, se tomo un modelo Fault bend fold (Pliegue por flexura de falla) basándose en el sistema compresivo luego de la distensión jurasica, mostrando de esta manera, estructuras imbricadas y sobrecorridas (duplex) con vergencia principal hacia el este (Fig. 6.4.a), así como la presencia de retrocorrimiento con vergencia contraria (Fig. 6.4.b). También se pueden observar zonas triangulares o cuñas intracutaneas, (Fig. 6.5.c) todo esto indica una deformación de tipo compresivo, con σ_1 horizontal en dirección E – O.

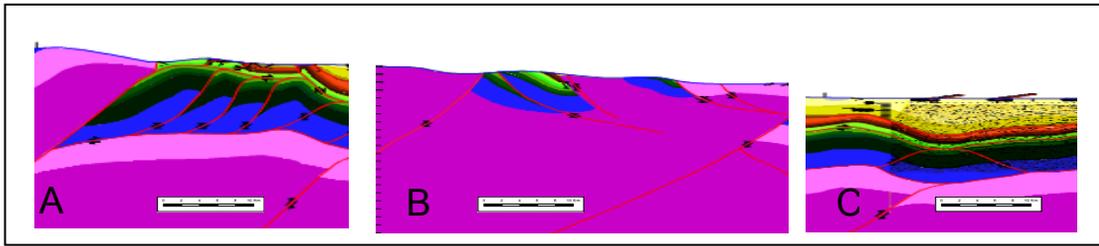


Fig. 6.4 Estructuras principales presentes en el area de estudio, A) imbricaciones sobrecorridas, B) retrocorrimientos, C) zona triangular o cuña intracutanea.

Adicionalmente se interpretaron siete (7) fallas inversas principales enraizadas en el basamento, las cuales generan un sistema tectónico de piel gruesa (Fig. 6.5), estas fallas son generadas por una reactivación de fallas normales de edad Jurásica, en fallas inversas más jóvenes. A partir de estas reactivaciones de fallas mayores se observa una tectónica de piel delgada (Fig. 6.5) en donde se presentan dos despegues principales, uno inferior de edad Jurásica, en la base de la Formación La Quinta, y un despegue superior de edad Cretácica, en la base de la Formación La Luna (Fig. 6.6), todo ello afecta intensamente la cobertura sedimentaria.

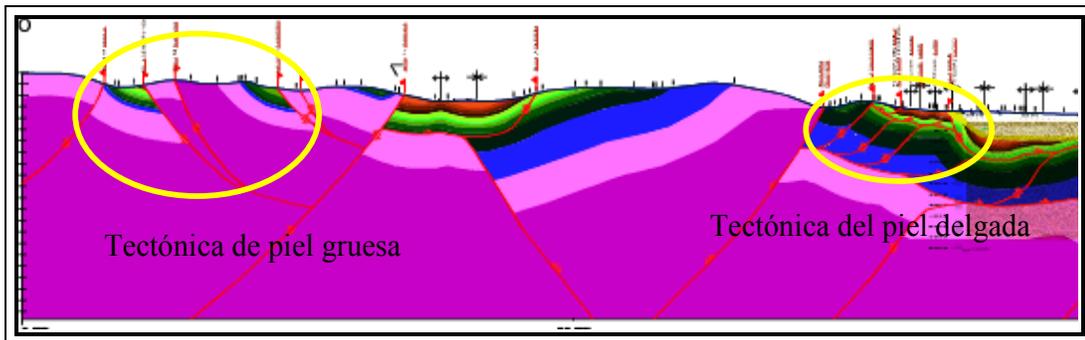


Fig. 6.5 Sistema tectónico de piel delgada y de piel gruesa observados en el área de estudio.

Tomado del corte estructural del transecto SLC_3.

Despegue superior (Base de la Fm. La Luna

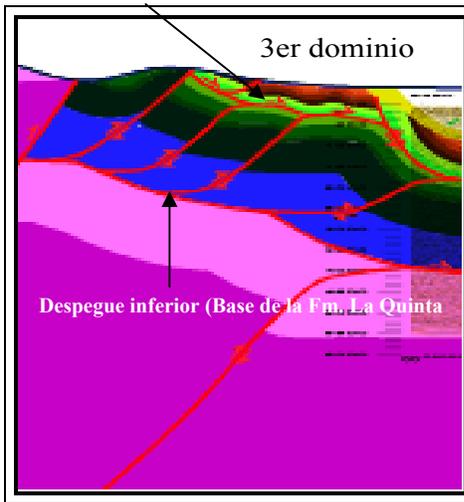


Fig.6.6 Despegue superior e inferior.

6.3 Tectonoestratigrafía local

Para un mejor análisis de la estratigrafía de la zona, utilizando el mapa geológico de Intevep 2010 y el corte geológico realizado, se dividió el área de estudio en 4 dominios (Fig. 6.7)

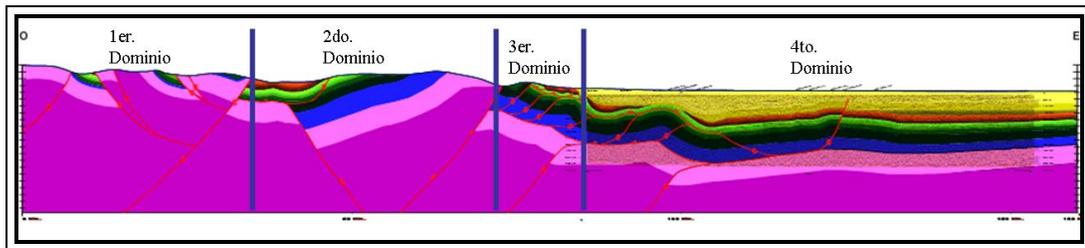


Fig.6.7: Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando los dominios a estudiar.

Tomados del corte estructural del transecto SLC_5.

6.3.1 Estratigrafía del 1er dominio

Este dominio para ambos cortes se encuentra geográficamente en el país de Colombia, en el departamento del Norte de Santander, específicamente en la cordillera oriental de Colombia, es decir, todo lo aflorante al oeste de la falla de Lobateca. Dominio constituido por un basamento Precámbrico y Paleozoico con una

cobertura sedimentaria mesozoica. Los granitos y rocas metamórficas pertenecen al Paleozoico. El Mesozoico comienza en el Jurásico con la **Formación La Quinta**, siguen las rocas de la **Formación Apón**, ya que en el Cretácico Temprano se produce un fallamiento normal que impide la depositación de la Formación Río Negro en este margen de la cuenca. El Cretácico finaliza con **Las Formaciones Aguardiente y Capacho**. Las demás rocas de la secuencia pertenecientes al Cretácico y al Terciario no afloran en este dominio debido a grandes periodos de erosión y levantamientos debido a la compresión. En este dominio es donde afloran las rocas más antiguas, pertenecientes al Paleozoico. (Fig. 6.8)

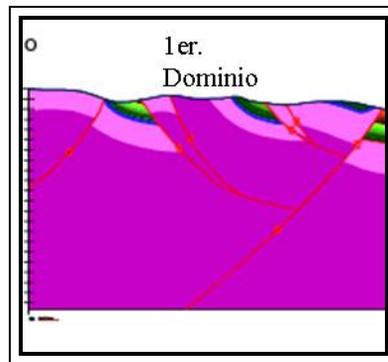


Fig.6.8: Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 1er. dominio de estudio.

Tomados del corte estructural del transecto SLC_3.

6.3.2 Estratigrafía del 2do dominio

Este dominio también se encuentra en el país de Colombia, en la cordillera oriental de Colombia, y en los dos cortes se observa que se encuentra entre las fallas de Lobateca y Oirá, está constituido por rocas del Paleozoico (granitos y rocas metamórficas), en el se puede observar rocas aflorantes del Jurasico como es la **Formación La Quinta**. Seguido de la secuencia Cretácica completa, formado por **formaciones como Río Negro, Apon, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colon – Mito Juan**. Luego de las rocas cretácicas se observan rocas del Terciario como las de las **formaciones Barco, Cuervo, Mirador y Carbonera**. Las demás rocas de la secuencia Terciaria se consideran plegadas y erosionadas. (Fig. 6.9)

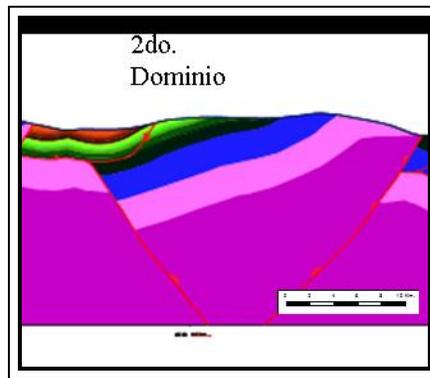


Fig.6.9 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 2do. dominio de estudio.

6.3.3 Estratigrafía del 3er dominio

Dominio ubicado geográficamente formando parte del país de Colombia y Venezuela, mayor parte de Colombia. Este dominio se dividió en unidades, basándose en lo establecido por Chaplet, M. y Stephan, J. (1998) en su trabajo de interferencia tectónico entre los andes merideños y la cordillera oriental de Colombia (Fig. 6.10)

Las secuencias estratigráficas en subsuelo comienza con las rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico, seguida de las rocas de la *Formación La Quinta* del jurasico, luego la secuencias Cretácica, empezando con la *Formación Río Negro* pasando por *Apón, Aguardiente, Capacho y La Luna* hasta culminar con la *Formación Colon - Mito Juan*. Entre las formaciones del Terciario se tienen las *formaciones Barco, Los Cuervos*, en subsuelo, mientras que la formaciones aflorantes en el dominio son *Mirador, Carbonera, León y Palmar*. Palmar es el primer intervalo molasico y en esta unidad se considera erosionado gran parte de el. (Fig. 6.10)

6.3.3.2 Estratigrafía de la ventana tectónica el Diablo

Para el corte SLC-5 se observa la ventana tectónica el Diablo ubicada entre la falla Guaicapramo al oeste y la falla Cutufí al este, denominado de esta manera porque en el se encuentra el anticlinal de el diablo la secuencia estratigráfica en el subsuelo, formada por *rocas del Paleozoico luego las del Jurasico y las del*

Cretácico y finalmente las rocas del Terciario. En esta unidad afloran las rocas de la *Formación Colon Mito y Formación Juan* que forma parte del corazón del sinclinal el diablo.

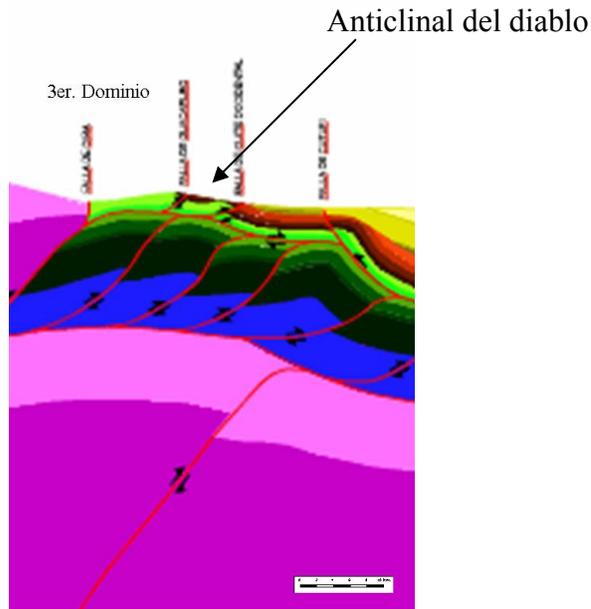


Fig.6.10 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 3er. dominio de estudio.

6.3.4 Estratigrafía del 4to dominio

Ubicado ya en Venezuela, específicamente en los llanos de Apure. Este dominio también se dividió en unidades, tomando en cuenta algunas de las establecidas por Chaplet, M. y Stephan, J. (1998) en su trabajo de interferencia tectónico entre los andes merideños y la cordillera oriental de Colombia. (Fig. 6.11)

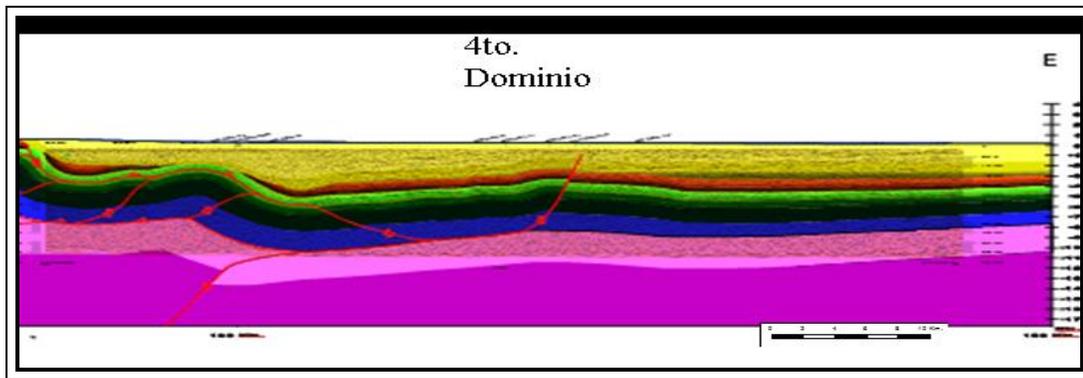


Fig.6.11 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 4to. dominio de estudio.

6.3.4.1 Estratigrafía del anticlinal Cutufí

Para el corte A la formación más antigua encontrada en superficie es la **Formación Mito Juan** del Cretácico. Las Formaciones del terciario **Barco y Los Cuervos**. En la parte oriental del anticlinal y en dirección a los llanos, los sedimentos Terciarios de las **formaciones Mirador, Carbonera y León** están cubiertos por la primera molasa discordante (**Formación Palmar**). Le sigue estratigráficamente la segunda molasa denominada **Formación Isnotú** y luego la tercera molasa (**Formación Betijoque**). En superficie se puede observar el contacto discordante de la Formación Los Cuervos con la molasa de Isnotú y luego la discordancia entre las dos molasas de Isnotú y Betijoque(Fig. 6.11)

Para el corte B los sedimentos Terciarios de las **formaciones Mirador, Carbonera y León** están cubiertos por la primera molasa discordante (**Formación Palmar**). Le sigue estratigráficamente la segunda molasa denominada **Formación Isnotú** y luego la tercera molasa (**Formación Betijoque**). En superficie se puede observar el contacto discordante de la Formación Los Cuervos con la molasa de Isnotú y luego la discordancia entre las dos molasas de Isnotú y Betijoque. (Fig. 6.11)

6.3.4.3 Estratigrafía del pozo GX

El pozo GX se aprecia en el corte A, el cual llevo a perforar formaciones del Cretácico como el tope de, *Escandalosa (Capacho)*, *La Luna (Navay)* y *Colon – Isnotu*. Las formacion del Terciario (Betijoque), también fueron atravesadas por el pozo y corroboradas con la sismica de la zona. En superficie solo aflora la Formación Betijoque y los sedimentos del Cuaternario (aluvión).

6.4 Tectónica local

El área de Sarare–La Cuchilla ha sido afectada al menos por tres eventos de deformación. *El primer evento* es compresivo y genera corrimientos con vergencia principalmente hacia el este y rumbo general N-S. Asociado a estas fallas se forman pliegues anticlinales y sinclinales con orientación N-S. Probablemente, esta primera fase esta relacionada al levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia. *El segundo evento*, también es compresivo y se considera contemporáneo al levantamiento de los Andes de Mérida, con una compresión en dirección NO-SE que genera fallas y sus pliegues asociados con una orientación general NE-SO y doblando los pliegues y fallas formados durante el primer evento . Finalmente, *el tercer evento* está relacionado al fallamiento transcurrente que afecta a los Andes de Mérida, esta fase deformó las estructuras preexistentes en el área pues los corrimientos tienen una componente de rumbo en la deformación. Sin embargo, no afecta al área con la intensidad suficiente como para alterar el estilo compresivo observado en campo y en la interpretación sísmica.

En línea general, la tectónica de Sarare–La Cuchilla presenta un transporte dominante hacia el este, donde las estructuras mayores, pliegues y corrimientos tienen un rumbo general N-S. La tectónica que afectó a esta zona también influyo en la deformación tanto del área del Departamento Norte de Santander (Colombia) como la del estado Táchira (Venezuela). Para un mejor estudio de la tectónica del área, esta también se dividió en los dominios observados en la Fig. 6.7

6.4.1 Tectónica del 1er dominio

Este dominio se encuentra geográficamente en Colombia (la cordillera oriental) donde las estructuras principales, observando para ambos perfiles de oeste a este son (Ver Anexo B y C)

- La falla de Socotá, es inversa con vergencia hacia el este, pone en contacto a granitos del Paleozoico con la Formación La Quinta y formaciones del Cretácico.
- La falla de Morro Negro con vergencia hacia el oeste, pone en contacto a granitos del Paleozoico con la Formación la Quinta y las formaciones del cretácico (Apon, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colon Mito Juan) y parte del Terciario
- La falla de Pamplona, inversa y con vergencia al oeste, fragmenta en dos bloques las rocas metamórficas del Paleozoico.
- La falla de Chinacota, al igual que la de Socotá y Pamplona es una falla inversa con vergencia hacia el oeste. Pone en contacto rocas de las formaciones La Quinta, Apon, Aguardiente y Capacho con rocas metamórficas del Paleozoico.
- Una falla, al igual que la falla de Pamplona fragmenta en dos Bloques a las rocas metamórficas del Paleozoico, esta falla posee una vergencia hacia el oeste y es inversa. Esta falla es cortada en el subsuelo por la falla de Lobateca, lo que quiere decir que es más antigua que la falla de Lobateca.
- La falla de Lobateca, es una falla principal de vergencia este e inversa, pone en contacto tectónico a las rocas metamórficas del Paleozoico con las formaciones del Cretácico y del Terciario. En superficie se observa el contacto entre la Formación Aguardiente con Colón–Mito Juan. Esta falla es considerada una de las falla principales del graben Jurásico.

- La falla de Socotá y la falla de Morro Negro forman una zona triangular de tipo II, la cual esta definida entre dos corrimientos enfrentados de vergencia opuesta y mismo nivel de despegue aproximadamente.
- Las fallas de Pamplona, Chinacota y Morro negro son un retrocorrimiento de la falla de Laboteca

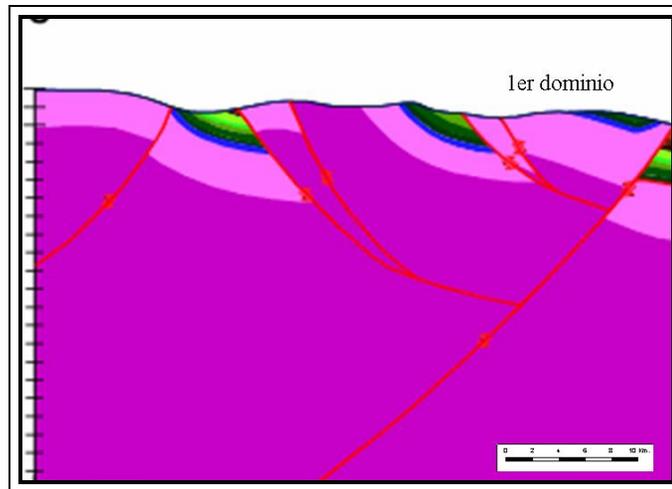


Fig.6.12 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 1er. dominio de estudio.
Tomados del corte estructural del transecto SLC_3.

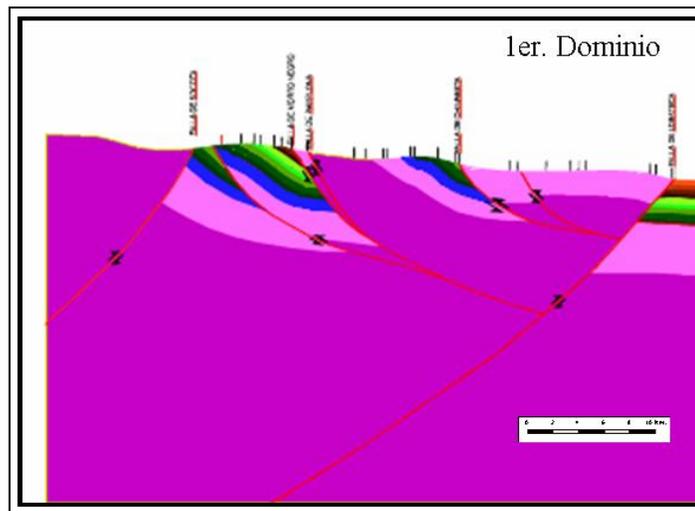


Fig.6.13 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 1er. dominio de estudio.

La principal diferencia observada para ambos perfiles estructurales radica que el perfil SLC-5 está más bajo que el SLC-3 estratigráficamente (ver anexo 6.12 y 6.13) lo que implica que tenga mayor columna de sedimentos del Cretácico

6.4.2 Tectónica del 2do dominio

Dominio ubicado en la parte este de Colombia, sobre la Cordillera Oriental donde gracias a la tectónica ocurrida en esta zona se puede observar casi de manera completa la secuencia estratigráfica desde el Jurasico hasta el Terciario. Observando ambos perfiles se pueden ver las siguientes estructuras, de oeste a este (Ver Anexo B y C)

- Una falla en el subsuelo, la cual es de vergencia oeste e inversa. Se considera que en el pasado geológico actuó de manera normal, para formar una de las partes mas profundas del graben Jurasico y que luego fue reactivada como falla inversa por la compresión del Cretácico tardío. Ella controla la depositación de la Formación Río Negro hacia ambos lados de la falla, ya que hacia el oeste de la ella no se deposita Río Negro, pero si hacia el este de la misma. Esta falla es cortada por la Falla de Lobateca, indicando su antigüedad.
- La Falla la Cabrera, inversa y con vergencia hacia el este, en superficie se puede observar que origina un salto de pequeña magnitud en la Formación Colon – Mito Juan, este salto se propaga hacia el subsuelo. La falla se considera que es truncada en profundidad con otra falla de vergencia opuesta.
- La falla Oirá, la cual posee una vergencia hacia el este y de carácter inversa, es una falla principal del graben Jurásico y una de las más antiguas, pone en contacto tectónico terrenos del Paleozoico con terrenos del Jurasico y del Cretácico, al igual que pone en contacto a la Formación La Quinta con las formaciones del Terciario. En superficie se observa el contacto entre La Quinta y Carbonera.

- Todo este dominio en conjunto como se dijo anteriormente, en el pasado geológico, fue una de las zonas más profundas del graben jurásico de la cuenca Barinas - Apure.

Todo este dominio para ambos cortes en el pasado geológico, fue una de las zonas más profundas del graben jurásico de la cuenca Barinas - Apure (fig. 6.14 y 6.15).

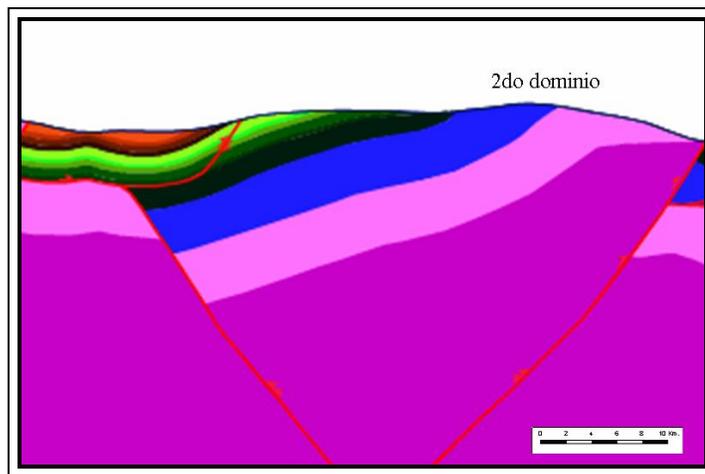


Fig.6.14 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 1er. dominio de estudio.

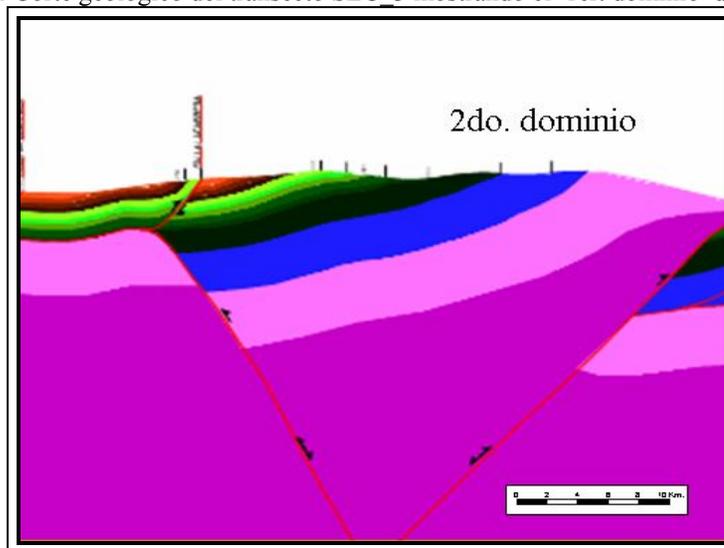


Fig.6.15 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 1er. dominio de estudio.

6.4.3 Tectónica del 3er dominio

Este dominio se encuentra en territorio venezolano. De oeste a este se encuentran las siguientes estructuras para los perfiles: (Ver Anexo B y C)

- El sinclinal y el anticlinal Margua y se encuentra entre la falla Oirá y la falla Guaicaramo. La falla Guaicaramo (inversa con vergencia hacia el este) es un corrimiento que fue originalmente de ángulo muy bajo y que por efecto de una compresión mas fuerte viniendo del oeste fue plegado y rotado en un cuerpo principal (sinclinal y anticlinal Margua). La falla Guaicaramo origina un salto entre las formaciones del Cretácico superior y del Terciario. El plano del cuerpo principal se une en profundidad a la falla Oirá. El anticlinal Margua posee en su núcleo rocas de la Formación La Luna, mientras que el sinclinal Margua tiene las rocas de la Formación Palmar; ambas estructuras poseen en eje con dirección N-S.
- El sinclinal de la Honda, con eje en dirección N-S, se encuentra entre el anticlinal del Diablo, al oeste y el anticlinal Cutufí, al este. En el núcleo aflora rocas de la Formación Upper Sarare.
- En profundidad, debajo de (sinclinal y anticlinal Margua), el anticlinal del Diablo y el Sinclinal de la Honda, se encuentra un sistema duplex, formado por cuatro (4) escamas de vergencia este, donde tiene despegue en la Formación La Quinta y las fallas de techo en la base de la Formación La Luna. Este sistema duplex es considerado de techo pasivo, debido a que las escamas se apilan uno sobre otro por debajo de la secuencia estratigráfica del Cretácico Superior hasta la formación de estos "duplex" en profundidad dan origen los pliegues en superficie (anticlinal Margua, sinclinal Margua, anticlinal del Diablo y sinclinal de la Honda).
- Para el perfil CLC-5 se observa el anticlinal de el Diablo, que se encuentra volcado hacia el este, fue formado por la misma compresión del oeste y por efectos del la falla Guaicaramo (al oeste del anticlinal). Su eje a lo largo de la

zona de estudio va generalmente en dirección N-S. Al este del anticlinal se encuentra una estructura llamada sinclinal de la Honda.

- La falla Guaicaramo y la falla Cutufi, tomadas como un conjunto forman una zona triangular de tipo II, donde el nivel de despegue de ambas fallas (de vergencias opuestas) es la base de la Formación La Luna.

La principal diferencia observada para ambos perfiles estructurales radica que el perfil SLC-3 esta más bajo que el SLC-5 estratigráficamente (Fig.6.16 y 6.17) lo que implica que tenga mayor columna de sedimentos del Cretácico.

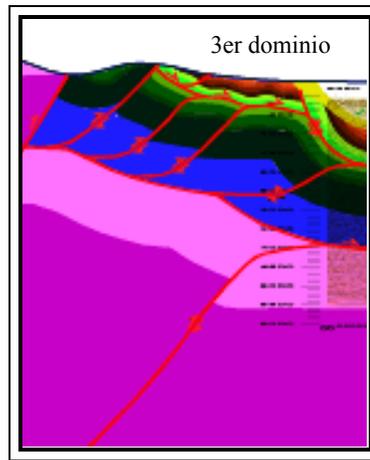


Fig.6.16 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 3er. dominio de estudio.

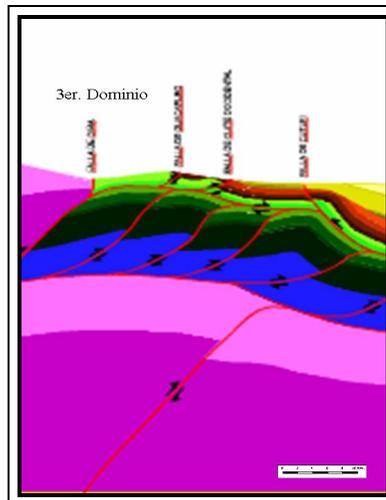


Fig.6.17 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 3er. dominio de estudio.

6.4.4 Tectónica del 4to dominio

Ubicado en el territorio venezolano, en los llanos de Apure, dentro del dominio se encuentran varias estructuras las cuales identificadas de oeste a este para ambos perfiles (Ver Anexo B y C):

- La falla Cutufí, que posee una vergencia hacia el oeste y es de tipo inversa, esta es considerada el despegue superior (del Cretácico), poniendo en contacto, en superficie, sedimentos de la Formación Palmar, al oeste de la falla, con rocas de la Formación La Luna, al este. En profundidad pone en contacto las rocas de la Formación La Luna con las rocas de la secuencia Terciaria, por lo que es considerada una rampa, cuyo nivel de despegue es la Base de la Formación La Luna.
- El anticlinal Cutufí, que se encuentra volcado debido al recubrimiento de la Napa Margua. Este anticlinal tiene una onda muy estrecha pero con una geometría vertical muy acentuada, posee en su núcleo rocas de la Formación La Luna y su eje comienza a doblarse un poco (dirección NNE-SSO) debido a que se encuentra en una región de transición entre deformaciones.
- Sinclinal Cutufí, cuyo eje posee una dirección NNE-SSO, se encuentra ubicado entre el anticlinal Cutufí y el anticlinal Nula Sarare, posee una geometría horizontal bastante espaciada y vertical muy estrecha. El anticlinal Cutufí se encuentra en el subsuelo y sobre él se depositan los sedimentos molásicos.
- Anticlinal Nula Sarare, al este del sinclinal Cutufí, de igual manera posee una geometría horizontal muy espaciada y vertical muy estrecha, un eje con dirección NNE-SSO y enterrado por sedimentos molásicos.
- El sinclinal Nula-Sarare, es una estructura con las mismas características que el anticlinal Nula-Sarare.
- El Anticlinal Cutufito, posee en su núcleo rocas de la Formación La Luna (o Navay), su eje tiene una dirección un poco más doblada que las estructuras precedentes (NE-SO), sobre el se perforo el pozo GX y su geometría vertical

y horizontal son casi iguales, lo que lo hace un pliegue recto. El anticlinal Cutufito se considera el límite oeste del sinclinorio Las Monas-Sarare.

- Sinclinorio Las Monas-Sarare, el cual esta formado por pequeños pliegues, en la zona de estudio tiene una dirección NE-SO y es considerado la conexión entre la flexura merideña oriental y la flexura frontal de la cordillera oriental.
- Las estructuras mencionadas anteriormente se considera que son originas por un sistema de duplex que se encuentra de debajo de ellas, En profundidad. Este sistema duplex es una propagación del sistema del tercer dominio, cuya fallas de techo se localizan en la base de la Formación La Luna y las fallas de suelo son la base de la Formación La Quinta
- Todo este dominio tomado como un conjunto forma la cuenca antepaís de Apure, donde luego del plegamiento que formó los sinclinales y anticlinales mencionados, se produjo el proceso de erosión y depositación de las molasas, originando las discontinuidades estratigráficas tales como la discordancia entre las rocas del terciario (Los Cuervo, Mirador, Carbonera y León) y las molasas. (Fig. 6.17)
- Debajo del sinclinorio Las Monas-Sarare y la Flexura merideña oriental, se encuentran dos fallas de vergencias opuestas, que tomadas como un conjunto, dan origen a una zona triangular de tipo II, cuyo nivel de despegue viene desde basamento, pero, tomadas individualmente se consideran cuñas intracutaneas por estar en subsuelo y presentar un techo pasivo como lo seria las rocas de las formaciones del Cretácico Superior y del Terciario.

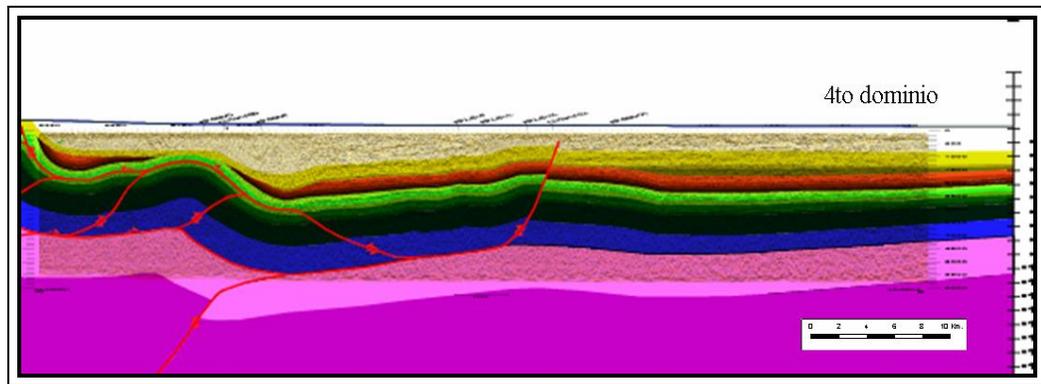


Fig.6.18 Corte geológico del transecto SLC_3 mostrando el 4to. dominio de estudio.

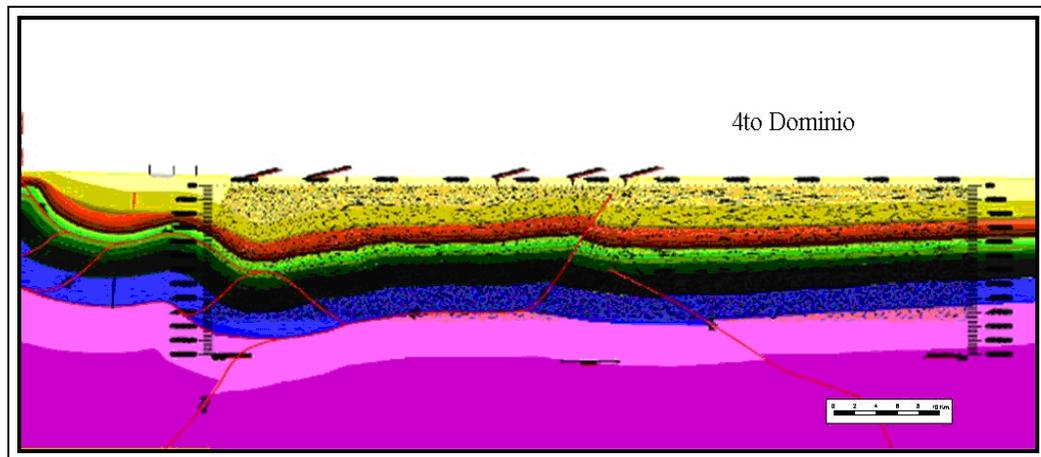


Fig.6.19 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando el 4er. dominio de estudio.
Tomados del corte estructural del transecto SLC_5.

6.5 Estructuras y objetivos propuestos

En la región estudiada se observaron dos estructuras principales, el Anticlinal de Cutufito, y una estructura anticlinal ubicada al oeste de éste llamado Anticlinal Cutufí, en el cual aflora el núcleo de la Formación La Luna (Fig. 6.19).

La estructura del Anticlinal de Cutufito, es una estructura generada por un plegamiento asociado a una falla inversa con vergencia hacia el este, esta estructura involucra las Formaciones Cretácicas y las Formaciones Terciarias, presentes en el

área (Fig. 6.19). Por otra parte, la estructura Anticlinal Cutufí situado en la zona central del transecto, también es un plegamiento asociado a una falla inversa de vergencia oeste, sin embargo se presenta mucho más comprimido y levantado hasta hacer aflorar y erosionar (no completamente) la Formación La Luna en su núcleo; adicionalmente, esta sobrecorriendo a estructuras cabalgantes con vergencia opuesta (al este), por lo que es una zona de interacción entre dos vergencias opuestas o una zona triangular (cuña intracutanea) (Fig. 6.20).

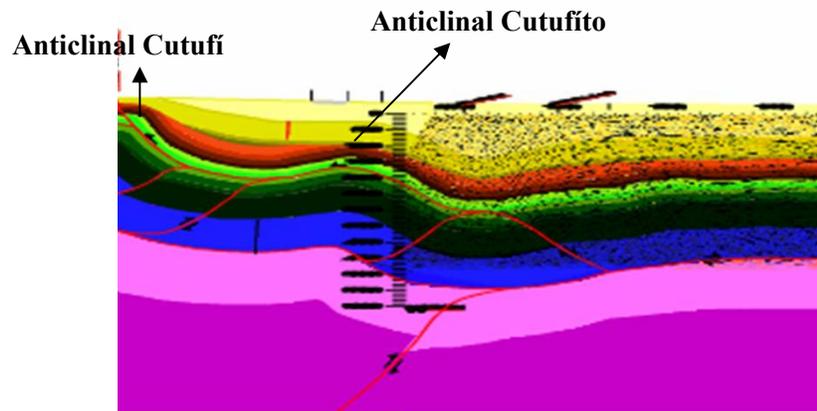


Fig.6.20 Corte geológico del transecto SLC_5 mostrando las principales estructuras.
Tomados del corte estructural del transecto SLC_5.

A medida que se observa hacia el norte de la zona de estudio, el eje del anticlinal Cutufí presenta una inmersión, por lo que afloran rocas más jóvenes, la estructura presenta una forma elíptica con el eje mayor de alrededor de 30 km. y el menor con 4 Km. Así mismo, las estructuras cabalgantes presentes bajo este anticlinal presentan formaciones de edad Cretácico, puesto que el tope de estas unidades está definido por el despegue superior en la base de la Formación La Luna. Estas estructuras presentan una dimensión aproximada de 6 a 8 Km. de largo en la dirección E – O, por unos 30 Km. de ancho aproximado, en la dirección N – S (Anexos C.1).

Todo lo anterior sugiere proponer un volumen de trampas de edad Cretácica, referido al tope de la Formación Capacho, y al tope de la Formación Escandalosa, debido a las distintas estructuras cabalgantes presentes bajo el anticlinal descrito anteriormente. De igual forma, es viable proponer como objetivo secundario a la Formación Aguardiente, solo en el caso en que, producto de la cinemática de las estructuras cabalgantes, estas rocas hayan sobrecorrido a rocas generadoras (Formación La Luna) situadas suprayacentes en la columna estratigráfica.

Acosta, N., et.al. (2007) mencionan que los principales sistemas petrolíferos, para esta zona esta conformado por una roca madre del Cretácico como lo es la Formación La Luna y su equivalente lateral el Miembro La Morita de la Formación Navay, junto con la Formación Capacho (Escandalosa). En cuanto a la roca madre perteneciente al Terciario, proponen principalmente a la Formación Los Cuervos. Los yacimientos más importantes propuestos son de edad Terciaria, constituidos por las formaciones Mirador y Barco, estas son las principales formaciones productoras en Colombia, en el pozo Gibraltar. También se proponen como reservorio la Formación Escandalosa de edad Cretácica, siendo productora en muchos campos en Barinas, y fue la Formación donde produjo el Pozo J1. Los sellos regionales importantes en el área están constituidos por las formaciones Carbonera, León, Los Cuervos y Navay (La Morita).

Tomando en cuenta la sección estructural elaborada (anexo C) y lo establecido anteriormente por Acosta, N., et.al. (2007), se proponer para este proyecto un volumen de trampas de edad Cretácica, conformadas por el tope de la Formación Capacho (Escandalosa), debido a las distintas estructuras cabalgantes presentes (duplex) y puesto que ella es considerada roca madre en región.

De igual forma, es viable proponer como objetivo secundario a la Formación Aguardiente (roca reservorio), solo en el caso en que, producto de la cinemática de las estructuras cabalgantes, estas rocas hayan sobrecorrido a rocas generadoras (Formación La Luna y Capacho) situadas suprayacentes en la columna estratigráfi

6.6 Modelo tectono - estratigráfico (ver Anexo D).

a) Jurásico

Comienza con el desarrollo de la primera fase de rifting o proceso extensivo, con la formación del *graben* en el basamento paleozoico orientado en dirección NE-SO.

b) Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Berriaciense)

Las espesas secuencias de areniscas y conglomerados de la Formación La Quinta, se depositaron en el sistema de *graben*.

c) Cretácico Temprano (Valanginiense – Hauteriviense)

Continúa la segunda fase de rifting o proceso extensivo aunado a procesos erosivos, que permite que en las regiones más elevadas las rocas de la Formación La Quinta desaparezcan por completo.

d) Cretácico Temprano (Barremiense – Aptiense)

Sigue el proceso extensivo junto con la erosión, pero al mismo tiempo se deposita los sedimentos clásticos continentales de la Formación Río Negro hacia el este y hacia el oeste un fallamiento normal o por la presencia de un horst esta formación es erosionada dentro del sistema de *graben*.

e) Cretácico Temprano (Aptiense – Albiense)

Seguido de los sedimentos de la Formación Río Negro se produce una plataforma siliciclastica – carbonatica, iniciando con la depositación de la Formación Apon (calizas y lutitas), donde se ubica una superficie de máxima inundación como consecuencia de la profundización de la cuenca. Luego durante un periodo regresivo se depositan los sedimentos de la Formación Aguardiente (areniscas glauconíticas fundamentalmente). Finalmente este periodo, Cretácico temprano, culmina con el desarrollo localizado de una plataforma carbonática, con la depositación de la Formación Capacho caracterizada por sus tres miembros (La Grita, Seboruco y

Guayacán) indicándose en su base la presencia de una superficie de máxima inundación. Al tope de la unidad se evidencia la influencia de un primer pulso tectónico de la Cordillera Oriental de Colombia que ocasiona el levantamiento y posterior erosión de la unidad, cuyo hiatus es definido de manera preliminar por la ausencia de sedimentos de edad Cenomaniense tardío, lo que refiere un cambio en la configuración de margen pasivo a un margen activo, iniciando la reactivación de fallas normales a inversas (inversión de cuenca).

f) Cretácico Tardío (Turonense – Maastrichtense)

Durante este tiempo se presume una etapa de relajación y posible profundización de la cuenca, registrándose las facies sedimentarias más ricas en materia orgánica (Facies Pelágicas) depositadas bajo condiciones anóxicas de la Formación La Luna, culminando con la depositación de la sección condensada denominada Miembro Tres Esquinas al tope de esta formación. Seguido de la depositación de la Formación La Luna se observa un segundo pulso tectónico, el cual infrayace los sedimentos lutíticos menos profundos de la Formación Colón - Mito Juan, depositadas todas dentro de un margen pasivo.

A finales del Maastrichtense, se reinicia la deformación de la Cordillera Oriental de Colombia y se evidencia los efectos de un tercer pulso tectónico registrándose un primer hiatus de edad Terciario entre las formaciones Colón – Mito Juan y Barco.

g) Cenozoico inferior (Paleoceno – Oligoceno)

Producto del levantamiento de la Cordillera Oriental Colombiana se depositan las areniscas y lutitas de las Formaciones Barco y Los Cuervos respectivamente, estas unidades representan los primeros depósitos de molasas producto del levantamiento colombiano.

A finales del Paleoceno e inicios del Eoceno, se inicia el levantamiento de la Cordillera Andina (cuarto pulso tectónico), registrándose un hiatus, entre la

Formación los Cuervos y la Formación Mirador, la cual junto a la Formación Carbonera, representan el segundo ciclo de molasas producto del levantamiento y erosión de la cordillera oriental de Colombia.

A finales del Eoceno e inicios del Oligoceno se inicia la formación de zonas triangulares, producto de la influencia del dominio tectónico responsable del levantamiento y formación de la Cordillera Oriental Colombiana, ante el dominio tectónico incipiente que genera y estructura el sistema andino, desarrollándose de oeste a este, un apilado de escamas, conformando el sistema estructural dúplex, donde los sedimentos suprayacentes (Terciarios), han estado deformándose a medida que se depositan. Estos despegues y rampas se originan en la base de la Formación La Quinta, debido a la diferencia de reología entre los conglomerados de La Quinta y las rocas metamórficas del Paleozoico Superior.

A finales del Oligoceno Medio se presume un hiatus entre las formaciones Carbonera y León (quinto pulso); esta última se considera depósito molásico producto del levantamiento y erosión de la Cordillera Andina.

h) Cenozoico Tardío (Mioceno – Plioceno):

Durante el Mioceno medio al Plioceno, se interpretan tres pulsos debido a la actividad tectónica en la Cordillera Andina, produciéndose los depósitos molásicos de las formaciones Palmar, Isnotú y Betijoque.

i) Cenozoico Tardío (Cuaternario – Actualidad):

Desde hace 3.5 Ma. hasta el presente, se ha mantenido el proceso de levantamiento, erosión y depositación de sedimentos molásicos en la región, referidos a los depósitos cuaternarios de terrazas.

Cabe destacar que desde que comenzó el proceso compresivo a finales del Cretácico temprano se ha ido llevando a cabo un continuo levantamiento producto de la reactivación e inversión de la cuenca, lo que ha originado corrimientos y retrocorrimientos (ver Anexo E).

6.8 Calculo del acortamiento

La formula que se usó para determinar el acortamiento es la siguiente:

$$\% \text{ acortamiento} = \frac{\text{Distancia horizontal de la retrodeformación} - \text{Distancia horizontal del corte geológico}}{\text{Distancia horizontal del corte geológico}} \times 100$$

Distancia horizontal de la retrodeformación = Dr

Distancia horizontal del corte geológico = Dc

Para el perfil SLC-3 se obtuvo

$$\% \text{ acortamiento} = \frac{188 \text{ Km} - 160 \text{ cm}}{160 \text{ Km}} \times 100$$

$$\% \text{ acortamiento} = 17.5\%$$

Distancia horizontal de la retrodeformación = Dr

Distancia horizontal del corte geológico = Dc

CONCLUSIONES

- La generación de la estructuras existentes se deben posiblemente a tres eventos tectónico que fueron: el levantamiento de Cordillera Oriental Colombiano, el levantamiento de la Cordillera Andina y probablemente un tercer evento relacionado a la transcurrecia de los Andes de Mérida o a la interferencia entre ambos levantamiento caracterizados por fallas transcurrente principalmente.
- Para la exploración de crudos liviano la zona prospectiva para su exploración es la zona de los duplex ya que en esa zona se encuentra un sistema de trampa y repetición de las estructuras de posibles arenas productoras
- El área de Sarare-La cuchilla se caracteriza estructuralmente por un sistema de fallas imbricados con despegue principal en la base de la Formación la Quinta.
- En la interpretación de los perfiles estructurales la vergencia principal de la zona es hacia el este debido a que el esfuerzo principal σ_1 se presenta paralelo a los cortes de acuerdo a las orientaciones principales de las estructuras presentes en los mapas estudiados.
- A finales del Oligoceno se formaron los duplex con un despegue en la Formación la Quinta que después fueron cortados en el Mioceno por las fallas jurásicas reactivadas.
- El área presenta una transición de “por lo menos dos” etapas de deformación compresiva en las cuales las orientaciones de las estructuras han ido variando, según un cambio en la orientación del

vector compresivo a lo largo del tiempo geológico, evidenciado por la presencia de ejes de pliegues doblados.

- La zona de estudios para el Jurásico esta influenciadas por esfuerzos extensivos que generaron *graben* y *horses* por la acción de fallas normales. Después para el oligoceno el área estuvo expuesto a un esfuerzo compresivo lo cual genero la inversión de las fallas normales del graben a inversa.
- El acortamiento calculado presenta un promedio de 18% indicando que el esfuerzo compresivo principal es paralelo a los cortes realizados.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda perforar un pozo estratigráfico entre el área de la falla de Oiras y la falla de Cutufi que corte la sección hasta el Cretácico con la finalidad de estudiar los duplex que son sistemas que presentan interés petrolero.
- Realizar un estudio geológicos detallados en el anticlinal de río Sarare con toma de muestras de manos ya que existen fuertes incongruencias estratigráficas en los últimos estudios realizados en el área
- Se sugiere realizar un estudio más exhaustivo a las estructuras duplex interpretadas bajo el anticlinal Sarare – Cutufito, situado al oeste del anticlinal de Cutufito.
- Realizar estudio de adquisición gravimétrico con la finalidad de definir la profundidad del basamento.
- Se sugiere realizar sísmica 3D con tecnología de vanguardia para estudiar a fondo el sinclinorio de Cutufi.

BIBLIOGRAFIA

- Acosta, N., Aparicio A., Baritto, I., Betancourt, O., Gómez, M., Ochoa, W., Pirela, M., Ramírez, K., Rangel, M., Suárez, Luz., Vargas, A., Vilas, B y Zamora, J. (2010). Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal-Sarare-La Cuchilla. Estados Apure y Táchira, Venezuela occidental (Informe interno). Los Teques, Venezuela. Pdvsa, Intevep.
- Audemard, F. (1997). Los Andes Venezolanos, Visión Alternativa. (VIII Cong. Geol. Ven. Tomo I) : 85- 92 p.
- Allmendinger, R. (1998). Inverse and forward modeling of trishear fault – propagation folds. *Tectonics*. Vol. 17. 640 – 656 p.
- Bally, A. (1987). Atlas of seismic stratigraphy. AAPG, Vol 1, p 1-9.
- Bastos, P., Chaplet (2005). Descripción del Sistema Petrolífero al Norte del Play de Gibraltar (Colombia), entre los Estados Tachira – Apure (Venezuela). Trabajo especial de grado. Universidad de Oriente.
- Bouatmani, R., Medina, F., Salem, A. y Hoepffner, C. (2003). Thin-skin tectonics in Essaouira basin western high Atlas Morocco, evidence from seismic interpretation and modelling. (*Journal of African earth Sciences*), 25-34p.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P., Baby, P., Laumonier, B. y Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque–Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2002) 391–407 p.
- Cabrera, D., Camposano, L., Contreras, O., Farias, A., Hernández, Y., Martínez, A. Pérez, A., Rincones, Y., Saavedra, C., Toribio, E., Vilas, B. y Zamora J. (2009). Potencial petrolífero del flanco sur andino: área Rubio – San Cristóbal. Resultados de la primera etapa del proyecto. (informe interno). Los Teques, Venezuela. Pdvsa, Intevep.
- Chamberlin, R. T. (1910): The Appalachian folds of central Pennsylvania. (*J. Geol*), 18:228-251 p.

- Chaplet, M. y Stephan, J. (1998). Interferencia tectónica entre andes merideños (Estados Tachira, Apure y Barinas - Venezuela) y la cordillera oriental (Departamento Norte de Santander – Colombia). Aguasuelos. Caracas. 57 p.
- Chaplet, M., Stephan, F. y Castillo, S. (2000). Mapa geológico del norte de Santander (Colombia) hasta Santa Bárbara (Barinas – Venezuela) y desde San Cristóbal (Táchira) hasta el río Arauca (Apure). Aguasuelos. Caracas.
- Chaplet, M., Bastos, P., y Valera, D. (2010). Revisión del área ángel de la ventana tectónica la cuchilla Estado Apure – Venezuela. Informe PESICA Estudio y PDVSA para PDVSA, 45 p.
- Chester, J. S. y Chester, F. M. (1990): Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. (J. Struct. Geol)903-910 p.
- Chigne, N., Loureiro, D., Cabrera, E., y Osuna, S., (1996). Tectonostratigraphic evolution and petroleum systems of the Barinas'Apure Basin and surrounding areas. (AAPG-SVG International Congress and Exhibition Abstracts). Caracas.
- Colleta, B., Roure, F., De Toni, B., Lourero, D., Passalacqua, H y Gou, Y. (1997). Tectonic Inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in theVenezuelan Andes. Tectonic, Vol. 16, N° 5: 777 – 794 p.
- Contreras, O., Boujana, M., Zamora, J., Hernández, Y., Hernández, Y., Acosta N., Vargas, A., Pirela, M., Vilas, B., Rangel, M., Ochoa, W., Gomez, M., Betancourt, O., Ramírez, K. y Suárez, L. (2009). Potencial petrolífero del Flanco Surandino: área Rubio-San Cristóbal. Resultados de la Tercera etapa del proyecto (informe Interno). Los Teques, Venezuela. Pdvsa, Intevp.
- Creole, P. C. (1957). Geología de superficie a escala 1:50.000 y 1:100.000 - Mapas H-2 (A, B, C, D), Creole Petroleum Corporation.
- Cristallini, E. (1998). Introducción a las Fajas corridas y plegadas. (Journal of Structural Geology. 18). 285-297 p.

- Davis, G. y Elliott, D. (1983). The construction of balanced cross-sections. (Americam Asociation of petroleum geologists. bulletin 77(8)). 1291-1302 p.
- Davis, G y Reynolds, S. (1996). Structural geology of rocks and regions. Wiley, N.Y. 776 p.
- Dickinson, W. (1974). Plate tectonics and sedimentation. In: W.R. Dickinson (ed.) (Tectonics and Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. Tulsa), 22. 1-27 p.
- Duerto, L. (1998). Principales zonas triangulares del occidente de Venezuela. Tesis de maestría. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Erslev, E. A. (1991): Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617-620 p.
- Folguera, A. y Ramos, V. (2000). Control estructural del volcán Copahue (38°S –71°O): Implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36° - 39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 229-244 p.
- Gallagher, J. y Tauvers, P. (1992). Tectonic evolution of northwestern South America. In: *Basement Tectonics 7* (Proceedings of the Seventh international conference, Ontario, Canada). 123-137 p.
- Gibbs, A.D., (1984) Structural evolution of extensional basin margins. *Jl. geol. Soc. Lond.*,141, 609-620
- Goodman, E. (1996). Paleogeographic Evolution of Foldbelts Adjacent to Petroleum Basins of Venezuela and Trinidad (AAPG-SVG International Congress and Exhibition: abstracts). Caracas.
- Gómez, J., Nivia A., Montes, N., Jiménez, D., Sepúlveda, M., Gaona, T., Osorio, J., Diederix H., Mora, M y Velásquez, M. (2007). Atlas Geológico de Colombia, departamentos de Antioquia, Cesar, Bolívar, Sucre, Córdoba, Norte de Santander, Santander y Boyacá. Instituto Colombiano de Geología y Minas, INGEOMINAS, servicio geológico.
- Goncalves, A., Sánchez, A., Moreno, E., Rojas, H., Patiño, E., Mendoza, J., Hernández, L., Sánchez, G. y Fuentes, J. sf. Nuevo modelo estructural generado a partir de datos de superficie, sísmicos y de pozos para la parte

central del flanco surandino, subcuenca Barinas – Venezuela. PDVSA Exploración, Puerto La Cruz, Venezuela y EXGEO, Puerto La Cruz, Venezuela.

- González de Juana, C., Iturralde, C., & Picard, X., (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Edic. Foninvés, Caracas. 2 Vols., 1031 p.
- Hatcher, R. (2007). Confirmation of Thin-skinned Thrust Faulting in Foreland Fold-Thrust Belts and Its Impact on Hydrocarbon Exploration: Bally, Gordy, and Stewart, Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1966. First in the AAPG History of Petroleum Geology Series on Papers Having a Major Impact on Petroleum Geology: A contribution of the AAPG History of Petroleum Geology Committee.
- Heybroek, F. (1953). Mountain range west of block "B". Geological map, scale 1:100.000. encl. 7, n° mar.ven.gen.1032. Explor. Dept. - Shell C.P.C.
- Hobbs, B., Means, W. y Willians, P. (1981). Geologia estructural. Barcelona (España). Ediciones Omega S.A. 518 p.
- Hubach. (1940). Geology of the Chitaga Sarare Region. Informe interno.
- Pindell, J y Barrett, Stephen. (1990) Geological evolution of the Caribbean region; a Plate tectonic perspective. (J. Struct. Geol.)
- Leonard. (1956). Progress report on Southwest Táchira and Apure. Informe interno.
- Laubscher, H. P. Meier, B. y Schwander, M. The tectonics of Táchira; a sample of North Andean tectonics. editorial popular. Disponible: <http://www.ifeanet.org/biblioteca/fiche.php>
- Marchamalo, J. (2009). Integración geológica de la zona centro-occidental del estado Táchira, entre las coordenadas longitud (72°30'-72°00') y latitud (7°40'-8°00'). Tesis de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

- Martínez, J. y Naar, J. (2006). Basin development and tectonic history of the llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. (AAPG Bulletin, 79 (10)):1421–1443 p.
- Marret, R. y Bentham, P. A. (1997): Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds. (J. Struct. Geol.).243-248 p.
- Marton, G. y Schoenborn, G. (2008). Salt Tectonics of the Continent-Ocean Transition, Deep-Water Angola. MAPG conference abstract.
- Medwedeff, D. A. (1989): Growth fault-bend folding at Southern Lost Hills, San Joaquin Valley, California. (A.A.P.G. Bull), 73(1):54-67 p.
- McClay, K. (1987). The mapping of geological structures. Geological Society of London. (Handbook Series). 161 p.
- McClay, K y Ellis, P.G. (1987). geometries of estensional fault systems developed in model experiments Geology,15,341-34
- McClay, K. (1999). Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration. Short Course. University of London.
- Mecier, J. and Vergely, P. Tectónica. Editorial Noriega Editores, 140-143p.
- Medwedeff, D.A., (1989), Growth Fault-Bend Folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California, AAPG Bulletin, v. 73, p. 54-67.
- Meier, B. (1983). Lithostratigraphie und block tektonik im noerdlichen teil der Táchira-Senke (W. Venezuela). Inaugural dissertation zur Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel.
- Novoa, C., Enrique, F., Fintina, C., Pilloud, A., Fernández, F. y Pérez, J. (1999). Estudio geológico estructural – geoquímico del área piñal – San Joaquín, Estado Táchira (Informe interno). Los Teques, Venezuela. Pdvsa, Intevp.
- Pabon, R. (2009). Interpretación sismo estructural de la secuencia sedimentaria del parque nacional Aguaro Guaraquito, sector occidental de la

Faja petrolífera del Orinoco. Tesis de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

- Paradigm. (2008). GeoSec 2D, training Guide.
- Parnaud, F., Gou, Y. Pascual, J., Capello, M., Truskowski, Y., Passalacqua, H., y Roure, F. (1994). Stratigraphic syntesis of western Venezuela, in Tankard, A., Suárez R., & H. J. Welsink, eds. Petroleum basins of South America. AAPG Memoir (62): 741 – 756 p.
- Parnaud. Passalacqua, F., De Toni, H., Loureiro, B., Gou, D., Gallango, Y., Capello, O., Tocco, M., Pascual, R., Colletta, J., Roure, F. (1994). Análisis geológico integrado de las cuencas barinas y Maracaibo. Metodos y análisis integrado de cuencas (Informe Interno). Los Teques, Venezuela. Pdvsa, Intevep.
- Pinto, R. (2007). Interpretación Sismoestratigráfica y Estructural de la Secuencia Sedimentaria (Cretácico-Terciario) del Bloque Norte del Área Boyacá, Faja Petrolífera del Orinoco. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 12 – 39 p.
- Pittelli. Hernandez, R., Issa A y Gil N. (2000)
- Prieri, M. (1989): Three seismic profiles through the Po Plain. In: (Atlas of seismic stratigraphy. vol. 3). 90-110 p.
- Prucha, J. J., Graham, J. A. y Nickelson, R. P. (1965): Basement controlled deformation in Wyoming province of Rocky Mountain fo- reland. (A.A.P.G. Bull vol. 49):966-992 p
- Regueiro, J. (1997) Sísmica para ingenieros y geólogos de Yacimiento CIED.
- Schwander, M. 1984. Die suedliche Táchira Depression (W. Venezuela): Lithostratigraphie, intramiocaene diskordanz und tektonische entwicklung im neogen. Inaugural dissertation zur Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel.

- Shiner, P. (2004). Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val d'Agri Fields, S Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology* 21: 805
- Sibson, R. (1990). Faulting and fluid flow, in Nesbitt, B.E., ed., Short course on fluids in tectonically active regimes of the continental crust: Mineralogical Association of Canada, p. 93-132.
- Sinclair ,D. y Allen, P. 1992. Vertical vs. horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Res.*, 4, 215-232.
- Suppe, J. (1985). *Principles of structural geology*. Editorial Prentice Hall
- Tankard, A. (1995). Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. *Tectonophysics*, 244, 285-287.
- Tarbuck, E. y Lulgens, F. 2000. *Ciencias de la tierra, una introducción a la Geología Física*. Editorial Prentice Hall. Madrid, España, 560 p.
- Tozer, J. Butler, H and Corrado, S. (2001). Comparing Thin and thick skinned thrust tectónica models the central Apennines, Italy. *European Geosciences Union 2002. Serie 1*, 181 – 194.
- Turner, J. y Gareth, A. (2004). Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews* 65 277–304.
- Ubanell, A. (1994). Tectonic models of Spanish Central Range. Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña. 1994. Vol. 19, pp. 249-260.
- Villamil, T., Muñoz, J., Sánchez, J., Aristizabal J., Velasco, J., Luna, P., Mantilla, A., Fajardo, A., Peña, L., Paz, M., Silva, O., Sánchez, E. y Meza, N. (2004). The Gibraltar Discovery, Northern Llanos Foothills, Colombia: Case History of And Exploration Success In A Frontier Area. *Journal of Petroleum Geology*. V27. No.4.

- Ventisette, C., Montari, D., Sani, F. y Boni, M (2.006). Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. (Journal of Structural Geology), 2067-2083p.
- Wilcox R.E., Harding T.P y Seely D,R. (1973). Basic wrench tectonic. AAPG bulletin,v.57, p. 74-96
- Wickham, J. (1995): Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). (J. Struct. Geol.):1293-1302 p.
- Woodcock, N. and Fischer M. (1986). Strike-slip duplexes: J. Structural Geology. Vol. 25. p. 725-735.
- www.pdvsa.com/lexico estratigráfico de Venezuela
- Zambrano, C., Miller, D. Generación de un modelo geologico estructural a partir de datos sísmicos 2D de la region central de Zulia Oriental. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas