

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS TRANSTENSIVAS Y COMPARACIÓN CON LA CUENCA TUY- CARIACO

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela

Por la Br. Sánchez C., Claudia M.

Para optar al título

de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2016

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS TRANSTENSIVAS Y COMPARACIÓN CON LA CUENCA TUY- CARIACO

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Redescal Uzcátegui

COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Enrique Toribio

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela

Por la Br. Sánchez C., Claudia M.

Para optar al Título

de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2016

Caracas, Junio de 2016

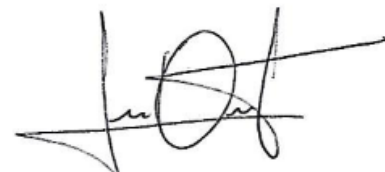
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Claudia M. Sánchez C., titulado:

“MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS TRANSTENSIVAS Y COMPARACIÓN CON LA CUENCA TUY-CARIACO”

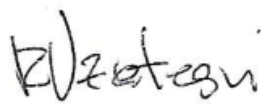
Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por la autora, lo declaran APROBADO.



Prof. Ricardo Alezones
Jurado



Prof. Javier Oropeza
Jurado



Prof. Redescal Uzcátegui
Tutor Académico

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Departamento de Geología

MENCIÓN HONORÍFICA

Por medio de la presente, los profesores abajo firmantes, luego de leer y escuchar la defensa del Trabajo Especial de Grado que lleva por título “MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS TRANSTENSIVAS Y COMPARACIÓN CON LA CUENCA TUY-CARIACO”, colocan la máxima calificación de 20 puntos y vista la calidad del trabajo, otorga la MENCIÓN HONORÍFICA por lo innovador del concepto del trabajo y la excelencia en la ejecución del mismo.

Caracas, a los diez días del mes de junio de dos mil dieciséis

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Javier Oropeza
Jurado

Prof. Redescal Uzcátegui
Tutor Académico

DEDICATORIA

*Dedicado a mi madre, mi esposo y mi hija...
Y a mis viejitas, Cristina y Graciela, que desde
el cielo sé lo orgullosas que están.*

AGRADECIMIENTOS

A Dios que todo lo puede y siempre ilumina mi camino, y a toda mi familia (los Caripá, Sánchez, Rodríguez, Pomenta) por brindarme su apoyo y siempre creer en mí, sin ustedes no lo hubiese podido lograr.

A la Universidad Central de Venezuela, en especial a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, que con sus excelentes profesores me brindaron la oportunidad de formarme como una profesional íntegra.

A mi tutor, Redescal Uzcátegui, por su tiempo, confianza y asesoría durante todo el desarrollo de este trabajo. A mi cotutor Enrique Toribio por su colaboración. También al profesor Ernesto Cristallini y Matías Ghiglione, y al sr. Eugenio Sewchuk del Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe) de la Universidad de Buenos Aires, Argentina.

Al profesor Ricardo Alezones por toda la paciencia, consejos y ayuda incondicional.

A mis amigos que desde primer semestre han llenado mi vida de alegría: Riqui, José Miel, Ana, Poro, Jane, Pelu y Enrique. Y a mis colegas, en especial a mi grupo de campo largo y grandes amigos: Victor, Yonki, Dorali, y Noraima.

Gracias a todos por hacer de mí una mejor persona!

Claudia M. Sánchez C.

Sánchez C., Claudia M.

“MODELO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS TRANSTENSIVAS Y COMPARACIÓN CON LA CUENCA TUY-CARIACO”

Tutor Académico: Prof. Redescal Uzcátegui. Cotutor Académico: Prof. Enrique Toribio. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, 2016, páginas 144.

Palabras Claves: teoría del escalado, deformación frágil, deformación oblicua, geodinámica, modelo estructural.

RESUMEN

El principal objetivo de este trabajo es realizar dos experimentos que simulen la generación de una cuenca a partir de un marco geológico transtensivo haciendo uso de modelos análogos, y comparar los resultados con la cuenca Tuy-Cariaco. Los experimentos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Modelos Análogos y Análisis de Muestras del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Simón Bolívar, Venezuela. El trabajo se realizó en cuatro etapas: La primera etapa consistió en la búsqueda y revisión de información relacionada al tema de estudio. En la segunda etapa se procedió a la selección y preparación de los materiales empleados. Para la tercera etapa se llevó a cabo la construcción y posterior deformación de cada modelo en la mesa de modelado, así como la preservación y elaboración de cortes verticales. La cuarta etapa abarcó la interpretación y discusión de los métodos, materiales y resultados, así como la comparación de éstos con estructuras presentes en la cuenca Tuy-Cariaco.

El resultado obtenido en el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil fue una cuenca transtensiva romboidal caracterizada por un conjunto de fallas escalonadas, en la cual se originó un graben en la zona de

desplazamiento principal y un graben amplio en el escalonamiento. En el modelo M2 transtensión paralela se obtuvo una cuenca transtensiva romboidal, en la cual se formó una estructura en flor negativa en la zona de desplazamiento principal y un graben en el escalonamiento. La evolución de las cuencas formadas en los modelos se subdividió en tres etapas: inicial (en la cual se formaron las fracturas *Riedel* y P, y las fallas normales y rampas de relevo en el escalonamiento, la geometría de la cuenca es fusiforme), juventud (ocurrió entrelazamiento de las fracturas *Riedel* y P entre ellas y con las fallas del escalonamiento, originando una cuenca con forma de “S extendida”) y madurez (en ella se desarrolla en su totalidad la falla transversal de la cuenca y la geometría cambia a romboidal).

La variación en la oblicuidad de las fallas en la zona de desplazamiento principal ocasionó que en la cuenca del modelo M1 transtensión oblicua se formaran estructuras más amplias que las generadas en el modelo M2 transtensión paralela. En cuanto al efecto de una capa dúctil en el modelo M1, esta influyó en la formación de fallamiento escalonado ocasionando una geometría más compleja.

La geometría de la cuenca generada en el modelo M2 concuerda con la geometría planteada por Escalona *et al.* (2009) para la cuenca Tuy-Cariaco en el hecho que tres fallas controlan principalmente límites de la cuenca: una falla al oeste que se bifurca en dos ramales y una falla al este; sin embargo Escalona *et al.* (2009) propone que los dos depocentros de la cuenca no son sincrónicos, asumiendo migración de la deformación y extinción del depocentro oeste, en cambio el modelo M2 transtensión paralela plantea una explicación más sencilla para la formación de dos depocentros contemporáneos en este sistema transtensivo.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Justificación.....	2
1.3 Ubicación del área de estudio.....	3
1.4 Objetivo general.....	4
1.5 Objetivos específicos.....	4
1.6 Alcance.....	4
1.7 Metodología.....	4
1.8 Antecedentes.....	5
1.8.1 Antecedentes de la metodología.....	5
1.8.2 Antecedentes de la zona de estudio.....	6
2. MARCO TEÓRICO.....	9
2.1 Bases teóricas sobre el método.....	9
2.1.1 Validación del método analítico.....	9
2.1.2 Motores paso a paso.....	10
2.1.3 Nociones sobre Arduino Uno.....	11
2.1.4 Modelado analógico aplicado a la geología.....	13
2.1.5 Teoría del escalado.....	16
2.1.6 Deformación frágil.....	18
2.1.7 Ventajas y limitaciones del método.....	22
2.2 Sistemas transtensivos.....	24
2.2.1 Falla rumbo deslizante.....	24
2.2.2 Geometría de las fallas rumbo deslizantes.....	27
2.2.3 Las cuencas transtensivas.....	29
2.2.4 Evolución de las cuencas transtensivas.....	33
2.3 Geología regional.....	35
2.3.1 Estratigrafía regional.....	37
2.3.2 Geología estructural regional.....	42
2.3.3 Modelos propuestos para la formación de la cuenca Tuy-Cariaco...	45
3. MÉTODOS Y MATERIALES.....	50
3.1 ETAPA I: Recopilación bibliográfica.....	51
3.2 ETAPA II: Selección y preparación de los materiales.....	52
3.3 ETAPA III: Montaje experimental.....	60
3.4 ETAPA IV: Interpretación, discusión y comparación de los resultados...	69
4. RESULTADOS EXPERIMENTALES.....	71
4.1 Tamizado de la muestra correspondiente a la arena de sílice de tamiz 40/100.....	71
4.2 Estudio mineralógico y textural de la arena de sílice de tamiz 40/100...	72
4.3 Interpretación de las imágenes en planta.....	74
4.3.1 Imágenes en planta del modelo M1 transtensión oblicua con capa	

dúctil.....	74
4.3.2 Imágenes en planta del modelo M2 transtensión paralela.....	75
4.4 Interpretación de las estructuras presentes en las secciones verticales.....	79
4.4.1 Secciones verticales del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil.....	79
4.4.2 Secciones verticales del modelo M2 transtensión paralela.....	87
4.5 Evolución de la cuenca transtensiva generada en el modelo M2.....	95
5. DISCUSIÓN.....	100
5.1 Discusión de los métodos y materiales.....	100
5.2 Discusión de los resultados experimentales.....	104
5.3 Comparación de los resultados con la cuenca Tuy-Cariaco.....	109
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	123
REFERENCIAS.....	126

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela.....	2
Figura 1.2 Mapa de localización del área de estudio en el cual se muestra información batimétrica de la región.....	3
Figura 2.1 Tarjeta Arduino Uno.....	12
Figura 2.2 Modelos realizados por Hall.....	14
Figura 2.3 Parámetros de escalamiento para la simulación de deformación frágil en la corteza superior.....	21
Figura 2.4 Esquema del aparato de Hubbert.....	22
Figura 2.5 Estructuras asociadas con las fallas rumbo deslizantes y su orientación relativa al sentido de cizalla en la falla.....	26
Figura 2.6 Variación de las fallas rumbo deslizantes en profundidad.....	27
Figura 2.7 Geometría y terminología para curvaturas y saltos a la izquierda y derecha de la falla.....	28
Figura 2.8 Mecanismos propuestos para el desarrollo de cuencas transtensivas.....	30
Figura 2.9 Configuración experimental empleada para reproducir el mecanismo escalonado	31
Figura 2.10 Configuración experimental empleada para reproducir el mecanismo de cizalla distribuida	32
Figura 2.11 Configuración experimental empleada para reproducir el mecanismo de cizalla <i>Riedel</i>	33
Figura 2.12 Formación de estructuras <i>push-up</i> (indicadas en color gris) entre dos fracturas <i>Riedel</i> adjuntas (R).....	33
Figura 2.13 Tipos de curvas de liberación.....	34
Figura 2.14 Modelo de evolución de una cuenca transtensiva propuesto por Mann <i>et al</i> (1983).....	35
Figura 2.15 Mapa batimétrico con la ubicación de los elementos geológicos presentes en el área de Cariaco.....	37
Figura 2.16 Esquema de la evolución geodinámica del norte de Venezuela (Tomado y modificado de Blanco y Giraldo, 1992, en Suárez, 2006).....	43
Figura 2.17 Modelo propuesto por Schubert (1982) y Mann <i>et al.</i> (1983) para la formación de la cuenca Tuy-Cariaco.....	45
Figura 2.18 Bloque esquemático en tres dimensiones del modelo propuesto por Schubert (1982) and Mann <i>et al.</i> (1983).....	46
Figura 2.19 Modelo propuesto por Ben-Avraham y Zoback (1992).....	46
Figura 2.20 Bloque esquemático en tres dimensiones del modelo propuesto por Ben-Avraham y Zoback (1992).....	47
Figura 2.21 Formación de la cuenca oeste de Cariaco en el Mioceno Medio al Plioceno.....	48

Figura 2.22 Seccionamiento transversal de la cuenca oeste de Cariaco durante el Plioceno Temprano.....	48
Figura 2.23 Formación de una cuenca transtensiva en el área oriental de Cariaco durante el Plioceno Temprano-Reciente.....	49
Figura 3.1 Diagrama de flujo de la metodología empleada.....	51
Figura 3.2 Configuración de la mesa para el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil antes de la deformación (arriba) y después de la deformación (abajo).....	54
Figura 3.3 Configuración de la mesa para el modelo M2 transtensión paralela antes de la deformación (arriba) y después de la deformación (abajo).....	55
Figura 3.4 Prueba <i>FLUBBER</i> 5.....	58
Figura 3.5 Diagrama de conexiones entre la fuente de poder, el moto paso a paso, la tarjeta de Arduino Uno y la computadora.....	59
Figura 3.6 Vista en planta del arreglo de la primera capa del modelo M1, compuesta por <i>flubber</i> y arena 20/40.....	61
Figura 3.7 Fotografía del arreglo de la primera capa del modelo M1, compuesta por <i>flubber</i> y arena 20/40.....	61
Figura 3.8 Representación en planta del arreglo de la arena desde la segunda a la novena capa del modelo M1.....	62
Figura 3.9 Fotografía del arreglo de las capas del modelo M1.....	63
Figura 3.10 Esquema vertical de la disposición de las capas de arena del modelo M1.....	63
Figura 3.11 Representación en planta del arreglo de las dos primeras capas del modelo M2.....	64
Figura 3.12 Representación en planta del arreglo de la arena desde la tercera hasta la onceava capa del modelo M2.	65
Figura 3.13 Esquema vertical de la disposición de las capas de arena del modelo M2.....	65
Figura 3.14 Fotografía del modelo con el marco de metal, sellado con cinta adhesiva y con la malla de plástico en el tope para proteger la superficie al momento de agregar el material gelificante.....	68
Figura 3.15 Fotografía de la elaboración de los cortes verticales.....	69
Figura 3.16 Fotografía de la disposición de la cámara frente al modelo.....	69
Figura 4.1 Composición mineralógica de la arena 40/100.....	72
Figura 4.2 Esfericidad de la arena 40/100.....	72
Figura 4.3 La textura de lustre pulido en la arena 40/100.....	73
Figura 4.4 Corrosión por óxido en el grano central.....	73
Figura 4.5 Textura de facetas escalonas en el grano central.....	73
Figura 4.6. Imagen en planta del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil a los 4 cm de desplazamiento.....	74

Figura 4.7 Imágenes en planta de la evolución de las estructuras transtensivas en el modelo M2 transtensión paralela.....	78
Figura 4.8 Mapa a los 2 cm de profundidad de las estructuras presentes en el modelo M1.....	79
Figura 4.9.a Sección A-A' del modelo M1.....	81
Figura 4.9.b Sección B-B' del modelo M1.....	81
Figura 4.9.c Sección C-C' del modelo M1.....	81
Figura 4.9.d Sección D-D' del modelo M1.....	83
Figura 4.9.e Sección E-E' del modelo M1.....	83
Figura 4.9.f Sección F-F' del modelo M1.....	83
Figura 4.9.g Sección G-G' del modelo M1.....	86
Figura 4.9.h Sección H-H' del modelo M1.....	86
Figura 4.9.i Sección I-I' del modelo M1.....	86
Figura 4.9.j Sección J-J' del modelo M1.....	86
Figura 4.10 Ubicación de las secciones verticales del modelo M2.....	87
Figura 4.11.a Sección A-A' del modelo M2.....	89
Figura 4.11.b Sección B-B' del modelo M2.....	89
Figura 4.11.c Sección C-C' del modelo M2.....	89
Figura 4.11.d Sección D-D' del modelo M2.....	91
Figura 4.11.e Sección E-E' del modelo M2.....	91
Figura 4.11.f Sección F-F' del modelo M2.....	91
Figura 4.11.g Sección G-G' del modelo M2.....	93
Figura 4.11.h Sección H-H' del modelo M2.....	93
Figura 4.11.i Sección I-I' del modelo M2.....	93
Figura 4.12.A Fracturas <i>Riedel</i> (F.R) generadas en la ZDP durante la etapa inicial de evolución estructural de la cuenca.....	96
Figura 4.12.B Fracturas P (F.P) generadas entre las F.R durante la etapa inicial de evolución de la cuenca.....	96
Figura 4.13 Rampas de revelo (R.R) formadas en los bordes del graben en la etapa inicial de evolución de la cuenca.....	96
Figura 4.14 Escalonamiento de restricción generado en los flancos de la ZDP.....	97
Figura 4.15.A Etapa de juventud de la evolución de la cuenca a los 3 cm de desplazamiento.....	98
Figura 4.15.B. Etapa de juventud de la evolución de la cuenca a los 4 cm de desplazamiento.....	98
Figura 4.16 Componente extensional en la ZDP durante la etapa de juventud.....	98
Figura 4.17.A Etapa de madurez alcanzada por la cuenca los 5 cm de desplazamiento.....	99
Figura 4.17.B Etapa de madurez alcanzada por la cuenca a los 6 cm de desplazamiento.....	99
Figura 5.1 Comparación de los resultados de los modelos M1 y M2 (derecha) con resultados obtenidos en una modelo previo del Laboratorio de Modelado Analógico de la Universidad Simón Bolívar (izquierda).....	101

Figura 5.2 Comparación de las secciones verticales del modelo M1 (arriba) y del modelo de Wu (2005) (abajo).....	102
Figura 5.3 Comparación de las superficies del modelo M1 (arriba) y del modelo de transtensión de Wu (2005) (abajo).....	103
Figura 5.4 Desplazamiento del <i>flubber</i> en el modelo M1 por la presión de carga del paquete de arena.....	104
Figura 5.5 Comparación de las estructuras en profundidad que se forman en ZDP en el modelo M1 (arriba) y en el modelo M2 (abajo).....	106
Figura 5.6 Comparación de las estructuras en profundidad presentes en el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil (arriba) con las estructuras presentes en el modelo M2 transtensión paralela (abajo).....	108
Figura 5.7 Comparación de modelos previos del área de la cuenca Tuy-Cariaco con la cuenca del modelo M2.....	110
Figura 5.8 Principales fallas que controlan la cuenca del modelo M2.....	111
Figura 5.9 Ubicación de los perfiles sísmicos interpretados por Escalona et al. (2009) (izquierda) y de las secciones verticales del modelo M2 (derecha)..	112
Figura 5.10 Comparación de los perfiles sísmicos interpretados por Escalona et al. (2009) con las secciones verticales del modelo M2.....	114
Figura 5.11 Comparación del perfil sísmico subparalelo a la cuenca Tuy-Cariaco de Escalona et al. (2009) con cortes subparalelos a la falla transversal del modelo M2.....	116
Figura 5.12 Comparación del perfil sísmico interpretado por Sylvester (1988) con la sección vertical H-H' del modelo M2.....	117
Figura 5.13 Comparación del régimen de ruptura propuesto por Ysaccis (1997) con el modelo M2.....	119
Figura 5.14 Comparación de la extensión menor ocurrida durante el Oligoceno al Mioceno Temprano propuesta por Ysaccis (1997) con el modelo M2.....	120
Figura 5.15 Comparación del régimen de subsidencia propuesto por Ysaccis (1997) con el modelo M2.....	121
Figura 5.16 Comparación de la fase transtensional propuesta por Ysaccis (1997) con el modelo M2.....	122

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Resumen de las formaciones descritas para la cuenca Tuy-Cariaco.....	41
Tabla 3.1 Registro de arena sincinemática del modelo 1.....	66
Tabla 3.2 Registro de arena sincinemática del modelo 2.....	67
Tabla 4.1 Resultados del tamizado de la arena 40/100.....	71
Tabla 4.2 Resumen de los resultados experimentales más relevantes.....	94
Tabla 5.1 Comparación de las estructuras presentes tanto en las líneas sísmicas de la cuenca Tuy-Cariaco como en las secciones verticales del modelo M2.....	113

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

Los modelos analógicos corresponden a un método experimental que ha sido exitosamente empleado para reproducir en laboratorios procesos geológicos a escala proporcionando información sobre la geometría y evolución de las estructuras formadas. Los modelos generados a partir de este método son comparados con ejemplos observados en la naturaleza, de ese modo se establecen similitudes entre estructuras (Bonini *et al.*, 2012).

El presente trabajo de investigación emplea modelos análogos para estudiar la evolución y arquitectura de una cuenca que se genera en un sistema transtensivo y cómo influyen diversos factores en el desarrollo de las estructuras, los resultados obtenidos a partir de estos modelos son comparados con las estructuras presentes en la cuenca Tuy-Cariaco, lo cual aporta conocimientos sobre los procesos geológicos involucrados en la formación de dicha cuenca permitiendo complementar información de modelos teóricos previos sobre dicho ejemplar natural.

1.1 Planteamiento del problema

La interacción entre la placa del Caribe y la placa Suramericana, donde la primera se desplaza hacia el este con respecto a la segunda, ocasiona que la zona norte de Venezuela presente cierta complejidad geodinámica (Figura 1.1) debido al desarrollo de sistemas de fallas rumbo-deslizantes conjuntamente con otros procesos. Los principales sistemas de fallas transcurrentes presentes en esta zona son: Boconó (región occidental), San Sebastián (región norte-central) y El Pilar (región oriental) (Audemard, 1999), siendo el sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar una de las

principales zonas de sismicidad que afecta al noreste de Venezuela (Audemard, 1999).

La cuenca Tuy-Cariaco es una cuenca transtensiva que se formó en el sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar, para la cual se han propuestos diversos modelos tectónicos con el objetivo de explicar la distribución y naturaleza de las fallas rumbo deslizantes que la generan, y los mecanismos responsables de la formación de sus dos depocentros.

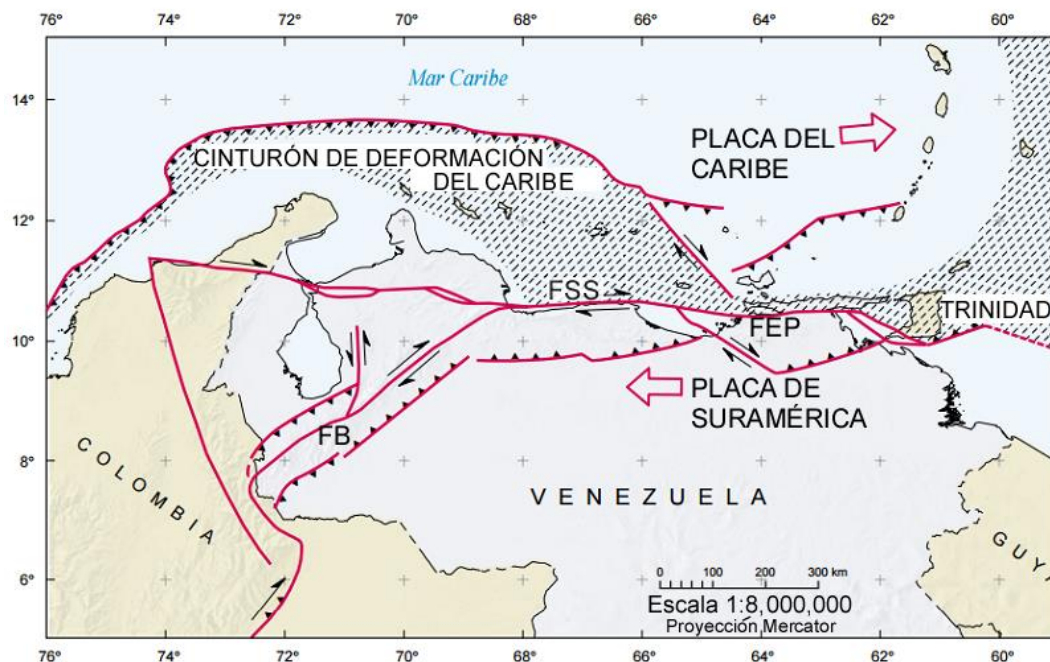


Figura 1.1 Esquema de límites de placas para Venezuela. FB: falla de Boconó, FSS: falla de San Sebastián y FEP: falla de El Pilar (Tomado de http://www.funvisis.gob.ve/archivos/mapas/fallas_activas.pdf).

1.2 Justificación

El modelado analógico permite analizar la evolución de sistemas fallados y plegados por medio de un estudio detallado en tiempo real de la secuencia evolutiva de un proceso geológico que ocurre en la naturaleza, lo cual es útil para caracterizar y clasificar las estructuras mientras se van generando.

Los resultados obtenidos en los experimentos son herramientas importantes para complementar las interpretaciones sísmicas, sobre todo cuando las imágenes son de baja resolución o las estructuras son de tamaños inferiores a los detectados por la resolución sísmica. Además, los modelos análogos proporcionan información que puede ser comparada con estructuras naturales y así comprobar o refutar modelos tectónicos previos.

1.3 Ubicación del área de estudio

La zona de estudio corresponde a la cuenca Tuy-Cariaco ubicada en la región nororiental de la costa venezolana entre los 66° y 64° longitud oeste, y 10° a 11° latitud norte (Figura 1.2).

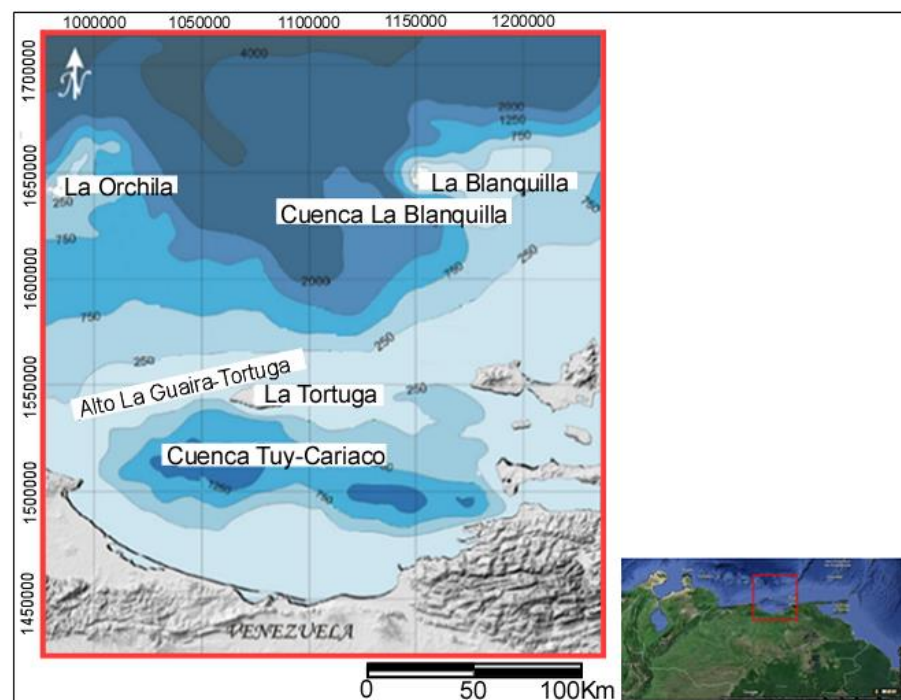


Figura 1.2 Mapa de localización del área de estudio en el cual se muestra información batimétrica de la región (Tomado y modificado de Villarroel & Orihuela en Schmitz *et al.*, 2014).

1.4 Objetivo general

Realizar dos experimentos que simulen la generación de una cuenca a partir de un marco geológico transtensivo haciendo uso de modelos análogos, y comparar los resultados con la cuenca Tuy-Cariaco.

1.5 Objetivos específicos

- Determinar la evolución estructural de una cuenca transtensiva.
- Evaluar los efectos de una capa dúctil en la base de un modelo.
- Estudiar la influencia que ejerce el cambio en la oblicuidad de las fallas en la zona de desplazamiento principal.
- Comparar los modelos obtenidos con las estructuras presentes en la cuenca Tuy-Cariaco.

1.6 Alcance

Realizar dos experimentos para su seccionamiento en cortes verticales que permitan el estudio de la geometría y evolución de las estructuras geológicas que se generan en una cuenca transtensiva.

1.7 Metodología

Como metodología general para la ejecución del modelado analógico de una cuenca por transtensión se contempla el siguiente esquema de actividades:

- Descripción mineralógica y textural de las arenas utilizadas.
- Escalado de los modelos.
- Teñido de la arena.
- Construcción de cada modelo en la mesa de modelado.
- Ejecución y registro fotográfico de cada experimento.
- Preservación de cada modelo con un material gelificante.
- Elaboración de cortes verticales de cada modelo.

- Interpretación estructural de las secciones verticales más significativas.
- Discusión de los métodos y materiales, así como de los resultados experimentales.
- Comparación de los resultados con las estructuras presentes en la cuenca Tuy- Cariaco.

1.8 Antecedentes

De acuerdo a la investigación bibliográfica realizada se presenta a continuación una serie de trabajos previos sobre diversos autores que emplearon modelos análogos para estudiar procesos geológicos, al igual que algunos autores que trabajaron sobre la zona de estudio:

Antecedentes de la metodología

- RAHE B., FERRILL D. Y MORRIS A. (1998): Investigan la evolución de las cuencas transtensivas formadas a partir de curvas de liberación, estudia su estructura interna y su simetría, evaluando el efecto que tiene la variación en la tasa de desplazamiento entre la corteza frágil y dúctil en lados opuestos del sistema transcurrente, pero mantiene la tasa relativa de desplazamiento entre la corteza frágil que se encuentra en lados opuestos de la cuenca. Obtiene como resultados cuencas transtensivas asimétricas, simétricas e híbridas que evolucionan en tres etapas: incipiente, temprana y madura. Los resultados obtenidos son comparados con la cuenca de Death Valley en California.
- ATMAOUI, N. (2005): Estudia las propiedades físicas y mecánicas de los materiales arcillosos empleados en modelado analógico, basándose en conceptos de mecánica de suelos y aplicándolos a procedimientos prácticos para determinar estas propiedades. Realiza

experimentos de modelado análogo con arcillas bajo el mecanismo de cizalla *Riedel*, los cuales produjeron una serie de estructuras típicas de cuencas transtensivas. Para la comparación con ejemplos naturales se emplean cuencas que se encuentran en Gozo Island.

- WU, J. (2005): Realiza modelos análogos con el objetivo es investigar la diferencia entre las cuencas transtensivas desarrolladas en cizalla pura y en transtensión, así como el efecto de una gruesa capa dúctil que representa un despegue en cuencas transtensivas. Los resultados indican que en las cuencas generadas por transtensión son frecuentes las fallas escalonadas, mientras que en las cuencas de cizalla pura este tipo de fallamiento no es frecuente. La gruesa capa de material dúctil centrada en el escalonamiento incrementa la subsidencia en el centro de la cuenca. La comparación con ejemplos naturales se realizó con la Cordillera Coso- Valle Indian Wells, California; y con la Cuenca de Viena, Austria.

Antecedentes de la zona de estudio

- SYLVESTER A. (1988): Explica la diferencia entre las fallas transformantes (cortan la litósfera formando los límites de placas) y las fallas transcurrentes (confinadas a la corteza) e indica las subdivisiones de cada una. Estudia las fallas rumbo deslizantes que se originan en cizalla pura y cizalla simple, así como las estructuras asociadas a la curvatura o salto presentes en estos tipos de fallas. Evalúa la relación entre las fallas rumbo deslizantes y las zonas sísmicas. Plantea la problemática causada por el poco entendimiento en cuanto a la formación de pliegues con un arreglo escalonado y su relación con el fallamiento rumbo deslizante, el efecto de la sedimentación en los estilos estructurales de las fallas rumbo deslizantes, y los cambios termales y de esfuerzos a lo largo de los

límites transformantes de placas, propone que esta problemática se soluciona estudiando fallas rumbo deslizantes que no se hayan investigado a fondo.

- YSACCIS R. (1997): Realiza un estudio detallado de las cuencas de Cariaco y Carúpano con el objetivo de establecer la evolución geológica de estas cuencas dentro de un contexto de evolución tectónica en el límite sur del Caribe. Propone un modelo tectónico para las cuencas de Cariaco y Carúpano, y evalúa sus implicaciones para la evolución del límite de placa Caribe-Suramérica. Este trabajo muestra que la evolución de la cuenca de Cariaco difiere de la evolución de la cuenca de Carúpano, incluyendo la descripción de los rellenos sedimentarios de cada cuenca, cuyos rangos de edad se sitúan entre el Eoceno a Reciente. Los datos empleados consisten en perfiles de sísmica de reflexión, información de pozo y reportes paleontológicos proporcionados por las compañías petroleras de Venezuela LAGOVEN S.A y CORPOVEN S.A.
- MANN P. (2007): Realiza una recopilación de la información publicada sobre la configuración de la tectónica rumbo deslizante, y sobre los tipos, edades y modelos estructurales propuestos para curvas de liberación y restricción que están activas.
- ESCALONA A. *ET AL.* (2009): Utilizando datos geofísicos del subsuelo de la cuenca de Tuy-Cariaco, evaluaron los modelos tectónicos propuestos por autores como Schubert (1982), y Ben-Avraham y Zoback (1992) en cuanto a la edad, distribución y naturaleza de las fallas rumbo deslizantes, y de los mecanismos de formación que dieron origen a los dos depocentros de la cuenca de Tuy-Cariaco. Utilizaron datos sísmicos 2D atados a pozos para mapear cinco secuencias tectonoestratigráficas, y elaboraron una

serie de mapas estructurales e isópacos que muestran como las fallas que controlan los dos depocentros de la cuenca evolucionaron desde el Paleógeno hasta Reciente, por medio de tres fases principales de deformación.

- VILLARROEL V. Y ORIHUELA N. en SCHMITZ M., AUDEMARD F., URBANI F. (2014): Su estudio se basó en la construcción de un modelo estructural realizado mediante la integración de datos geológicos y geofísicos correspondientes a una zona ubicada en la plataforma centro-norte costera de Venezuela que incluye las cuencas de La Blanquilla y Tuy-Cariaco, con el objetivo de entender mejor el potencial de sismicidad en el área, así como también el contexto neotectónico de la región.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Bases teóricas sobre el método

2.1.1 Validación del método analítico

Al realizar experimentos es preciso establecer un método analítico para su realización, en el cual se encuentren de forma ordenada y razonable todos los pasos requeridos para lograr el objetivo planteado para dicho experimento. El experimentador debe validar que los métodos empleados aportan resultados fiables y adecuados para el propósito perseguido (EURACHEM, 1998 en Maroto, 2002), puesto que estos resultados pueden ser utilizados como base de información de investigaciones posteriores, por lo tanto la validación del método analítico se basa en verificar, documentar y asegurar la calidad de los resultados.

Dentro de la validación del método analítico existe la precisión del procedimiento, la cual según la norma ISO 3534-1 de 1993 (Maroto, 2002) se define como el grado de concordancia entre ensayos independientes obtenidos bajo condiciones estipuladas, las cuales van a depender de los factores que se varíen entre cada uno de los ensayos.

Según la ISO Guide 5725-3 de 1994 (Maroto, 2002), existen tres tipos de precisión dependiendo de los factores que se varíen:

-Reproducibilidad: se obtiene cuando se varían todos los posibles factores que puedan afectar los resultados, lo cual proporciona la mayor variabilidad de resultados. En el presente trabajo la reproducibilidad viene dada por la comparación de los resultados con trabajos que ya han sido publicados.

-Repetibilidad: es el grado de concordancia de una serie de medidas realizadas en un espacio corto de tiempo sin variar ningún factor, por lo tanto la repetibilidad proporciona la menor variabilidad de resultados.

-Precisión intermedia: se obtiene cuando se varía uno o más factores en cada uno de los ensayos. Dentro de la precisión intermedia existen diferentes tipos dependiendo de los factores que se varíen, por ejemplo, si los ensayos se hacen en días diferentes se obtiene la precisión intermedia de días diferentes y si se hacen variando el analista y el día se obtiene la precisión intermedia de días y analistas diferentes.

Por razones de presupuesto, la prueba de repetibilidad de este trabajo de investigación se realizó únicamente con dos ensayos, y la precisión intermedia no se llevó a cabo, siendo el costo aproximado de cada modelo 29 UT.

Un concepto importante que constituye una medida de fiabilidad de un método analítico es la robustez, la cual se define como la capacidad de un método para mantenerse inalterado por pequeñas variaciones en los parámetros del método (Olías, 2009). Los numerosos ejemplos en la literatura sobre modelos análogos en los cuales se han estudiado parámetros como: tipo de material, tamaño de grano de la arena, velocidad de desplazamiento, son un indicativo que el método es robusto.

2.1.2 Motores paso a paso

Definición de un motor paso a paso:

Estos motores son dispositivos de movimiento electromecánico que se emplean principalmente para convertir información que inicialmente se encuentra en forma digital en un movimiento mecánico. A pesar de que los motores paso a paso son actuadores electromagnéticos, también equivalen a un actuador de disco incremental (digital) y es conducido en pasos angulares

fijos (incrementos). El estator del motor paso a paso está constituido por las bobinas, mientras que el rotor es un imán permanente o un bloque dentado constituido por material magnético, esto dependiendo del tipo de motor paso a paso (Jones D.W, 1995).

Fundamentos físicos de los motores paso a paso:

El funcionamiento del motor paso a paso va a depender de la fuerza de un campo magnético. Los motores paso a paso poseen un estator (son dientes de material magnéticamente permeables en la parte fija) y un rotor (es la parte giratoria) por lo cual se clasifican como máquinas de doble salientes. Un flujo magnético cruza un pequeño espacio con aire que se forma entre los dientes de las dos partes del motor; estos dientes experimentan una fuerza igual y opuesta que intentan juntarlos y minimizar el espacio de aire entre ellos. Para que se produzca un torque significativo en el motor, los componentes rotativos y estacionarios deben contar con un gran número de dientes de hierro, los cuales deben ser capaces de soportar un sustancial flujo magnético, por lo tanto, un alto flujo conduce a un alto torque (Acarnley, 2002).

2.1.3 Nociones sobre Arduino UNO (Fuente: página web www.arduino.cc.)

Arduino UNO es una plataforma de prototipos de código abierto capacitada para leer entradas como la luz de un sensor, un dedo presionando un botón o hasta un mensaje de Twitter, y transformarla en una salida que puede ser activar un motor o encender un LED. Para indicar a la plataforma lo que se desea realizar se envía las instrucciones al microcontrolador de la misma mediante un lenguaje de programación de Arduino y el Software de Arduino (IDE).

El Software de Arduino es simple y accesible para usuarios con poca experiencia y ofrece una serie de ventajas:

- Es económico en comparación con otras plataformas de microcontroladores.

- Es multiplataformal, es decir, el Software de Arduino (IDE) se ejecuta en sistemas operativos como Windows, Macintosh OSX y Linux.

- Posee un software extensible y de código abierto: el lenguaje de programación puede expandirse a través de las bibliotecas de C++, y las personas que quieren conocer los detalles técnicos pueden hacer un salto desde Arduino hasta el lenguaje de programación AVR C en el cual se basa.

- Incluye un hardware extensible y de código abierto, lo que significa que los planes de la plataforma de Arduino son publicados bajo una licencia *Creative Commons*, por ende los diseñadores experimentados en circuitos pueden hacer sus propias versiones del módulo.

- Otra ventaja que presenta el UNO es que poseen un polifusible restaurable que protege a los puertos USB del ordenador de cortocircuitos y sobrecorrientes proporcionando una capa extra de protección.



Figura 2.1 Tarjeta Arduino Uno (Tomado de www.arduino.cc).

2.1.4 Modelado analógico aplicado a la geología:

Los modelos pueden ser representaciones simplificadas de una realidad observada, elaborados con un propósito específico como por ejemplo suministrar descripciones o simplificaciones de fenómenos complejos y ser la base para explicaciones científicas y predicciones de fenómenos (Gilbert, 2004). Los modelos análogos son representaciones a escala que constituyen la mejor alternativa cuando, para explicar un fenómeno físico, el análisis matemático es insuficiente y por algún motivo la experimentación directa no es viable (Hubbert, 1937).

Los problemas geológicos, como por ejemplo la formación de montañas y cuencas, son fenómenos que debido a los elementos que intervienen en el proceso no es sencillo la experimentación directa para su análisis, por lo tanto una opción para estudiar estos problemas es mediante la construcción de modelos a escala (Hubbert, 1937), estos modelos permiten la manipulación de algunas variables seleccionadas según el objetivo principal de la investigación (Bolacha *et al.*, 2011). Por lo tanto el modelado analógico aplicado a la geología puede definirse como el estudio de procesos geológico por medio de experimentos a escala llevados a cabo en un laboratorio en los cuales se emplean diversos materiales con propiedades reológicas conocidas para que actúen como análogos de las rocas que se encuentran en la naturaleza (Duarte *et al.*, 2014), y cumpliendo con condiciones de semejanza geométrica, cinemática y dinámica (Hubbert, 1937; Ramberg, 1967). El modelado analógico ha llegado a convertirse en una herramienta importante para conseguir un enfoque integrado que permita el estudio de la geodinámica (Ranalli, 2001).

El origen del modelado analógico se remonta aproximadamente a más de dos siglos, cuando el geólogo Sir James Hall en 1812 estudió de forma experimental la formación de diversos pliegues que había observado en

campo, principalmente en la costa de Berwickshire, Escocia (Dryburgh, 2014). Para estos experimento, Hall empleó materiales sencillos: primero capas de tela y luego arcilla para representar los estratos (Hubbert, 1937), y los plegó mediante una máquina (Figura 2.2) que comprimió el material para simular la dinámica que origina pliegues observados en la naturaleza.

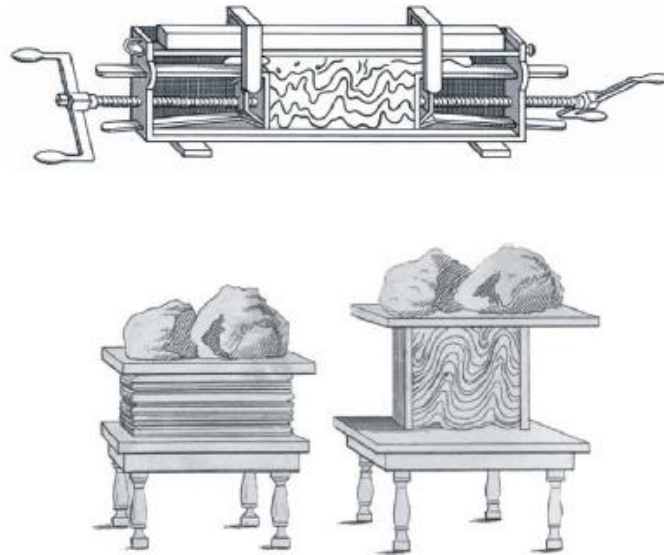


Figura 2.2 Modelos realizados por Hall: Máquina de modelado a escala de pliegues con compresión lateral presentada por Hall a la Royal Society of Edinburg en 1812 (Tomado de Yagupsky, 2009).

En 1879, Auguste Daubrée estableció la “Geología Experimental” como un nuevo campo de investigación, y para el siglo XX Hubbert (1937) y Ramberg (1967) desarrollaron el análisis dimensional para establecer la similitud geométrica, cinemática y dinámica de la tectónica experimental (Poirier, 1988 en Duarte *et al.*, 2014), desde entonces el modelado analógico es empleado para estudiar una amplia variedad de fenómenos geotectónicos. Debido a los numerosos autores que han llevado a cabo experimentos con modelos análogos es imposible hacer referencia a toda la literatura sobre el tema, pero entre algunos de los experimentadores más recientes cabe citar a:

- Procesos de convergencia oblicua: Richards, 2000 y Martínez *et al*, 2002.
- Prismas de acreción: Yamada *et al.*, 2006, y Malavieille y Trullenque, 2009.
- Subducción: Guillaume *et al*, 2009 y Luth *et al*, 2010.
- Cabalgamientos: Bonini, 2007 y Driehaus *et al*, 2014.
- Apertura continental: McClay *et al.*, 2002.
- Cuencas transtensivas: Wu, 2005.
- Inversión tectónica: Pinto *et al*, 2010 y Bonini *et al*, 2012.
- Sistema de fallas rumbo deslizantes: McClay y Bonora, 2001.
- Relación entre fallas rumbo deslizantes y la tectónica salina: Koyi *et al*, 2008).

Una gama de materiales ha sido empleada en el modelado análogo para caracterizar sus propiedades reológicas y evaluar su funcionamiento en cuanto al esfuerzo y deformación de los mismo; entre ellos se encuentran los materiales como arena (ej. Yagupsky, 2006), silicona (ej. Wu, 2005), microesferas de vidrio (ej. Whitehouse, 2005), arcilla (ej. Atmaoui), sirope (ej. Schellart, 2011), plastilina (ej. Koyi *et al*, 2008) y petrolatos (ej. Duarte *et al*, 2014).

La importancia de los resultados obtenidos por los modelos análogos ha sido subestimada por algunos geólogos desde los días de John Hutton, argumentando que los experimentos no respetan el tiempo real ni las unidades de espacio y que además existe discrepancia entre las características de los materiales y las rocas, pero cabe acotar que desde la época de Galileo se han ido acumulando conocimientos sobre cómo un modelo se relaciona con su prototipo y de cómo cambian las propiedades físicas de un cuerpo al cambiar su tamaño (Hubbert, 1937), a ello se le suma

la teoría desarrollada por Hubbert (1937) la cual dicta que si se conocen las características del prototipo entonces se pueden determinar las características correspondientes en el modelo, esta teoría se convirtió en un enfoque muy importante porque el respeto por la escala refuerza el poder análogo del modelo, otorgándole más confiabilidad al experimento (Bolacha *et al*, 2011).

El conocimiento teórico adquirido a través del tiempo y la búsqueda permanente de nuevos materiales y equipos ha llevado a la construcción de modelos más especializados con características cada vez más análogas a los procesos naturales, sin embargo se deben tener presente las limitaciones de los modelos análogos, a saber, el tiempo, espacio, la naturaleza y comportamiento reológico de los materiales empleado (Bolacha *et al*, 2011).

2.1.5 Teoría del escalado

El principal objetivo del modelado analógico es establecer una similitud física entre el modelo a construir y el prototipo que corresponde a procesos geológicos, para ello se requieren materiales cuyas propiedades y longitudes obedezcan a ciertas leyes de proporcionalidad (Fernández, 2008). En cuanto a la elección de estos materiales es necesario un conocimiento previo sobre la teoría del escalado y asumir el compromiso que implica el hecho que es complicado, si no imposible, escalar un modelo en todos sus aspectos (Twiss y Moores, 1992). En la elaboración de un modelo análogo en el cual existe una distribución de esfuerzos, deformación y desplazamiento, deben estar presentes las leyes fundamentales de conservación de la física (Twiss y Moores, 1992):

-La conservación de la masa: la cual dicta que la masa no se crea ni se destruye, y se satisface cuando se asume una deformación con un volumen constante y una densidad con una masa homogénea.

-La conservación del momento: establece que la fuerza neta sobre un cuerpo es igual a la masa multiplicada por la aceleración, es decir, la Segunda Ley de Newton representada en la Ecuación 1:

$$\Sigma F = m \cdot a \text{ (Ecuación 1)}$$

La aceleración en las deformaciones geológicas se considera despreciable debido a la lentitud con la cual se originan. Por lo tanto la Ecuación 1 se convierte en cero y pasa a ser una ecuación de equilibrio de fuerzas, en la cual todas las fuerzas sobre un cuerpo se encuentran equilibradas.

-La conservación del momento angular: determina que el torque neto sobre un cuerpo es igual a su momento de inercia multiplicado por su aceleración angular.

El principal problema al elaborar un modelo análogo cuyo comportamiento en una escala de metros y horas sea equivalente a lo que ocurre en un prototipo natural en una escala de kilómetros y millones de años, es construirlo de forma tal que su comportamiento represente confiablemente al del prototipo (Twiss y Moores, 1992), para ello es preciso establecer ciertas relaciones mecánicas en cuanto a la longitud (L), tiempo (t) y masa (m) del modelo (m) y del prototipo (p), que se expresan en la Ecuación 2:

$$\Lambda = L_m / L_p; \quad T = t_m / t_p; \quad M = m_m / m_p \quad \text{(Ecuación 2)}$$

Partiendo de estas relaciones mecánicas existen las siguientes similitudes entre el modelo y su prototipo (Hubbert, 1937):

-Similitud geométrica: se cumple si las dimensiones lineales del modelo son Λ veces las dimensiones equivalentes del prototipo.

-Similitud cinemática: ocurre cuando el tiempo requerido para que el modelo sufra un cambio de tamaño, forma o posición es T el tiempo requerido para que el prototipo experimente un cambio geométricamente similar.

-Similitud dinámica: se dice que existe similitud dinámica cuando para un vector de fuerza que actúa sobre un elemento del modelo que posee cierto diferencial de masa, existe un vector de fuerza con una orientación y magnitud corresponden actuando sobre un elemento del prototipo que posee un diferencial de masa correspondiente:

$$F=M\Lambda/T^2 \quad \text{(Ecuación 3)}$$

En cuanto a la aceleración de la gravedad (g), muchos modelos se deforman bajo la misma aceleración de la gravedad que el prototipo, por tanto (Twiss y Moores, 1992):

$$g_m/g_p = \Lambda/T^2 = 1 \quad \text{(Ecuación 4)}$$

$$T = \Lambda^{1/2} \quad \text{(Ecuación 5)}$$

2.1.6 Deformación frágil

Para los materiales que se deforman según el criterio de Mohr-Coulomb el valor de escala T no influye en el escalamiento del modelo porque el tiempo no es una variable involucrada en la ley de Mohr-Coulomb como se observa en la siguiente ecuación (Twiss y Moores, 1992):

$$\sigma_c = C_0 + \mu_f \sigma_N \quad \text{(Ecuación 6)}$$

El esfuerzo de cizalla (σ_c) es igual a la cohesión (C_0) sumado al producto del coeficiente de fricción interna (μ_f) y el esfuerzo normal (σ_N). El coeficiente de fricción interna μ_f por ser adimensional debe ser el mismo para el prototipo y el modelo, cuyo valor para las rocas corticales varía entre 0,6 y

0,85 (Byerlee, 1978); mientras que la cohesión C_0 sí posee dimensiones de esfuerzo (MPa) por tanto debe ser escalada (Twiss y Moores, 1992) empleando una ecuación que se desarrollará en los siguientes párrafos.

Para estimar los valores aproximados de esfuerzos de cizalla de las rocas de la corteza terrestre, se emplean las siguientes ecuaciones (Byerlee, 1978):

$$\sigma_c = 0,85 * \sigma_N \quad (\text{Ecuación 7})$$

$$\sigma_c = 60 \text{MPa} + 0,6 * \sigma_N \quad (\text{Ecuación 8})$$

La Ecuación 7 se utiliza para profundidades menores a 10 km, mientras que la Ecuación 8 es para profundidades mayores a 10 km.

El escalamiento dinámico (Σ) que condiciona los modelos que se deforman de manera frágil se rige por la Ecuación 9 (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981):

$$\Sigma = P \Lambda^* (g_m / g_p) \quad (\text{Ecuación 9})$$

Donde P corresponde a la relación de densidades entre el modelo y el prototipo $P = \rho_m / \rho_p = m_m (L_p)^3 / m_p (L_m)^3 = M / \Lambda^3$.

Si los materiales que son empleados en modelos análogos presentan una densidad similar a la densidad de las rocas, entonces la relación de densidad viene dada por (Twiss y Moores, 1992):

$$P = \rho_m / \rho_p = 1 \quad (\text{Ecuación 10})$$

Entonces aplicando a la Ecuación 9 las ecuaciones 4 y 10 se tiene que:

$$\Sigma = \Lambda \quad (\text{Ecuación 11})$$

Por lo tanto al definir la escala espacial (Λ) ya queda determinada la relación de escala para los esfuerzos involucrados en el modelo (Yagupsky, 2009).

Para escalar la cohesión (C_0) se usa la ecuación 12, en la cual se toma en cuenta que: si se considera $10^{-4} > \Lambda > 10^{-6}$, y los valores de cohesión interna (C_0) de las rocas no exceden los 60 MPa según las ecuaciones 7 y 8, entonces (Yagupsky, 2009):

$$C_{om}/C_{op} \approx 10^{-6}; C_{om} \approx C_{op} * 10^{-6} \approx 6 * 10^{-5} \text{ MPa (Ecuación 12)}$$

Por lo tanto la cohesión interna del material que se emplee en el modelado analógico debe ser $C_{om} \ll 1$ y se considera un valor despreciable (Twiss y Moores, 1992).

Gracias a sus propiedades, la arena seca de cuarzo es probablemente el material más utilizado para representar las deformaciones frágiles, este material se deforma según el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb de modo que su resistencia al corte aumenta con la profundidad, además posee una fuerza aparente de cohesión insignificante atribuida a las superficies rugosas y a los granos irregulares (McClay, 1990 en Whitehouse, 2005) y su ángulo de fricción interna (Φ) es aproximadamente 31° , lo cual es adecuado para simular la corteza superior, debido a que su comportamiento que obedece a la ley de Mohr- Coulomb, posee una cohesión aproximada de $5 * 10^7$ Pa y un ángulo de fricción interna de 30° (Figura 2.3) (Byerlee, 1978) (Whitehouse, 2005).

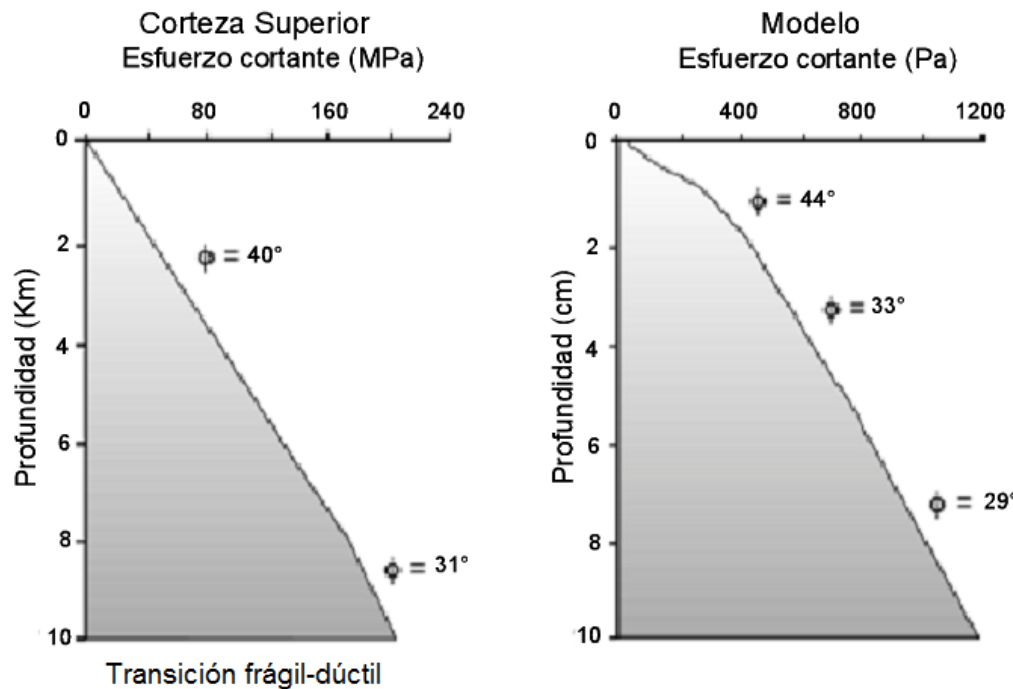


Figura 2.3 Parámetros de escalamiento para la simulación de deformación frágil en la corteza superior (Tomado de McClay *et al.*, 2002, en Whitehouse, 2005).

Las propiedades mecánicas de los materiales granulares pueden ser determinadas por medio del aparato de Hubbert (Figura 2.4), con él se obtiene la relación entre el esfuerzo normal (σ_n) y el de cizalla (σ_c) al momento de producirse la ruptura. El procedimiento consiste en medir la masa crítica de ruptura del material necesaria para distintas cargas. Realizando una regresión lineal es posible determinar el coeficiente de fricción interna (μ), lo que permite calcular el ángulo de fricción interna (ϕ) del material. Para medir la fricción basal se repite el mismo procedimiento pero utilizando una base de acetato y no de arena (Yagupsky, 2009).

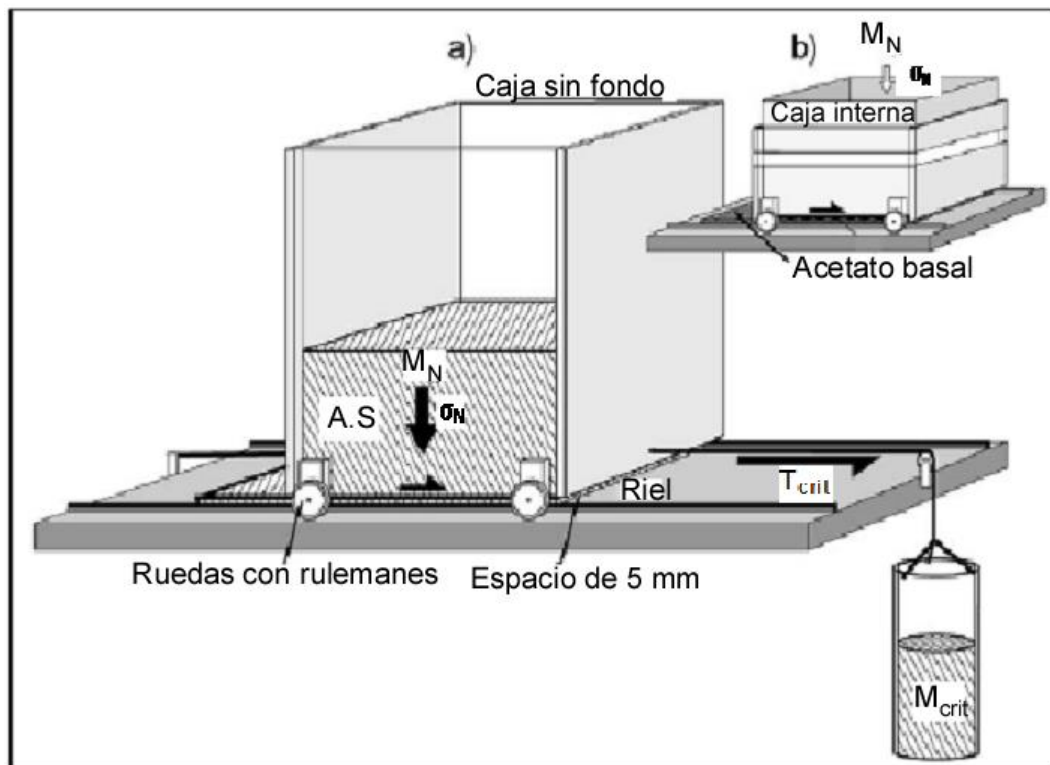


Figura 2.4 Esquema del aparato de Hubbert. (a) Configuración empleada para determinar el coeficiente de fricción interna y la cohesión del material granular; (b) Configuración empleada para determinar la fricción basal entre el material granular y el acetato basal. M_{crit} corresponde a la masa crítica, M_N a la carga, σ_N corresponde al esfuerzo normal y τ_{crit} al esfuerzo de cizalla. (Tomado de Lohrman *et al.*, 2003, en Yagupsky, 2009).

2.1.7 Ventajas y limitaciones del método

La aplicación de modelos análogos brinda un conjunto de ventajas para el estudio de problemas geológicos:

- Los modelos son representaciones gráficas simples de la realidad que actúan como una plantilla de ambientes tectónicos reales, permitiendo simular el comportamiento frágil de la corteza con materiales análogos, así como incluir la sedimentación sincinemática (Richards, 2000).

-Este método permite establecer las condiciones de contorno que se busca implementar al sistema que se quiere estudiar, lo cual permite plantear hipótesis sobre la influencia que ejercen diversos factores sobre determinado proceso geológico. Aun cuando los resultados obtenidos refuten la hipótesis inicial, igual se considera como un aporte para nuevos estudios (Yagupsky, 2009).

-Permite analizar la evolución de las estructuras en tiempo real (Richards, 2000), lo cual es útil para el planteamiento de ideas sobre las posibles relaciones entre los distintos elementos del proceso (Yagupsky, 2009).

Sin embargo el modelado analógico presenta ciertas limitaciones:

-No es posible simular con precisión los efectos térmicos, de flexura e isostático asociados a la corteza superior (Mann, 2007).

-Es sumamente complicado, si no imposible, construir un modelo que esté escalado en todos sus aspectos, así como la elección de los materiales representa un compromiso que puede limitar la correlación con el prototipo (Twiss y Moores, 2007 en Yagupsky, 2009).

-Las condiciones de borde del experimento (el cual se construye con dimensiones acotadas) pueden incorporar una distorsión al modelo. Para minimizar estos efectos de borde se puede realizar el experimento lo más extenso posible para que la zona de interés se encuentre alejada de ellos (Twiss y Moores, 2007 en Yagupsky, 2009).

2.2 Sistemas transtensivos

2.2.1 Falla rumbo deslizante

Las fallas rumbo deslizantes son aquellas cuyo vector de desplazamiento es paralelo al rumbo de la falla y por lo tanto paralelo a la superficie de la Tierra (Fossen, 2010). Existe una serie de estructuras asociadas a las fallas de rumbo como son: las fracturas de cizalla, pliegues, fallas normales y fallas inversas (Twiss y Moores, 1992).

-Fracturas de cizalla: corresponden al primer conjunto de estructuras que se originan (Fossen, 2010). A gran escala, ellas pueden formar una cadena compleja de fallas anastomosada (Figura 2.5-A) (Twiss y Moores, 1992).

- Fracturas *Riedel* (R): forman un ángulo estrecho con la falla principal (entre 10° a 20°) y asumen un arreglo escalonado. Las fracturas R son sintéticas a la falla principal, es decir, presentan el mismo sentido de cizalla que la falla principal, y el ángulo agudo que se forma por la traza de la fractura R y la falla principal apunta en dirección del movimiento relativo del bloque que contiene a las fracturas R (Twiss y Moores, 1992).
- Fracturas P: generalmente se desarrollan después de haberse formado las fracturas R (Fossen, 2010). Las fracturas P son sintéticas a la falla principal y se orientan simétricamente con respecto a la orientación de las fracturas R (Twiss y Moores, 1992). Eventualmente, las fracturas P se enlazan con las fracturas R para formar fallas rumbo deslizante (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).
- Fracturas *Riedel* Conjugadas (R'): son fracturas de cizalla antitéticas que se orientan con un alto ángulo con respecto a la falla principal (entre 70° a 80°) y poseen un sentido de cizalla opuesto al principal

(Twiss y Moores, 1992). Las fracturas R' generalmente no se desarrollan tan bien como las fracturas R (Fossen, 2010).

-Pliegues y fallas inversas: estas estructuras se forman con un arreglo geométrico escalonado y se encuentran por encima o a un lado de la falla rumbo deslizante principal (Figura 2.5-B y 2.5-C). Las charnelas de los pliegues y el rumbo de las fallas inversas tienden a orientarse 45° o menos con respecto a la falla rumbo deslizante principal. El ángulo agudo definido por la intersección de la traza de la falla rumbo deslizante con la charnela del ángulo o la traza de la falla inversa apunta en dirección del movimiento relativo del bloque fallado opuesto al que contiene el pliegue o la falla inversa, estas estructuras registran una componente de compresión oblicua con respecto a la falla rumbo deslizante (Twiss y Moores, 1992).

-Fallas normales: presentan un arreglo escalonado a lo largo de la falla rumbo deslizante, se orientan aproximadamente a 45° de la falla principal y son casi perpendiculares a la orientación de las charnelas de los pliegues y a las fallas inversas (Figura 2.5-D). El ángulo agudo que se forma por la intersección entre la traza de la falla rumbo deslizante y las fallas normales apunta en dirección del movimiento del bloque que contiene a la falla normal. Estas estructuras registran una componente de extensión oblicua y es perpendicular tanto a las fallas normales como a la orientación de compresión registrada por los pliegues y las fallas inversas (Twiss y Moores, 1992).

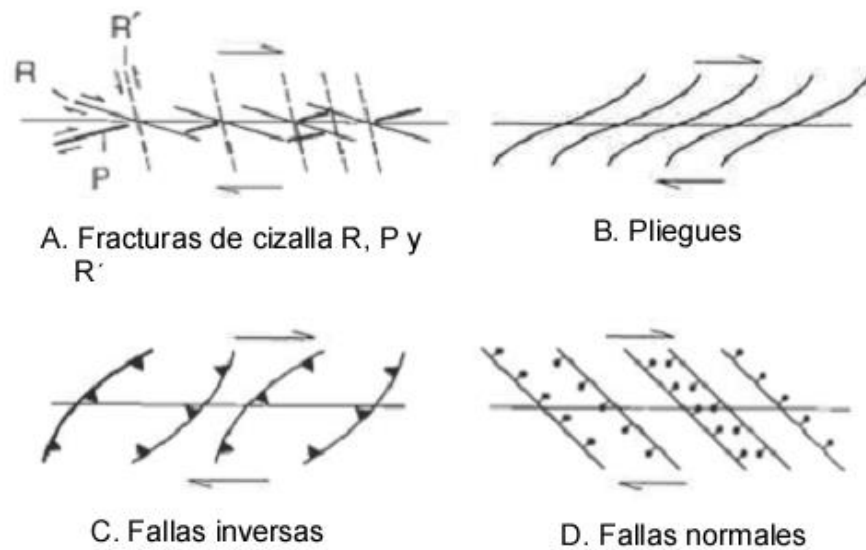


Figura 2.5 Estructuras asociadas con las fallas rumbo deslizantes y su orientación relativa al sentido de cizalla en la falla (Tomado y modificado de Twiss y Moores, 1992).

Los terremotos a lo largo de las fallas rumbo deslizantes activas por lo general se presentan sólo hasta los 15 km de profundidad, por debajo de esta zona sísmica se encuentra una zona de cizalla no sísmica que probablemente se ajusta por deformación por cataclasis en la zona de transición y por debajo de ésta por deformación dúctil (Twiss y Moores, 1992).

Según estudios de secciones de corteza que se encuentra expuesta en superficie gracias a fallas rumbo deslizantes antiguas, los geólogos conjeturan que la zona de falla cerca de la superficie presenta una alta debilidad y por tanto es más ancha, mientras que a medida que aumenta la profundidad, por ser más resistente la corteza, la zona de falla se hace más estrecha, pero a partir de la zona de transición entre la deformación frágil-plástica, la zona de falla se comienza a ensanchar (Figura 2.6) (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

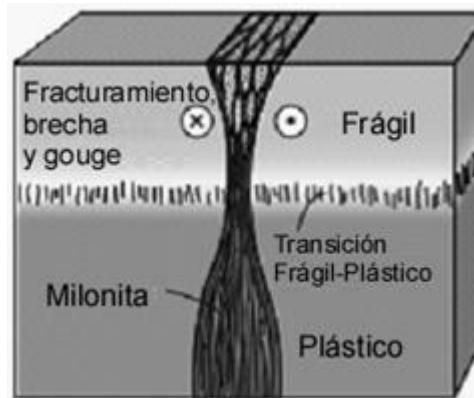


Figura 2.6 Variación de las fallas rumbo deslizantes en profundidad. Una falla rumbo deslizante a escala regional puede consistir en una amplia zona de brechas y gouge en los niveles menos profundos de la corteza, mientras que en niveles más profundos la zona de falla puede estrecharse y ser una zona de cataclasitas, y en grandes profundidades en zonas de milonitas, hasta llegar a esquistos (Tomado y modificado de Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

En profundidad las fallas rumbo deslizantes pueden terminar contra otra falla o contra un despegue de bajo ángulo, o pueden continuar a través de la corteza y cambiar en profundidad en la zona de deformación dúctil (Twiss y Moores, 1992). Estudios recientes sugieren que las fallas rumbo deslizantes a escala regional se desplazan localmente sobre un despegue subhorizontal profundo que se encuentra en la corteza, por lo tanto el desplazamiento de la falla rumbo deslizante en la corteza superior no ocurre directamente como un desplazamiento sobre la corteza inferior y el manto listosférico subyacente (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

2.2.2 Geometría de las fallas rumbo deslizantes

Las trazas de las fallas rumbo deslizantes en los mapas se pueden observar rectas o con segmentos que son oblicuos a la tendencia general de la falla, estos segmentos incluyen curvaturas (*bends*), saltos (*stepovers*) o desplazamientos (*offsets*) (Fossen, 2010) (Figura 2.7).

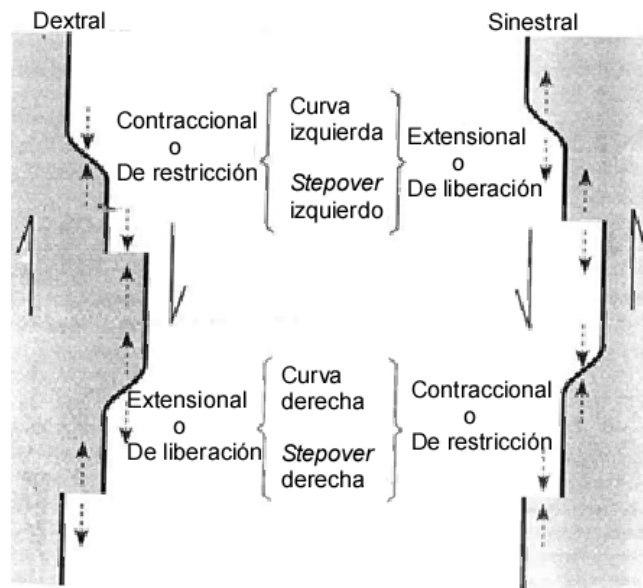


Figura 2.7 Geometría y terminología para curvaturas y saltos a la izquierda y derecha de la falla (Tomado y modificado de Twiss y Moores, 1992).

Las curvaturas son una inflexión en la traza continua de la falla, ella conecta dos segmentos no coplanares. Los saltos (*stepovers*) son regiones donde una falla termina y otra falla en escalón comienza con la misma orientación que la primera. Cinemáticamente se puede definir una curvatura o un salto como contraccional o de restricción si el material es empujado por el movimiento de cizalla dominante ocurriendo una deformación transpresiva por la combinación entre una componente de rumbo y un acortamiento perpendicular; o una curvatura o salto se describe como extensional, de liberación o dilatación si el material es estirado por la cizalla dominante ocasionando una deformación transtensiva por la combinación entre una componente de rumbo y una extensión perpendicular (Twiss y Moores, 1992), estas curvas o saltos de liberación producen estructuras como fracturas de cizalla y fallas normales, éstas últimas generan estructuras negativas que llegan a formar cuencas que se denominan cuencas transtensivas (Fossen, 2010). El hecho que una estructura formada por la curvatura de la falla sea contraccional o extensiva dependerá del sentido de

la falla (si es dextral o sinistral) y de la ubicación relativa de la curvatura con respecto a la falla (si está a la derecha o a la izquierda de la falla).

2.2.3 Las cuencas transtensivas

El desplazamiento en una curva o salto de liberación produce una estructura de flor negativa o, en los casos en que la curva es extensa, se origina una cuenca transtensiva. Este tipo de cuencas corresponde a una depresión generalmente en forma de rombo, cuyas dimensiones y subsidencia dependen del tamaño de la curva o salto presente en la falla de rumbo y del desplazamiento total de la extensión (Van Der Pluijm B. y Marshak S., 2004). Una característica importante de este tipo de cuencas es la presencia de depresiones que pueden acumular volúmenes significativos de sedimentos, los cuales pueden llegar a albergar hidrocarburos, depósitos metalíferos, evaporitas y otros minerales industriales (Cunningham y Mann, 2007).

Las cuencas transtensivas se pueden formar por tres mecanismos: El mecanismo escalonado se considera el más común, en él ocurre una extensión en la cobertura sedimentaria por las fallas normales que ocurren en los saltos o curvas de liberación (Mann *et al*, 1983 en Atmaoui, 2005), (Figura 2.8-A). El mecanismo de cizalla simple distribuida se presume que ocurre en capas poco competentes como evaporitas o lutitas sobrepresurizadas que se encuentran sobre una amplia zona de falla rumbo deslizante ubicada en el basamento, lo cual ocasiona una deformación de cizalla que se distribuye hacia las capas superiores que corresponden a rocas sedimentarias más competentes, la interacción entre las fallas que se generan por este mecanismo conlleva a que ellas se acoplen y enlacen permitiendo el desarrollo de cuencas transtensivas (Figura 2.8-B) (An y Sammis, 1996 en Atmaoui, 2005). El mecanismo de cizalla *Riedel* consiste en el desarrollo de cuencas transtensivas a lo largo de fracturas *Riedel* que

se conectan entre sí por segmentos de fallas rumbo deslizantes, la cuales son subparalelas a la zona de desplazamiento principal (ZDP) (Figura 2.8-C) (Dewey, 1978 en Atmaoui, 2005).

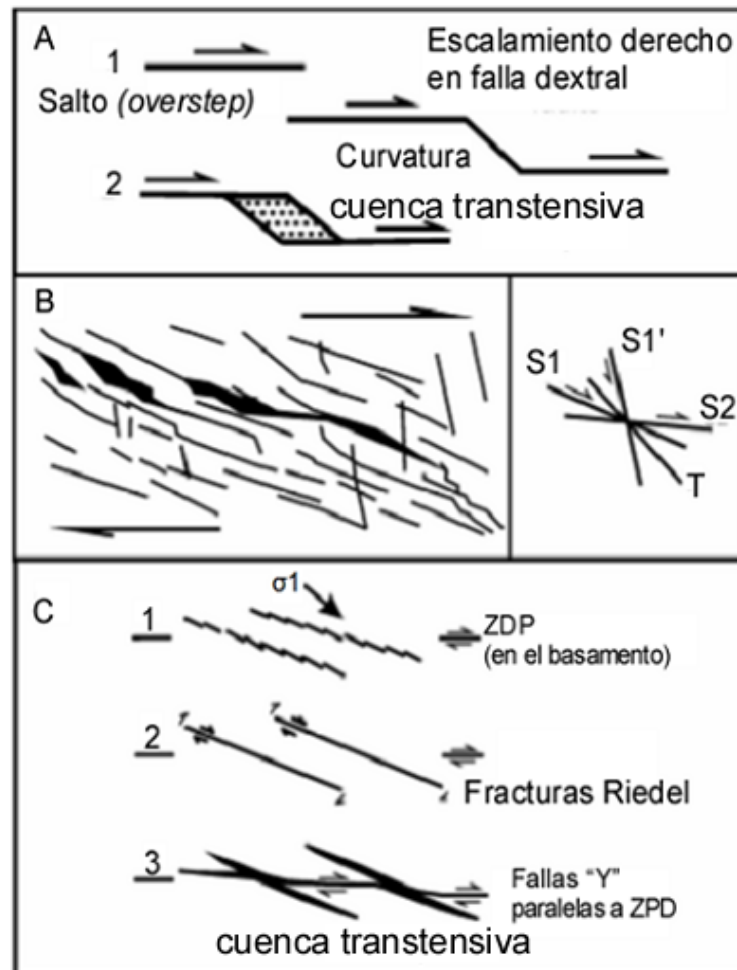


Figura 2.8 Mecanismos propuestos para el desarrollo de cuencas transtensivas: A) Mecanismo de extensión local. B) Mecanismo de cizalla simple distribuida: S_1 y S_1' son las fallas rumbo deslizantes sintéticas y antitéticas primarias respectivamente; T y S_2 son fallas rumbo deslizantes de tensión y sintética secundaria respectivamente. C) Mecanismo de cizalla Riedel: 1. Desarrollo y coalescencia de la primera generación de fracturas Riedel. 2. Desplazamiento de rumbo y rotación de las fracturas Riedel. 3. Desarrollo de las fallas "Y" paralelas a ZPD (Tomado y modificado de Atmaoui, 2005).

El arreglo experimental para realizar modelos análogos de cuencas transtensivas con cada uno de los mecanismos anteriormente descritos es:

- Mecanismo escalonado: el arreglo para los modelos que buscan reproducir este mecanismo consiste en una geometría predeterminada donde dos discontinuidades rectas del basamento forman un salto (*stepover*) o curvatura (Figura 2.9). La ubicación y geometría de las estructuras transtensivas modeladas son principalmente controladas por la geometría predeterminada en el basamento (McClay y Dooley, 1995; Dooley, y McClay, 1997 en Atmaoui, 2005). Para este mecanismo la naturaleza del material empleado para simular la cobertura sedimentaria no juega un rol de gran importancia, ya que experimentos realizados con diferentes tipos de arena y arcillas resultaron en la formación de las estructuras transtensivas (Hempton y Neher, 1986; Dooley y McClay, 1997 en Atmaoui, 2005).

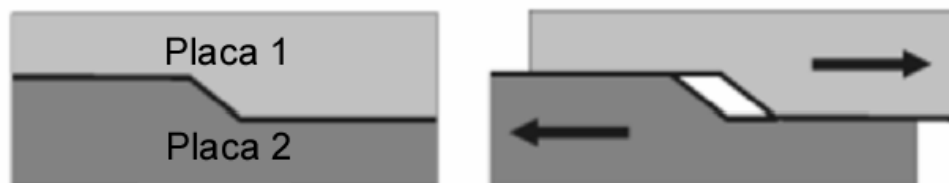


Figura 2.9 Configuración experimental empleada para reproducir el mecanismo escalonado: antes de la deformación (izquierda) y basamento luego de la deformación (derecha) (Tomado y modificado de Atmaoui, 2005).

- Mecanismo de cizalla simple distribuida: para modelar este mecanismo se puede hacer uso de una goma, una lámina de plástico, múltiples barras de Plexiglass (Schreurs, 2003 en Atmaoui, 2005) o varias unidades de bloques que ante la deformación de cizalla simple posean un movimiento relativo uno con respecto a otro (Figura 2.10) (Hoeppener *et al.*, 1969 en Atmaoui, 2005). Para este tipo de

experimentos el material usado para modelar la cobertura sedimentaria es en su mayoría arcillas (Atmaoui, 2005). En los experimentos realizados por Cloos (1955) y Hoeppener *et al.* (1969), las estructuras de la cuenca transtensivas se desarrollaron principalmente a lo largo de las fracturas de cizalla principales, mientras que en los experimentos realizados por An and Sammis (1996) la cuenca fue delimitada por fracturas de cizalla primarias (s_1 o s_1') y fracturas de cizalla secundaria o grietas de tensión (s_2 y T).

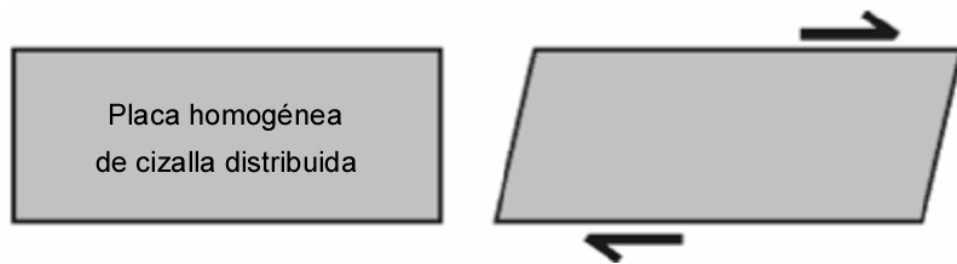


Figura 2.10 Configuración experimental empleada para reproducir el mecanismo de cizalla distribuida: antes de la deformación (izquierda) y luego de la deformación (derecha) (Tomado y modificado de Atmaoui, 2005).

- Mecanismo de cizalla *Riedel*: en los experimentos que simulan este mecanismo la transferencia de la deformación ocurre desde una falla rumbo deslizante única y recta que se encuentra en el basamento y se propaga hacia una cobertura sedimentaria precinemática. El arreglo de los experimentos consiste en simular la única falla en el basamento por medio de dos placas rígidas adjuntas, las cuales pueden moverse paralelas de forma dextral o sinestral (Figura 2.11). Según la ubicación del escalonamiento entre las fracturas *Riedel* y el sentido de desplazamiento de éstas, estructuras elevadas del tipo *push-up* se esperan que se desarrollen (Figura 2.12) (Riedel, 1929 en Atmaoui, 2005).

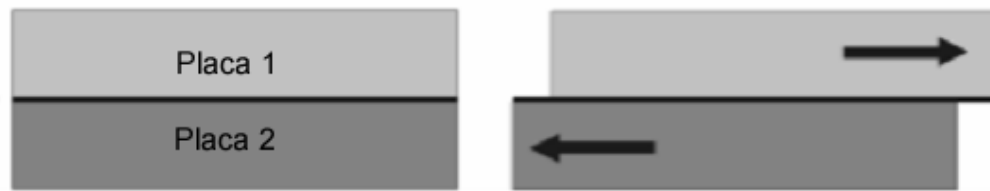


Figura 2.11 Configuración experimental empleada para reproducir el mecanismo de cizalla *Riedel*: antes de la deformación (izquierda) y luego de la deformación (derecha) (Tomado y modificado de Atmaoui, 2005).

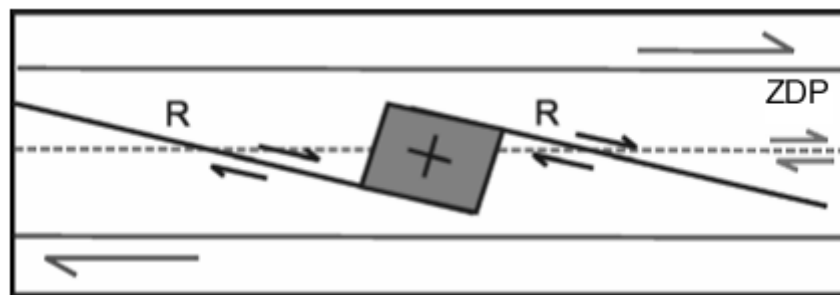


Figura 2.12 Formación de estructuras *push-up* (indicadas en color gris) entre dos fracturas *Riedel* adjuntas (R). (Tomado y modificado de Cloos, 1928; Riedel, 1929, en Atmaoui, 2005).

2.2.4 Evolución de las cuencas transtensivas

Las cuencas transtensivas se originan cuando la falla rumbo deslizante principal evoluciona desde una cuenca fusiforme, pasando por una forma de “Z extendida” o “S extendida” hasta asumir una apariencia romboidal o de “graben tipo rombo” (Figura 2.13). En general, la falla principal y las fallas oblicuas son responsables de la subsidencia en las cuencas transtensivas pero en algunos casos no se encuentran expuestas en la superficie y por lo tanto deben ser interpretadas haciendo uso de las técnicas de reflexión sísmica (Mann, 2007).

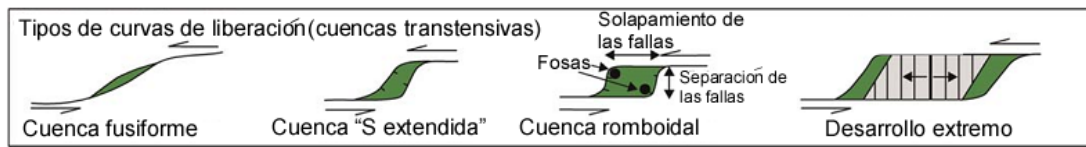


Figura 2.13 Tipos de curvas de liberación (Tomado y modificado de Mann, 2007).

Las etapas en las cuales evoluciona una cuenca transtensiva propuestas por Mann *et al* (1983) (Figura 2.14), son las siguientes (Mann, 2007):

- Etapa inicial: comienza una nucleación de la cuenca a lo largo de segmentos correspondientes a la zona de desplazamiento principal. La geometría inicial de la cuenca se ajusta a la geometría de la falla del basamento.

- Etapa de juventud: la cuenca comienza a adquirir una geometría fusiforme, la cual está definida por fallas de deslizamiento oblicuo que conectan los extremos discontinuos de las fallas de rumbo. Un incremento en el desplazamiento ocasiona que las cuencas fusiformes evolucionen a una forma de "Z extendida" o "S extendida".

- Etapa de madurez: la cuenca, que poseía una forma de "Z extendida" o "S extendida" en la etapa anterior, se alarga y se produce la forma clásica romboidal. Algunas características estructurales que se observan en esta etapa incluyen la superposición de las fallas principales, lo cual origina escarpes prominentes a lo largo de los bordes de la cuenca, también se desarrollan depresiones circulares en los extremos distales de la cuenca. En el caso de desarrollo extremo de las cuencas transtensivas, éstas se alargan por expansión del suelo oceánico pero sin un aumento significativo en el ancho de la cuenca.

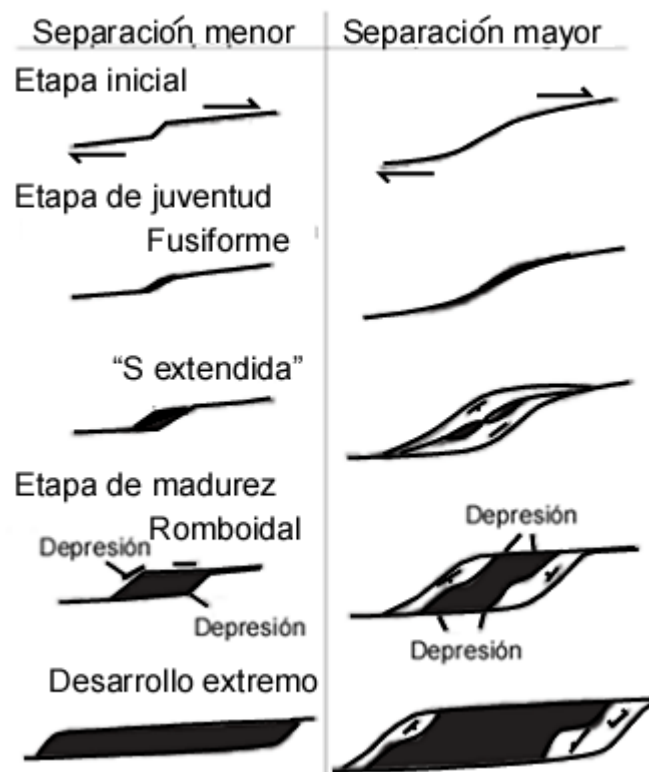


Figura 2.14 Modelo de evolución de una cuenca transtensiva propuesto por Mann *et al* (1983) (Tomado y modificado de Mann, 2007).

2.3 Geología regional

La cuenca Tuy-Cariaco se ubica en la región costa afuera de Cariaco, localizada en el norcentro de Venezuela, limita al norte con las islas La Orchila y La Blanquilla, y al sur con la línea de costa venezolana desde Cabo Codera hasta la Península de Araya (Ysaccis, 1997). La cuenca Tuy-Cariaco se considera como la cuenca más grande y profunda dentro de la zona de límite de placas Caribe y Suramérica, cubriendo un área de aproximadamente 4000 km² con profundidades superiores a 1400 m, y sus dimensiones son 150 km de largo y 40 km de ancho.

Ysaccis (1997) divide la cuenca Tuy-Cariaco en los siguientes elementos geológicos (Figura 2.15):

- La subcuenca norte de Tuy-Cariaco: limitada al norte por la falla lateral dextral de Margarita y en su extremo sur está limitada por la fosa de Cariaco. Esta subcuenca se desarrolló durante el Plioceno y Pleistoceno, tal como lo sugiere una espesa secuencia de sedimentos de aproximadamente 3500 m de espesor (Ysaccis, 1997).
- La subcuenca de Cubagua: se localiza el suroeste de la isla de Cubagua, está caracterizada por una secuencia sedimentaria Eocena de más de 2 km de espesor que sugiere un ambiente de aguas profundas y depósitos continentales oligocenos (Evans, 1983 en Padrón, 2002).
- La fosa de Cariaco: presenta una dirección este-oeste, y está ubicada al norte de la Ensenada de Barcelona y al sur del Alto de La Tortuga. La fosa de Cariaco se divide en dos subcuencas con profundidades aproximadas de 1350 m y 1440 m (Ysaccis, 1997). Esta fosa se considera una cuenca transtensiva de edad post-Miocena que se origina por el desplazamiento del sistema de fallas transcurrente dextral de San Sebastián-El Pilar (Schubert, 1982).
- La plataforma de la Ensenada de Barcelona: este elemento geológico se sitúa en la parte meridional de la cuenca Tuy-Cariaco y constituye la zona de transición entre la plataforma continental y el área costa afuera. Se clasifica como una cuenca transtensional de edad Neógeno, cuyo límite norte es el sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar, y el límite sur lo constituyen el sistema de fallas de la Costa-Santa Inés y la falla de Urica (Blanco y Giraldo, 1992 en Suárez, 2006).

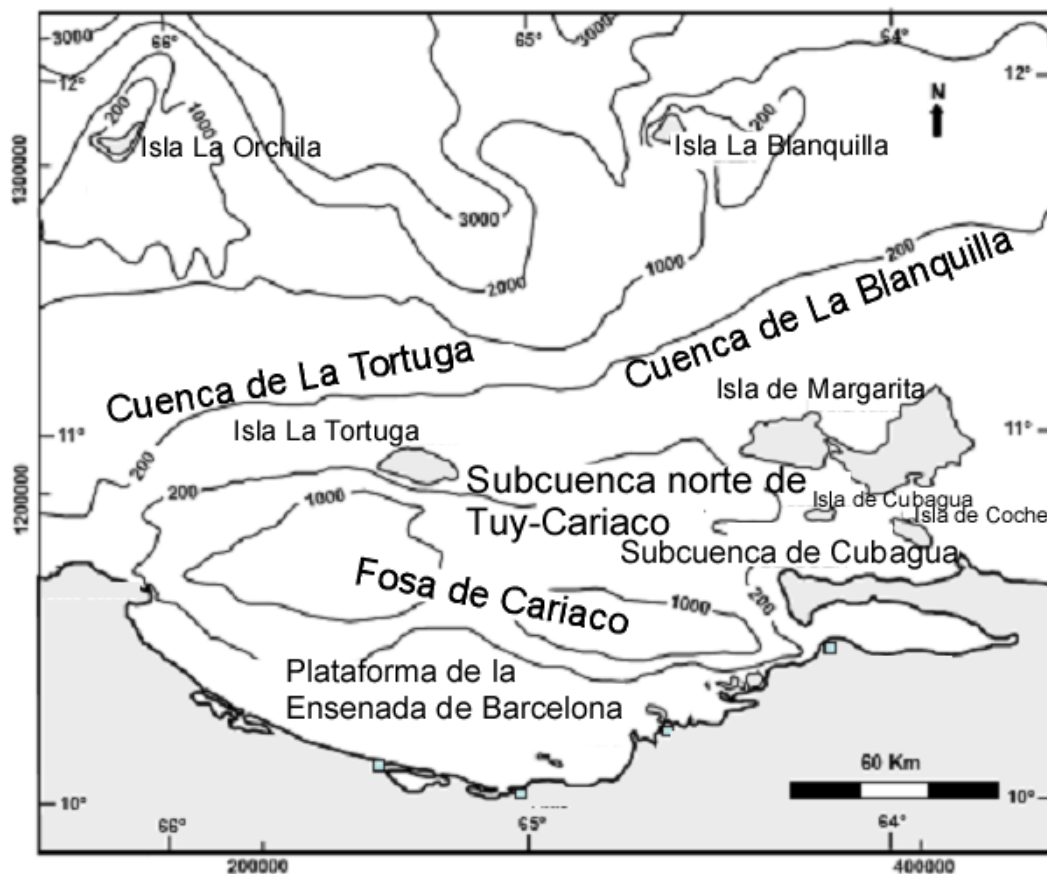


Figura 2.15 Mapa batimétrico con la ubicación de los elementos geológicos presentes en el área de Cariaco (Tomado y modificado de Ysaccis, 1997).

2.3.1 Estratigrafía regional

El basamento de la cuenca Tuy-Cariaco se compone principalmente de rocas volcánicas y sub-volcánicas de composición básica a intermedia que han sufrido metamorfismo de bajo grado, estas rocas se correlacionan con el Grupo Villa de Cura (Ysaccis, 1997). Según estudios de dataciones radiométricas empleando el método K/Ar en las rocas volcánicas del basamento de la cuenca, se establece una edad Cretácico Tardío para el evento metamórfico (Talukdar y Bolívar, 1982 y Evans, 1983, en Ysaccis, 1997). Rocas sedimentarias de edad Cenozoica con espesores y facies variables sobreyacen al basamento ígneo-metamórfico (Ysaccis, 1997). A continuación se describen las litologías presentes en la cuenca Tuy-Cariaco:

-Paleógeno: La sección perteneciente al Eoceno Medio se compone en su parte superior de limolitas de ambientes someros de plataforma, esta sección se correlaciona con las limolitas de la Formación Punta Mosquito en Margarita. La sección inferior del Eoceno está formada por intercalaciones de lutitas marinas de ambientes profundos con limolitas recrystalizadas (Ysaccis, 1997). Estas secciones se encuentran separadas por una discordancia originada por el cambio de un ambiente batial hacia un ambiente de arrecife, probablemente relacionada a levantamientos causados por eventos compresivos (PECA, 2000 en Suárez, 2006).

El Eoceno presente en la subcuenca de Cubagua está representado por rocas clásticas de grano grueso depositadas en un ambiente marino profundo (Goddard, 1986 en Ysaccis, 1997). Según los pozos analizados en el área de Cariaco, la columna sedimentaria del Eoceno presenta un espesor comprendido entre los 330 y 4.950 pies. Debido a la ausencia de fósiles para dataciones relativas, la edad de estas rocas clásticas se basa en la correlación litoestratigráfica con el Grupo Punta Carenero de la isla de Margarita (Eoceno Medio), reconociéndose tres formaciones, de base a tope: Las Bermúdez, El Datil y Punta Mosquito. En el área de la fosa de Cariaco, el Paleógeno corresponde a un ambiente sedimentario de condiciones continentales y marino someras (Ysaccis, 1997).

Suprayacente al Eoceno se registra una sucesión de gran espesor de arcillitas moteadas y areniscas, que sugieren ambientes continentales de edad posiblemente Oligoceno. No obstante, Blanco y Giraldo (1992) en su interpretación sísmica identifican, por debajo de la secuencia Mioceno Superior-Pleistoceno, una sola secuencia que se encuentra deformada y la califican como el relleno de una depresión tipo ruptura originada posiblemente en el Oligoceno, en la cual se acumularon más de 20.000 pies de sedimentos en la parte más profunda del graben en la subcuenca de Cubagua. En el área de Cariaco, la columna sedimentaria del Oligoceno

presenta un rango de espesor entre los 540 y 2.600 pies. Hacia el sur, en la Ensenada de Barcelona, el Paleógeno no está presente (Ysaccis, 1997).

-Mioceno: El Mioceno Temprano, al igual que el Oligoceno, presente en la subcuenca de Cubagua, está constituido por lutitas abigarradas y arenas depositadas en condicionales continentales (Evans, 1983 en Ysaccis, 1997). La secuencia sedimentaria comprendida entre el Oligoceno Tardío hasta el Mioceno Medio se correlaciona con la Formación La Güica, y presenta un espesor variable de entre 3.500 y 11.300 pies aproximadamente (Ysaccis, 1997).

El Mioceno Medio-Tardío en la subcuenca norte Tuy-Cariaco, se compone principalmente de areniscas y conglomerados que representan una secuencia fluviomarina que se encuentra directamente sobre la secuencia Eocena. La sección superior del Mioceno Tardío consiste de arcillitas y lutitas depositadas en ambientes neríticos de medio a externo (Evans, 1983 en Ysaccis, 1997). El Mioceno Tardío se perforó en la plataforma de la Ensenada de Barcelona, encontrándose en contacto directo con el basamento. Al sur de la plataforma de la Ensenada de Barcelona se consiguen intercalaciones de lutitas limosas y capas de areniscas, depositadas en un complejo ambiente deltáico, mientras que al norte de ésta el Mioceno Tardío está conformado por arcillitas y lutitas depositadas en un ambiente nerítico interno a medio (Ysaccis, 1997). En el área de Cariaco la secuencia sedimentaria del Mioceno Tardío se correlaciona con la sección inferior de la Formación Cubagua, y presenta un espesor variable entre 115 y 3.020 pies aproximadamente (Ysaccis, 1997).

-Plioceno: Las unidades del Plioceno en la subcuenca norte de Tuy-Cariaco, subcuenca de Cubagua y la plataforma de la Ensenada de Barcelona, son arcillas con delgadas intercalaciones de arenas finas y limolitas, las cuales hacen referencia a ambientes de depositación que varían

de nerítico interno a medio hacia batial en el tope (Ysaccis, 1997). Esta secuencia sedimentaria se correlaciona con la sección superior de la Formación Cubagua, y presenta un espesor variable entre los 165 hasta los 7.100 pies aproximadamente.

-Cuaternario: La secuencia sedimentaria del Cuaternario está representado en la plataforma de la Ensenada de Barcelona por secciones monótonas de arcillas con abundante fragmentos de conchas depositadas en un ambiente nerítico interno a medio, y hacia el norte de la Ensenada de Barcelona se encuentran delgadas intercalaciones de areniscas dentro de estas secuencias (Goddard, 1986 en Ysaccis, 1997). Esta secuencia Pleistocena-Reciente se correlaciona con la Formación Cumaná, y presenta en el área de Cariaco un espesor que varía entre 1.500 y 12.000 pies aproximadamente.

Las características estratigráficas de las formaciones presentes en la cuenca Tuy-Cariaco se resumen en la tabla 2.1:

Tabla 2.1 Resumen de las formaciones descritas para la cuenca Tuy-Cariaco

FORMACIÓN	EDAD	LITOLOGÍA	AMBIENTE
Cumaná	Pleistoceno Temprano a Pleistoceno Medio	Los sedimentos están constituidos en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios; calizas micríticas, calcarenitas fosilíferas; areniscas calcáreas; areniscas cuarzosas, griséceas, de grano fino a muy fino.	Aguas someras, tranquilas, tropicales, de plataforma ancha, con poca inclinación.
Cubagua	Mioceno Tardío a Plioceno Tardío	Caliza bioclástica interestratificada con lutitas gris oliva masivas y laminares con glauconita, arcillas y limolitas grises y como material accesorio hay cuarzo, lignito y pirita.	Ambiente de sedimentación es nerítico interno a medio de plataforma abierta y varía transicionalmente hasta batial.
La Güica	Oligoceno Tardío a Mioceno Medio	Lutitas abigarradas, secuencia limo-arcillosa, generalmente calcárea, poco consolidada.	Ambiente somero de plataforma.
Punta Mosquito Grupo Punta Carenero	Eoceno Medio	Limolitas y carbonatos (packstones & wackestones)	Ambientes somero de plataforma.
El Dátil Grupo Punta Carenero	Eoceno	Limolitas gris-verdoso, areniscas calcáreas gris y lutitas calcáreas, con algunas intercalaciones de calizas con orbitoides	Ambiente marino profundo de mar abierto.
Las Bermúdez Grupo Punta Carenero	Eoceno	Conglomerados de composición heterogénea con intercalaciones de lutitas y areniscas verde oliva y marrón, sobre una secuencia estratificada de areniscas calcáreas, glauconíticas y grauwáquicas. Presenta fragmentos de calizas arrecifales.	Se considera un <i>flysch</i> por el arreglo caótico de diferentes unidades litológicas.

2.3.2 Geología estructural regional

En el límite entre la placa Caribe y Suramericana se encuentran los sistemas de fallas rumbo deslizantes de Oca-Ancón-San Sebastián-El Pilar, en los cuales se forman cuencas profundas y elongadas como resultado de curvaturas o discontinuidades (Escalona *et al.*, 2009), entre esas cuencas se encuentran: la cuenca de La Tortuga, de La Blanquilla y las subcuencas del sureste de Margarita y de Caracolito, las cuales forman parte del sistema extensional norte del Paleógeno, y la subcuenca norte de Tuy-Cariaco, la fosa de Cariaco y la plataforma de la Ensenada de Barcelona que corresponden al sistema transtensional sur del Neógeno (Ysaccis, 1997).

Blanco y Giraldo (1992) proponen cuatro fases para la evolución tectónica de la geodinámica del norte de Venezuela (Figura 2.16):

- Fase distensiva (Cretácico Tardío-Paleoceno): En esta fase el norte de Venezuela corresponde al margen pasivo del continente suramericano. En este período predominaba el fallamiento normal.
- Fase compresiva (Paleoceno-Eoceno Medio): Ocurre el emplazamiento de las napas pertenecientes al alóctono Caribe, por lo cual el margen pasivo se transformó en margen activo.
- Fase distensiva (Eoceno Medio-Mioceno Medio): Comienza un predominio de fallamiento normal permitiendo el inicio de la sedimentación neoautóctona del norte de Venezuela.
- Fase compresiva (Mioceno Medio-Reciente): En esta fase inicia la tectónica compresiva que actualmente sigue activa y es responsable de la inversión de la cuenca de Falcón y del levantamiento de la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Durante esta fase también está presente el fallamiento transcurrente dextral de San Sebastián-El Pilar y el desarrollo de estructuras transtensivas de orientación noroeste-sureste en la plataforma de la

Ensenada de Barcelona, las cuales pudieron haber sido generadas a partir de zonas de debilidad preexistentes en el basamento, como lo sería el sistema de fallas de Urica.

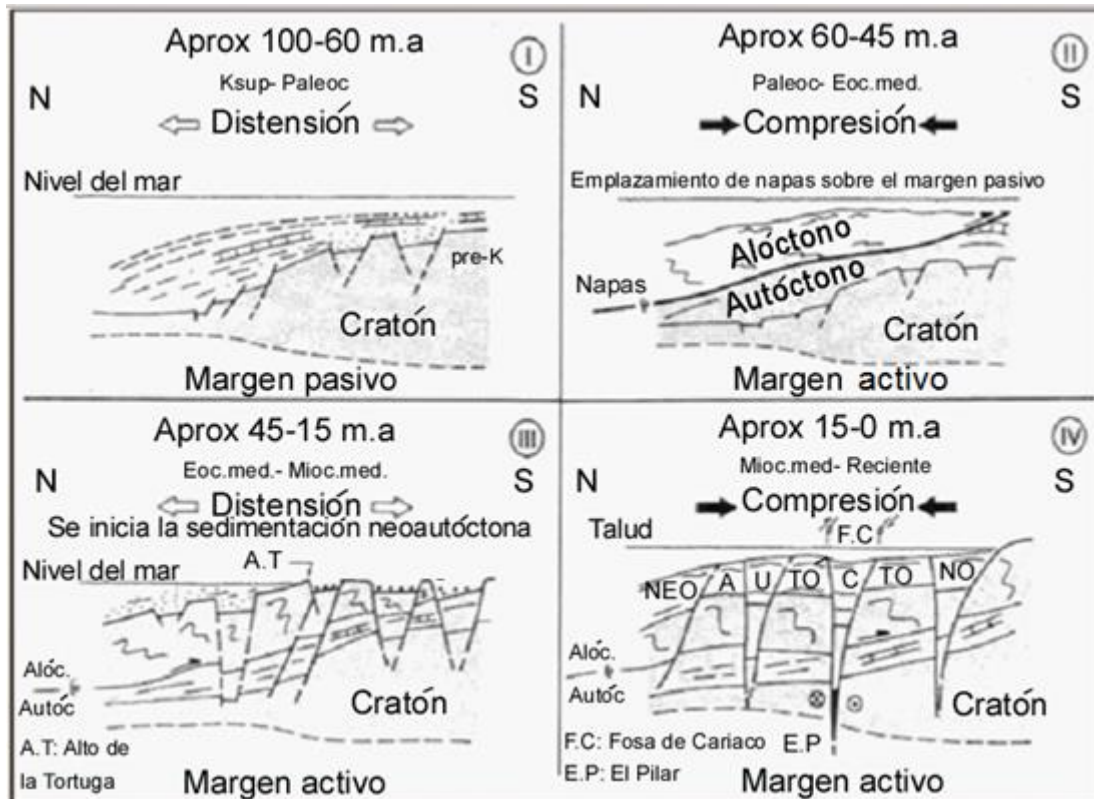


Figura 2.16 Esquema de la evolución geodinámica del norte de Venezuela (Tomado y modificado de Blanco y Giraldo, 1992, en Suárez, 2006).

Ysaccis (1997) describe la evolución tectónica de la región de Cariaco y terrenos en cuatro regímenes estructurales:

-Régimen de apertura continental (Mioceno-Eoceno Temprano) a excepción de la subcuenca de Caracolito y el Alto de Patao donde esta fase terminó durante el Oligoceno: Este régimen no afectó la zona de la plataforma de la Ensenada de Barcelona y en la zona norte actuó de manera desigual. En la cuenca de la Blanquilla se originó un sistema de semigraben inclinado hacia el noroeste.

-Régimen de inversión tectónica (Oligoceno- Mioceno Medio): Se produce la inversión de fallas normales con dirección noreste en la subcuenca Caracolito, así como la elevación del basamento del Alto de Patao. La inversión tectónica en el sureste de la subcuenca de Margarita, las cuencas de La Blanquilla y La Tortuga se produjo durante el Mioceno Medio y tal vez al principio del Mioceno Tardío.

-Episodio de relleno de cuencas (Mioceno Medio) limitado a la cuenca de Carúpano y a la subcuenca norte de Tuy-Cariaco: Corresponde a un período de calma tectónica permitiendo una sedimentación con espesores uniformes, tal como se puede reconocer en las unidades del Mioceno Medio de la subcuenca norte de Tuy-Cariaco.

-Fases contemporáneas transtensionales y transpresionales (Mioceno Medio- Presente): En este período se produce una fase transtensional que ocurre al sur de la cuenca Tuy-Cariaco (fosa de Cariaco y plataforma de la Ensenada de Barcelona), en la cual ocurre por fallamiento rumbo-deslizante dextral con orientación este-oeste y fallamiento normal de orientación oeste-noroeste; y otra fase de arco transpresional (?) en la parte central y norte de la costa noreste de Venezuela. La presencia de la subcuenca norte de Tuy-Cariaco de edad Plioceno-Pleistoceno y de la fosa de Cariaco de edad Mioceno Medio- Presente, sugiere que el área de Cariaco es una región marcada por un fuerte régimen transtensional del Neógeno Tardío.

2.3.3 Modelos propuestos para la formación de la cuenca Tuy-Cariaco

-Modelo propuesto por Schubert (1982) y Mann *et al.* (1983) en Escalona *et al.* (2009) (Figura 2.17): plantea la formación de una cuenca transtensiva relacionada a sistemas de extensión y rumbo-deslizantes ya sea por fallas continuas y curvadas (Figura 2.18). Las cuencas transtensivas en sus fases iniciales generalmente se forman por curvas de liberación y evolucionan con el incremento del desplazamiento dentro de la cuenca en forma romboidal. Según este modelo las fallas secundarias rumbo deslizantes y normales separan los depocentros individuales en la cuenca.

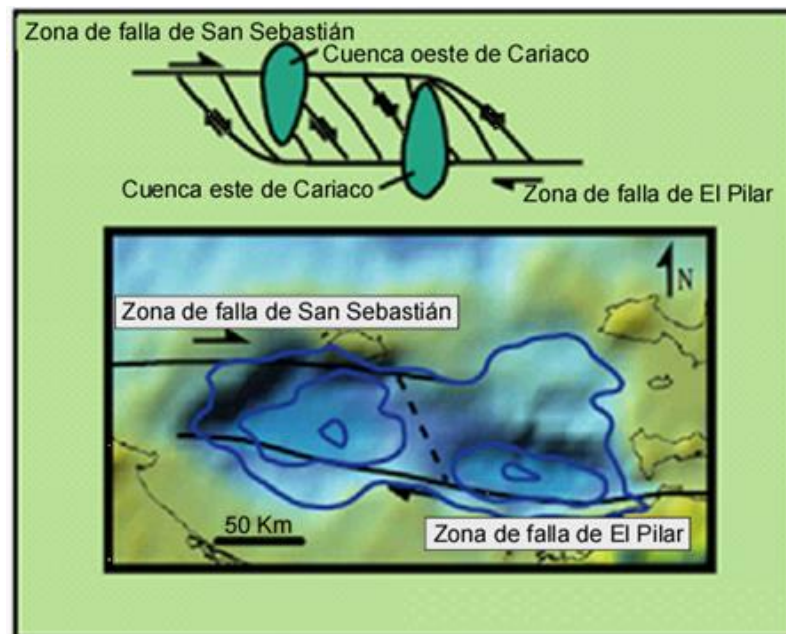


Figura 2.17 Modelo propuesto por Schubert (1982) y Mann *et al.* (1983) para la formación de la cuenca Tuy-Cariaco. Arriba: se indican con verde los cuerpos elípticos que corresponden a las zonas de fallamiento normal donde se forman los depocentros. Abajo: Mapa batimétrico de la cuenca de Cariaco. (Tomado y modificado de Schubert (1982) en Escalona *et al.*, 2009).

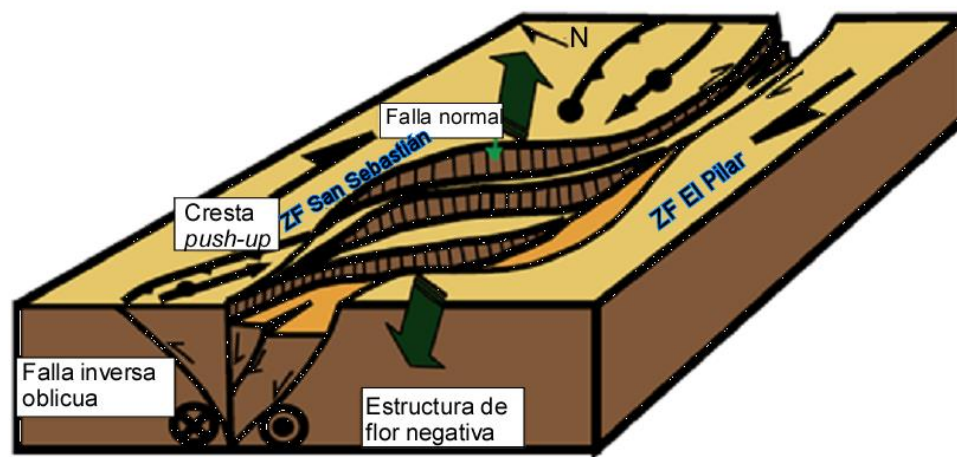


Figura 2.18 Bloque esquemático en tres dimensiones del modelo propuesto por Schubert (1982) and Mann *et al.* (1983). ZF: zona de falla (Tomado y modificado de Escalona *et al.*, 2009).

-Modelo propuesto por Ben-Avraham y Zoback (1992) en Escalona *et al.* (2009) (Figura 2.19): atribuyen la apertura de la cuenca a una extensión por fallas rectas de gran ángulo, la cuenca resultante se forma entre una falla rumbo-deslizantes y una falla normal paralela, el lado más inclinado de la cuenca se encuentra adyacente a la falla rumbo-deslizante (Figura 2.20).

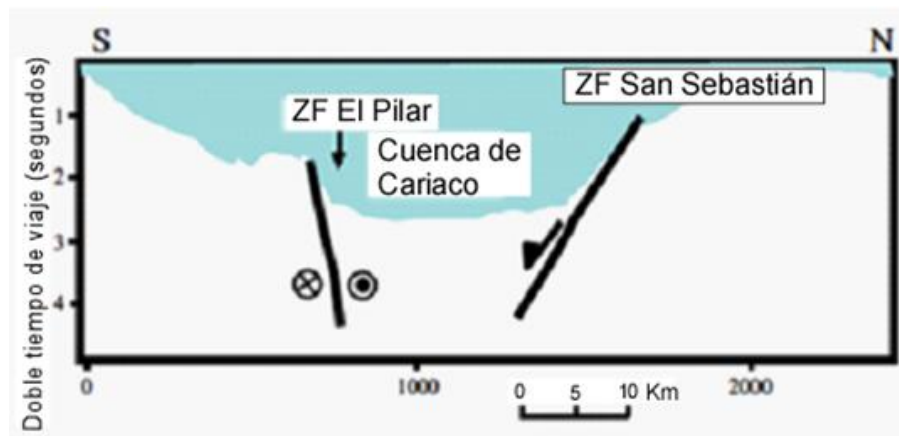


Figura 2.19 Modelo propuesto por Ben-Avraham y Zoback (1992). ZF: zona de falla. (Tomado y modificado de Ben-Avraham y Zoback 1992, en Escalona *et al.* 2009).

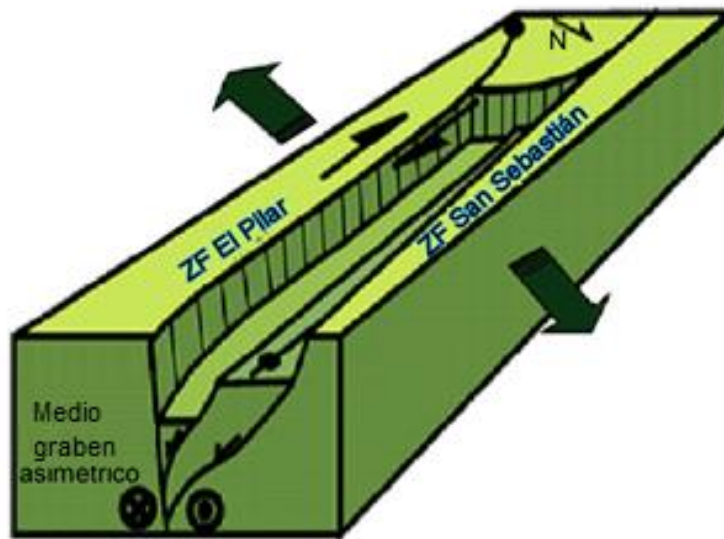


Figura 2.20 Bloque esquemático en tres dimensiones del modelo propuesto por Ben-Avraham y Zoback (1992). ZF: zona de falla. (Tomado y modificado de Escalona *et al.*, 2009).

-Modelo propuesto por Escalona *et al.* (2009): consta de tres etapas y plantea que la cuenca Cariaco oeste se encuentra en extinción, transfiriendo la deformación a la cuenca Cariaco este:

1.- Mioceno Medio-Plioceno: se origina la cuenca oeste de Cariaco como una cuenca transtensiva con forma romboidal que posee un escalonamiento de 30 km entre la ramificación norte de la zona de falla de San Sebastián y la zona de falla de El Pilar (Figura 2.21).

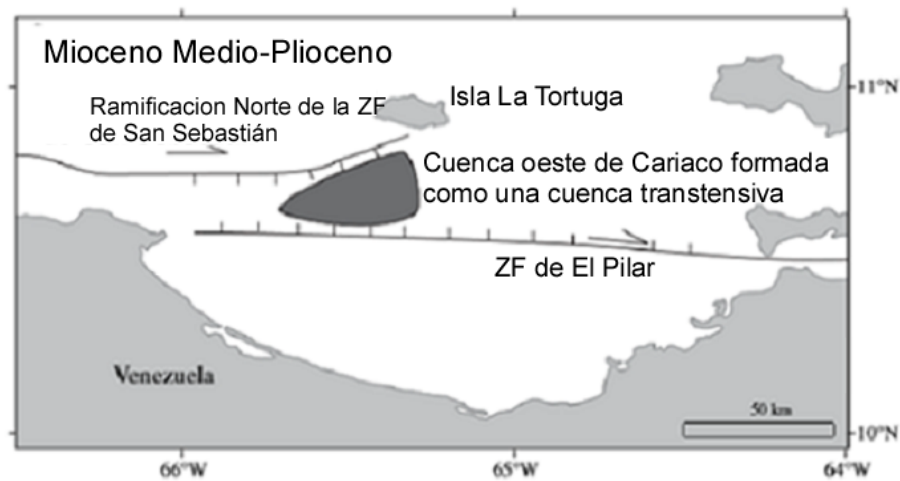


Figura 2.21 Formación de la cuenca oeste de Cariaco en el Mioceno Medio al Plioceno. ZF: zona de falla. (Tomado y modificado de Escalona *et al.*, 2009).

2.- Plioceno Temprano: una nueva falla rumbo-deslizante diagonal (ramificación sur de la falla de San Sebastián), secciona la cuenca oeste de Cariaco y causa extensión (Figura 2.22).

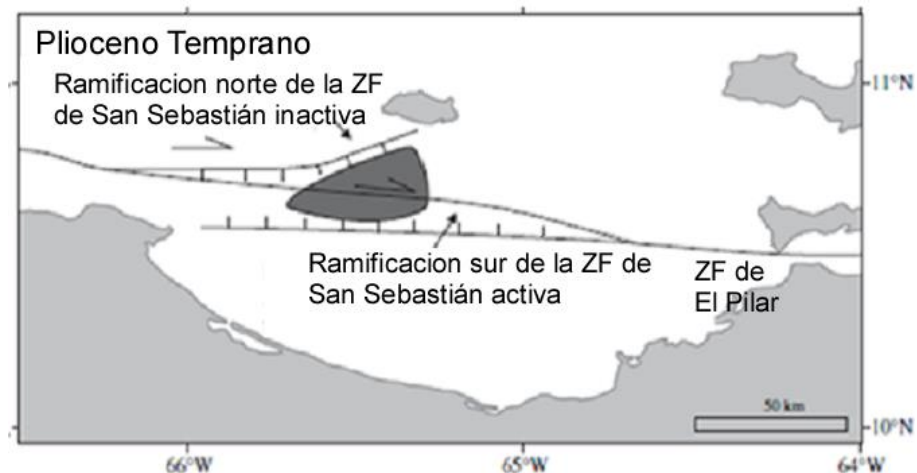


Figura 2.22 Seccionamiento transversal de la cuenca oeste de Cariaco durante el Plioceno Temprano. (Tomado y modificado de Escalona *et al.*, 2009).

3.- Plioceno Temprano-Reciente: se origina una cuenca transtensiva que corresponde a la cuenca este de Cariaco, que posee una forma de “Z

extendida” debido a la conexión curvada entre la ramificación sur de la zona de falla de San Sebastián y la zona de falla de El Pilar, esta observación es consistente con la fase más reciente de subsidencia del Plioceno al Reciente en la parte oriental de la cuenca de Cariaco. Debido a desprendimientos en los márgenes de la cuenca la cuenca pudo haber expandido su tamaño (Figura 2.23).

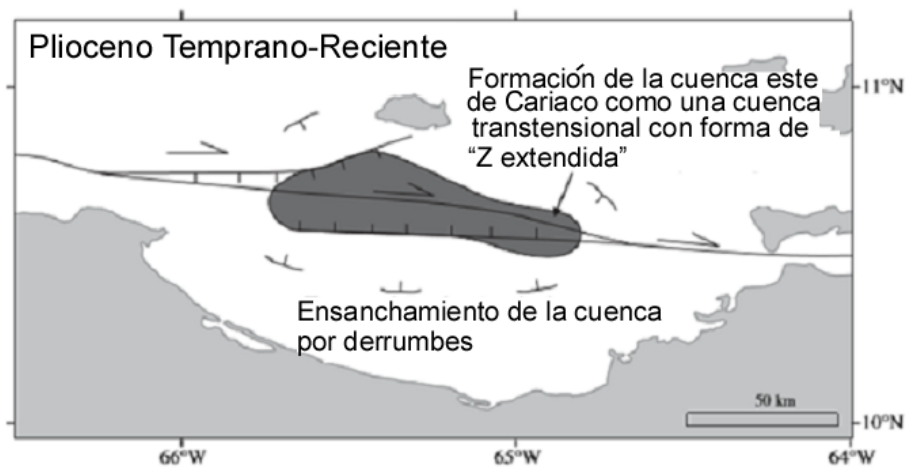


Figura 2.23 Formación de una cuenca transtensiva en el área oriental de Cariaco durante el Plioceno Temprano-Reciente. (Tomado y modificado de Escalona *et al.*, 2009).

CAPÍTULO III

3. MÉTODOS Y MATERIAL

El montaje experimental del presente trabajo se llevó a cabo en el Laboratorio de Modelos Análogos y Análisis de Muestras del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.

El trabajo se realizó en cuatro etapas que se describen a continuación (Figura 3.1):

La primera etapa consistió en la búsqueda y revisión de información relacionada al tema de estudio. En la segunda etapa se procedió a la selección y preparación de los materiales empleados en el montaje experimental de la investigación. Para la tercera etapa se llevó a cabo la construcción y posterior deformación de cada modelo en la mesa de modelado, y una vez finalizada se procedió a preservarlos con el material gelificante para poder llevar a cabo la elaboración de cortes verticales. La cuarta etapa abarcó la interpretación de las estructuras en superficie y en profundidad observadas en las imágenes en planta y secciones verticales respectivamente, para el ulterior análisis y discusión de los materiales y métodos empleados, así como de los resultados obtenidos, finalmente se comparó con las estructuras presentes en la cuenca Tuy-Cariaco.

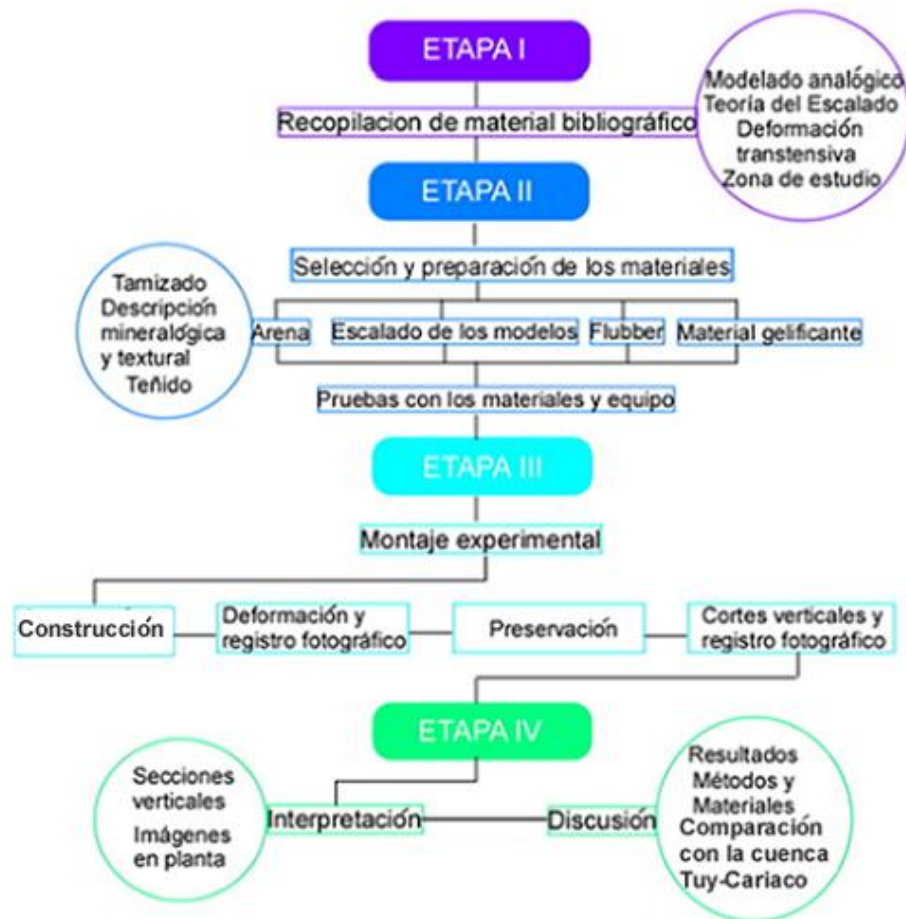


Figura 3.1 Diagrama de flujo de la metodología empleada

3.1 ETAPA I: Recopilación bibliográfica

Esta etapa inicial consistió en la recopilación del material bibliográfico referente a un marco conceptual de la investigación, para así obtener información concerniente a: las nociones básicas sobre el modelado analógico, fundamentos teóricos sobre la teoría del escalado, conceptos sobre la deformación transtensiva y configuración geológica de la zona de estudio.

Para dicha información se utilizaron las siguientes fuentes:

- Trabajos realizados previamente sobre modelado analógico.
- Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela y de la Universidad Simón Bolívar.
- Fuentes electrónicas (internet), libros de geología, mapas y revistas científicas.

3.2 ETAPA II: Selección y preparación de los materiales

Para simular la corteza superior, la cual presenta una cohesión aproximada de 5×10^7 Pa y un ángulo de fricción interna de 30° (Byerlee, 1978), se empleó arena seca de cuarzo con un rango de mallado 40/100 y 20/40, la cual según datos experimentales tienen ángulo de fricción interna aproximado de 32.7° (Yagupsky, 2009), cohesión cercana a 1,05 kPa (Wu, 2005), y se deforma siguiendo el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb.

El peso específico real de la arena utilizada es de $2,53 \text{ gr/cm}^3$ y los valores de densidades que han sido empleados para estudiar los sedimentos y corteza superior de la cuenca de Tuy-Cariaco corresponden a (Villarroel y Orihuela, en Schmitz *et al.*, 2014): sedimentos cuaternarios y terciarios $2,39 \text{ g/cm}^3$, corteza superior $2,71 \text{ g/cm}^3$; por lo tanto la arena se encuentra enmarcada en los valores de densidad de la corteza del ejemplo natural empleado para su comparación.

Tamizado de la muestra correspondiente a la arena de tamiz 40/100:

Para el tamizado en el laboratorio se emplearon los tamices corresponden a: 40 ($425 \mu\text{m}$), 45 ($355 \mu\text{m}$), 50 ($300 \mu\text{m}$), 60 ($250 \mu\text{m}$), 70 ($212 \mu\text{m}$), 80 ($180 \mu\text{m}$), 100 ($150 \mu\text{m}$) y la bandeja ($<150 \mu\text{m}$).

Descripción mineralógica y textural de la arena utilizada:

Se realizó una homogenización mecánica de la arena 40/100 para obtener una muestra significativa, la cual se estudió bajo una lupa petrográfica para obtener

información sobre las siguientes características: composición mineralógica, esfericidad, redondez, forma de los granos y textura superficial.

Teñido de la arena: Los tintes empleados para esta fase fueron azul de metileno, verde de malaquita y tinta china de color negro, ellos no afectan las propiedades físicas de la arena, permitiendo que ésta mantenga su homogeneidad (Yamada *et al.*, 2006 y Richards, 2000). En este proceso es importante evitar que se formen grumos o queden porciones sin teñir, así como hacer uso del tapabocas y lentes de seguridad para evitar afecciones en los ojos y pulmones. Una vez teñida la arena, se colocó cada bandeja en el horno del laboratorio para asegurar el correcto secado de la arena y evitar alterar sus propiedades físicas.

Escalado de los modelos: La escala empleada para los modelos es $1:2 \times 10^5$, es decir, 1 cm del modelo representa 2 Km en la realidad. El escalado de modelo pretende reproducir la batimetría de la cuenca Tuy-Cariaco, asumiendo que ella está controlada estructuralmente por el sistema transtensivo San Sebastián-El Pilar. Se propone este procedimiento porque para la cuenca Tuy-Cariaco existen varios modelos estructurales (Escalona *et al.*, 2009) y el objetivo es encontrar semejanza entre el modelo análogo y uno de estos modelos teóricos.

La mesa del laboratorio empleada para deformaciones transtensivas posee las siguientes dimensiones: 160 x 60 cm; en ella se ajustan un par de placas de aluminio, las cuales están cortadas de forma que representan la geometría de una curva de liberación de 30° de inclinación y un escalonamiento de 10 cm de ancho. Para el primer modelo se empleó un par de placas de aluminio que están cortadas de forma que el movimiento tenga un ángulo de 5° de oblicuidad en la zona de desplazamiento principal (Figura 3.2). Para el segundo modelos se utilizaron el par de placas de aluminio que poseen un corte de forma tal que el movimiento sea paralelo en la zona de

desplazamiento principal (Figura 3.3). Por debajo de las placas de aluminio se encuentra una lámina de caucho, cuya función es transmitir los esfuerzos de tensión a la porción de arena ubicada en la separación que se forma entre las placas mientras éstas se desplazan.

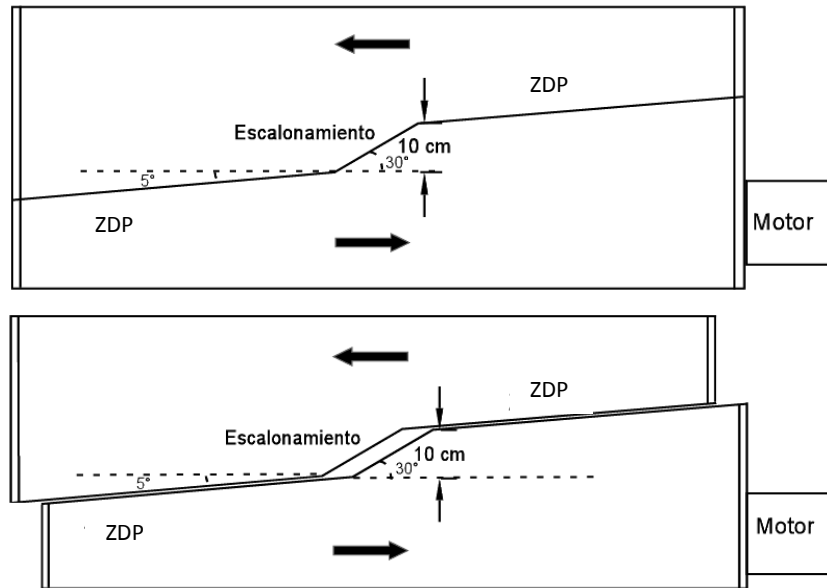


Figura 3.2 Configuración de la mesa para el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil antes de la deformación (arriba) y después de la deformación (abajo). ZDP: zona de desplazamiento principal la cual presenta 5° de inclinación con respecto a la línea horizontal, las flechas indican la dirección de desplazamiento de las placas.

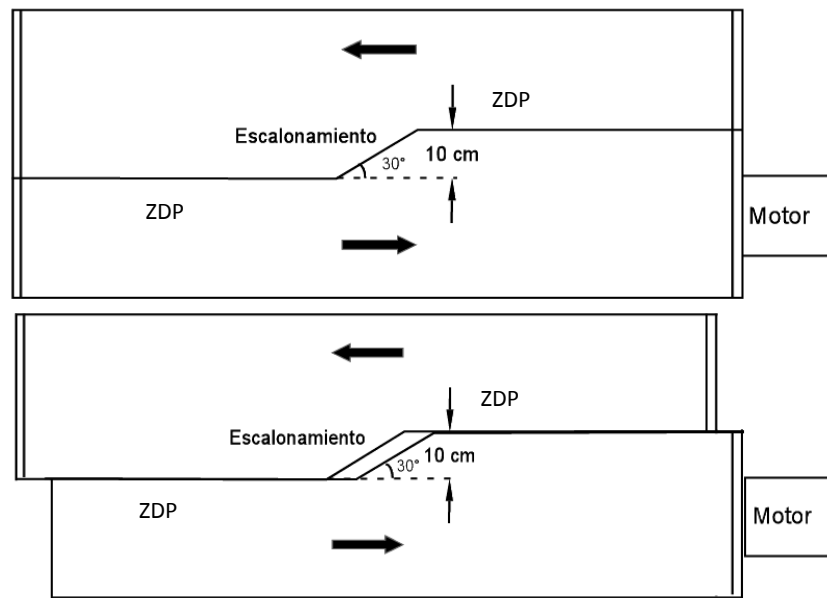


Figura 3.3 Configuración de la mesa para el modelo M2 transtensión paralela antes de la deformación (arriba) y después de la deformación (abajo). ZDP: zona de desplazamiento principal la cual es horizontal, las flechas indican la dirección de desplazamiento de las placas.

Preparación del *flubber*: En el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil se colocó sobre el escalonamiento un material viscoso denominado *flubber* que se emplea como material análogo de una capa dúctil actuando como un despegue horizontal en profundidad (Comunicación Personal de Cristallini E. para con Uzcátegui R., 2014). El *flubber* representa la transición frágil-dúctil en el desarrollo de una cuenca transtensiva, donde una secuencia pre-cinemática de rocas sedimentarias frágiles se encuentran sobre un despegue viscoso (Wu, 2005). La preparación de *flubber* consistió en los siguientes pasos:

- Ingredientes: 100 ml de pega blanca, 250 ml de agua tibia y 30 g de bórax.
- Preparación: Se realizó una mezcla homogénea con 100 ml de pega blanca y 150 ml de agua tibia. En un recipiente aparte se elaboró una

segunda mezcla con 30 g de bórax y los 100 ml restantes de agua tibia, es importante disolver bien el bórax para evitar grumos. Ambas mezclas se unieron, y una vez que cambió la textura de la mezcla se procedió a colocarla en una bolsa ziploc para que no perdiera su humedad.

Preparación del material gelificante: El material gelificante empleado para la preservación de los dos modelos es BACTO-AGAR de los Laboratorios DIFCO (Comunicación Personal de Cristallini E. para con Uzcátegui R., 2014).

Los utensilios requeridos para esa fase son: Una olla con una capacidad mayor a 6 litros, un peso, un termómetro, una paleta de madera, cucharillas y un envase limpio para pesar el agar. El procedimiento para su elaboración es el siguiente:

- Asegurarse que todos los utensilios estén debidamente aseados y sin restos de grasa, ya que la grasa inhibe la adherencia del BACTO-AGAR.
- Colocar la cantidad de agua previamente establecida en la olla.
- Calentar el agua a 80° C, verificando la temperatura con el termómetro.
- Pesar la cantidad de BACTO-AGAR previamente establecida.
- Agregar el BACTO-AGAR al agua y agitar constantemente.
- La mezcla está lista cuando su color pasa de ser turbio a ser cristalino.

La concentración de la preparación fue de 1,5% (1,5 gramos de BACTO-AGAR por cada 100 ml de agua), por lo tanto para la primera fase de preservación se requirieron de 6 litros de agua y 90 gramos de BACTO-AGAR, y para la segunda fase se utilizaron 2 litros de agua y 30 gramos de BACTO-AGAR. Es importante realizar pruebas previas con el BACTO-AGAR

ya que dependiendo de la marca y antigüedad del material, las concentraciones pueden variar.

Ejecución de pruebas con los materiales y el equipo de trabajo:

Además de las pruebas realizadas para establecer la concentración requerida en la elaboración de BACTO-AGAR, también se realizaron pruebas previas con el *flubber* y el motor paso a paso controlado por el software IDE de Arduino Uno, con el fin de verificar el correcto ejercicio de estos.

Se realizaron cinco pruebas con el *flubber*:

-Prueba *FLUBBER.1*: En una bolsa ziploc se colocaron 171 gramos de *flubber* y 91 gramos de arena gruesa tamaño 20/40. Como resultado el *flubber* perdió agua y arruinó totalmente sus propiedades.

-Prueba *FLUBBER.2*: Una bolsa ziploc con una porción de *flubber* se colocó en el congelador por un día. El *flubber* solidificó totalmente mientras estuvo congelado, pero al descongelarse perdió agua y arruinó totalmente sus propiedades.

-Prueba *FLUBBER.3*: En un envase plástico se colocó una cantidad de *flubber* y se agregó directamente agua caliente. El *flubber* rápidamente comenzó a disolverse.

-Prueba *FLUBBER.4*: En un envase de plástico se colocó una cantidad de *flubber* y encima de éste arena gruesa tamaño 20/40. Se agregó agua caliente sobre la arena, el agua percoló y como resultado el *flubber* perdió densidad y comenzó a ascender atravesando la arena como intrusiones.

-Prueba *FLUBBER.5*: Se elaboró un marco circular de cartón, se colocó sobre las placas de aluminio de la mesa y se bordeó con arena 20/40, dentro del marco se agregó *flubber* (Figura 3.4) y con mucha prolijidad se

retiró el marco de cartón. La arena contuvo el *flubber*, lo cual era el resultado esperado. Se separaron las placas de aluminio para observar si el *flubber* caía, y se obtuvo el resultado esperado. En una segunda etapa de esta prueba, se agregó una capa uniforme de arena sobre el *flubber*, el cual no traspasó la capa superior de arena, pero al agregar de manera desigual más arena, el *flubber* tendía a escapar por las zonas de menor carga.

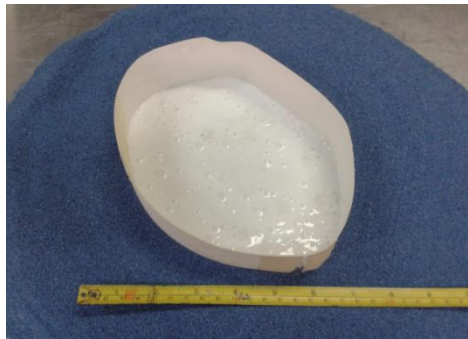


Figura 3.4 Prueba *FLUBBER* 5

Se realizó una prueba con el motor paso a paso tipo NEMA 34 controlado por la tarjeta de Arduino Uno, la cual se programa desde una computadora vía puerto USB (Figura 3.5), el torque del motor es de 48 Kg.cm y el ángulo de pasos es 1.8°.

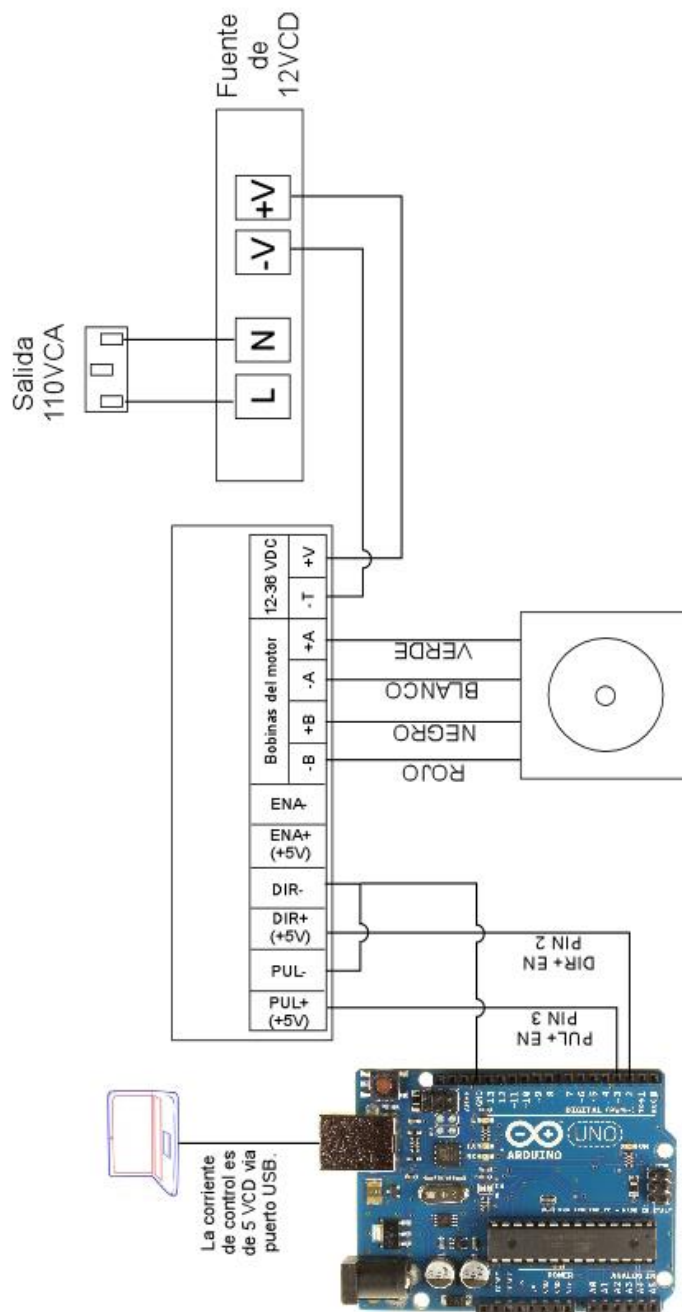


Figura 3.5 Diagrama de conexiones entre la fuente de poder, el moto paso a paso, la tarjeta de Arduino Uno y la computadora.

3.3 ETAPA III: Montaje experimental

Construcción de cada modelo en la mesa de modelado: La construcción de los modelos consistió en realizar capas de arena, intercalando distintos tonos para poder observar las estructuras que se generan. Para realizar una capa primero se graduó el rizador a la medida que se desea el espesor de esa capa, sobre la mesa se agregó la arena con una espátula cubriendo por parte cada zona de la mesa, iniciando desde uno de los bordes de la mesa se comenzó el extendido de la arena con el rizador, luego se giró el rizador para extender en sentido contrario y así asegurar un correcto esparcido. Las capas de arena no deben ser por ningún motivo compactadas con algún instrumento, el rizador extiende la arena más no la compacta. Para eliminar alguna irregularidad en la capa de arena, basta con soplar delicadamente sobre ella con la cabeza inclinada hasta eliminar el imperfecto.

A continuación se describe el arreglo utilizado para la construcción de cada modelo:

- Construcción del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil:

-En este modelo se emplearon las láminas de aluminio que están cortadas de forma tal que el movimiento sea oblicuo (Figura 3.2).

-La primera capa del modelo era de 2 cm de espesor y contenía el *flubber*, el cual se colocó sobre las láminas de aluminio de la siguiente forma: se colocó una porción de *flubber* dentro de un marco rectangular de cartón en el escalonamiento y a cada lado de éste se dispuso una porción tubular de *flubber*, todo rodeado de arena 20/40 (Figura 3.6 y 3.7).

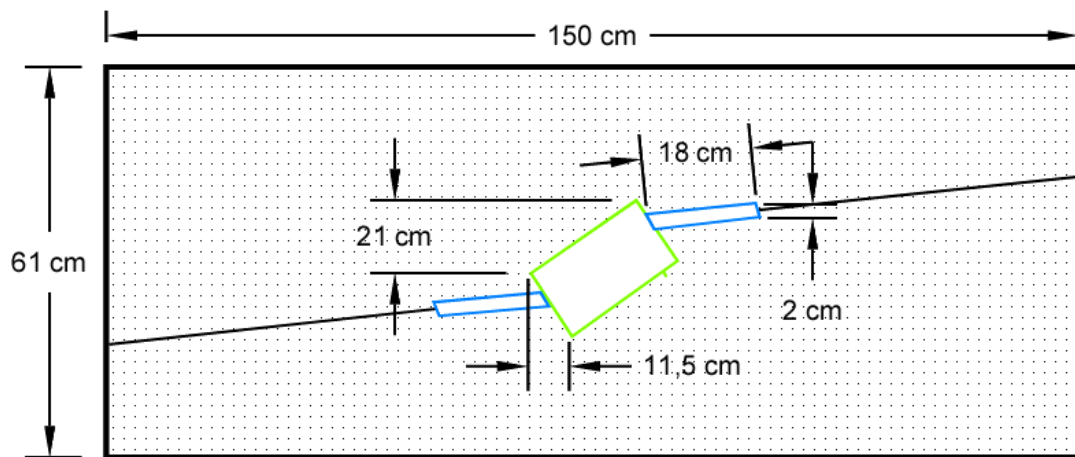


Figura 3.6 Vista en planta del arreglo de la primera capa del modelo M1, compuesta por *flubber* y arena 20/40. Los recuadros azules corresponde a las porciones tubulares de *flubber*, el recuadro verde corresponde a *flubber* enmarcado en un marco de cartón y la zona punteada indica arena 20/40. Escala del gráfico 1:12.



Figura 3.7 Fotografía del arreglo de la primera capa del modelo M1, compuesta por *flubber* y arena 20/40.

-El marco de cartón se retiró cuidadosamente con una espátula.

-Se dejó reposar el *flubber* por un día para que desaparecieran las burbujas. La zona donde se encontraba el *flubber* se cubrió con papel de aluminio a modo de protección.

-Por encima de la primera capa se colocó una capa de 2 cm de arena 40/100 sin teñir que se enmarcó en arena 20/40 (Figura 3.8).

-Sobre la segunda capa se colocaron siete capas de 0,5 cm de espesor con el mismo arreglo de la segunda cada (Figura 3.8 y 3.9), el modelo constó de nueve capas en total (Figura 3.10).

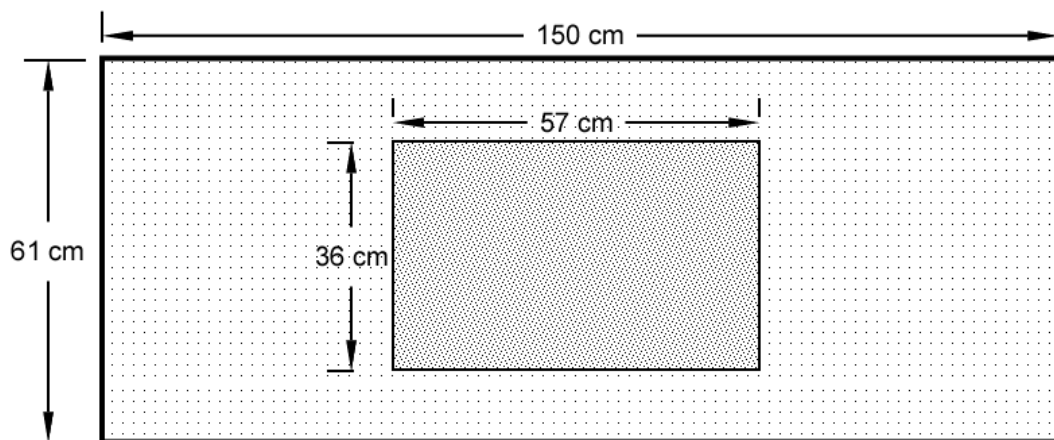


Figura 3.8 Representación en planta del arreglo de la segunda a la novena capa del modelo M1. El recuadro interno corresponde a una capa de 2 cm de arena 40/100 sin teñir, mientras que el recuadro externo es arena 20/40.

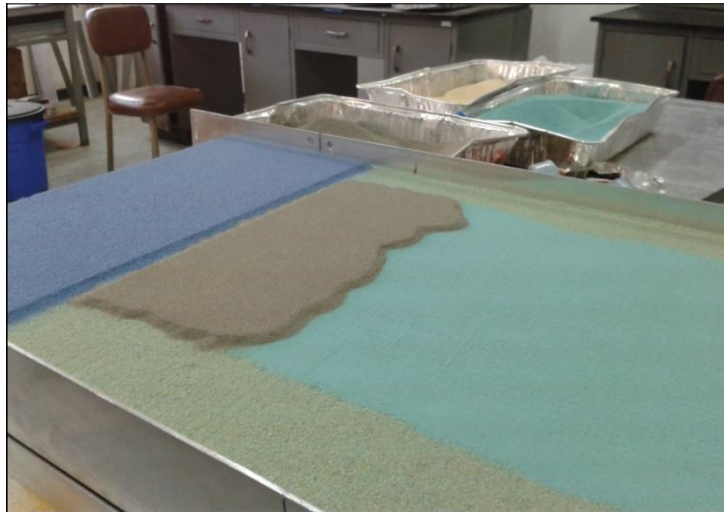


Figura 3.9 Fotografía del arreglo de las capas del modelo M1. La arena negra y verde claro corresponde a arena 40/100, mientras que la arena azul y verde oscuro es arena 20/40.

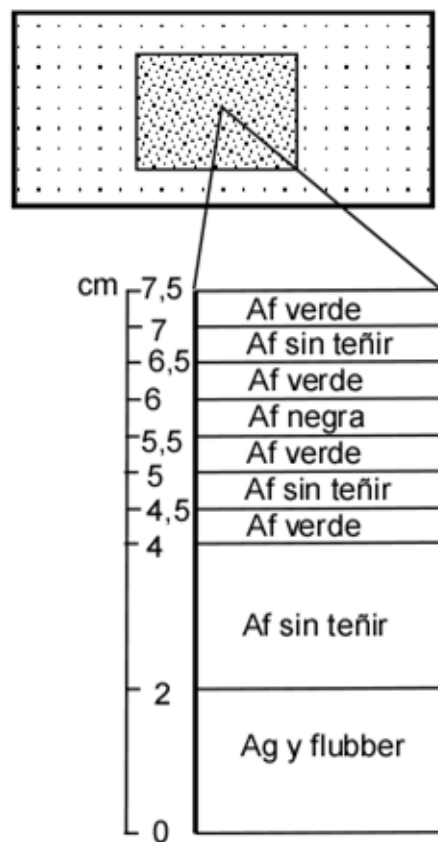


Figura 3.10 Esquema vertical de la disposición de las capas de arena del modelo M1. La nomenclatura de la imagen es la siguiente: Ag= Arena 20/40, Af= Arena 40/100.

- Construcción del modelo M2 transtensión paralela:

- Para este modelo se emplearon las láminas de aluminio que están cortadas de forma tal que el movimiento sea paralelo (Figura 3.3).

- Las dos primeras capas del modelo fueron de 1 cm de espesor y se realizaron completamente con arena 20/40 (arena gruesa) (Figura 3.11), para la primera capa se empleó arena sin teñir y para la segunda arena de color azul.

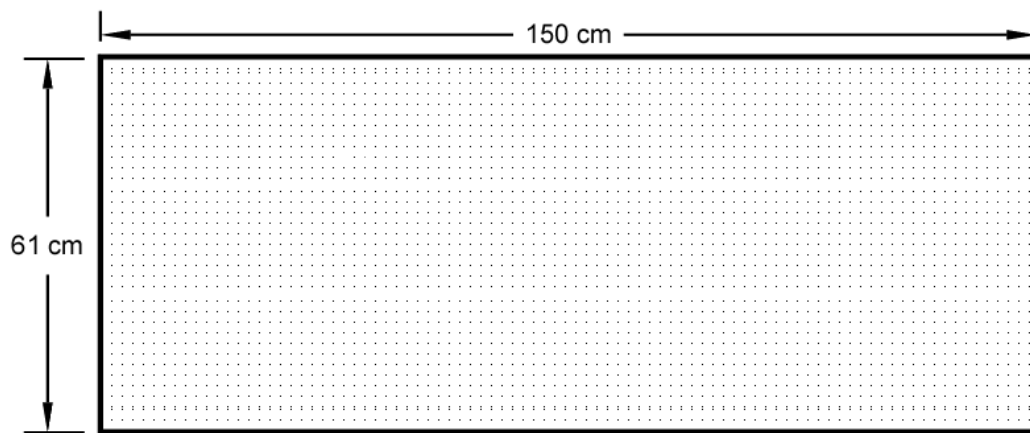


Figura 3.11 Representación en planta del arreglo de las dos primeras capas del modelo M2.

- La tercera y cuarta capa de 1 cm de espesor cada una se realizaron enmarcando arena 40/100 (sin teñir para la tercera capa y de color azul para la cuarta capa) en arena 20/40. (Figura 3.12).

- Por encima de la cuarta capa de arena se colocaron siete capas de 0,5 cm de espesor, las cuales se dispusieron igual que la tercera y cuarta capa (Figura 3.12), el modelo estaba constituido por once capas en total (Figura 3.13).

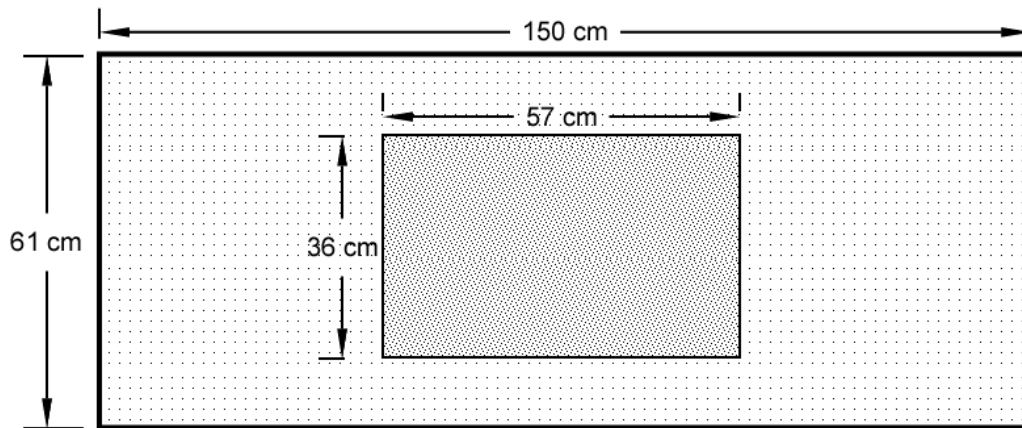


Figura 3.12 Representación en planta del arreglo de la arena desde la tercera hasta la onceava capa del modelo M2. El recuadro interno corresponde a arena 40/100, mientras que el recuadro externo es arena 20/40.

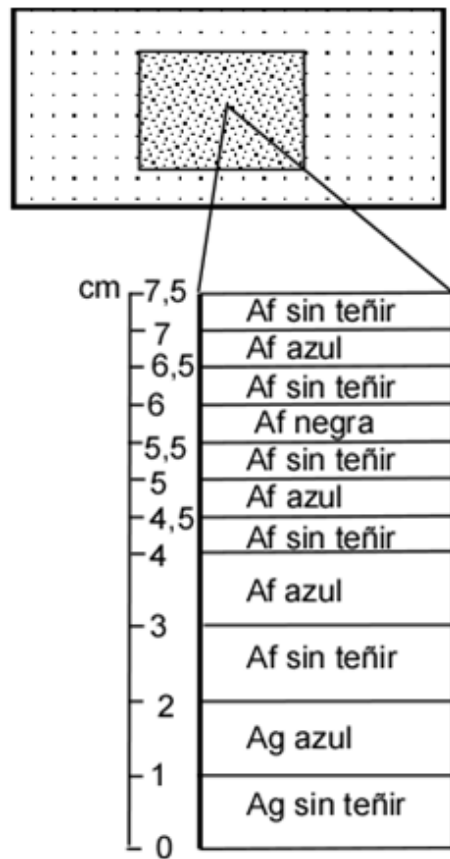


Figura 3.13 Esquema vertical de la disposición de las capas de arena del modelo M2. La nomenclatura de la imagen es la siguiente: Ag= Arena 20/40, Af= Arena 40/100.

Ejecución de la deformación y registro fotográfico:

- Deformación del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil:

Antes de comenzar la deformación del modelo M1 se esperó un día, luego de ese lapso se observó que ocurrió una leve subsidencia en la zona central del modelo donde se encontraba el *flubber*.

El desplazamiento total de las láminas de aluminio para este modelo fue de 6 cm y el tiempo total de la deformación fue de 1 hora con 15 minutos a una velocidad de 0,013 mm/s. A los 4, 5 y 6 cm de desplazamiento se agregó arena en la superficie del modelo para representar sedimentación sincinemática (Tabla 3.1). Durante la deformación se realizó el registro fotográfico del modelo para obtener imágenes en planta de las estructuras que se originaron.

Tabla 3.1 Registro de arena sincinemático del modelo 1

Centímetros de deformación	Tipo de arena	Color de la arena
4 cm	Arena 20/40	Rojo
5 cm	Arena 20/40	Sin teñir
6 cm	Arena 20/40	Azul

- Deformación del modelo M2 transtensión paralela:

Al igual que en el modelo M1, antes de la deformación se esperó un día, pero en este modelo las capas de arena no variaron su disposición durante ese lapso de espera. El desplazamiento total de las placas de aluminio fue de 6 cm y el tiempo total de la deformación fue de 1 hora y 30 minutos a una velocidad de 0,01 mm/s. Se detuvo el motor para realizar el registro fotográfico de la superficie a los 2, 3, 4, 5 y 6 cm de desplazamiento

y para agregar la arena que simula la sedimentación sincinemática (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Registro de arena sincinemático del modelo 2

Centímetros de deformación	Tipo de arena	Color de la arena
2 cm	Arena 20/40	Rojo
3 cm*	Arena 40/100	Azul
4 cm	Arena 40/100	Verde
5 cm	Arena 40/100	Azul

*A los 3 cm se colocó arena 40/100 de color negro sobre las zonas elevadas del modelo.

Preservación de cada modelo con material gelificante: Este procedimiento se efectuó igual para ambos modelos. Para conservarlos luego de la deformación se procedió a encajar un marco de metal de dimensiones 56 cm x 37 cm x 9 cm en la parte central del modelo, sobre el cual se agregó arena 20/40 a modo de protección, toda la arena alrededor del marco fue retirada para despejar la mesa y se almacenó para emplearla como material de reciclaje. Los bordes externos e inferiores del marco fueron sellados firmemente a la mesa con cinta adhesiva, a fin de evitar que al momento de agregar la gelatina se escapara. Sobre el modelo se colocó una malla de plástico (Figura 3.14) y sobre ella un lienzo para impedir que al agregar el material gelificante se erosionara la superficie del modelo.

Se agregó el material gelificante en dos fases: En la primera fase se prepararon 6 litros de BACTO-AGAR a una concentración de 1,5%. Sobre el modelo ya protegido se agregó el material gelificante a una temperatura de 80 °C para evitar que solidificara muy pronto, lo cual hubiese evitado la percolación hacia la base del modelo, se retiraron la malla y lienzo, y se dieron pequeños golpes al marco para ayudar al gelificante a fluir, se dejó

solidificar por siete días. En la segunda fase se retiró una lámina sólida de gelificante que se encontraba sobre el modelo y se agregaron 2 litros más de gelificante con la misma concentración, se dejó solidificar por 6 días y se retiró el marco de metal para proseguir con la siguiente actividad.

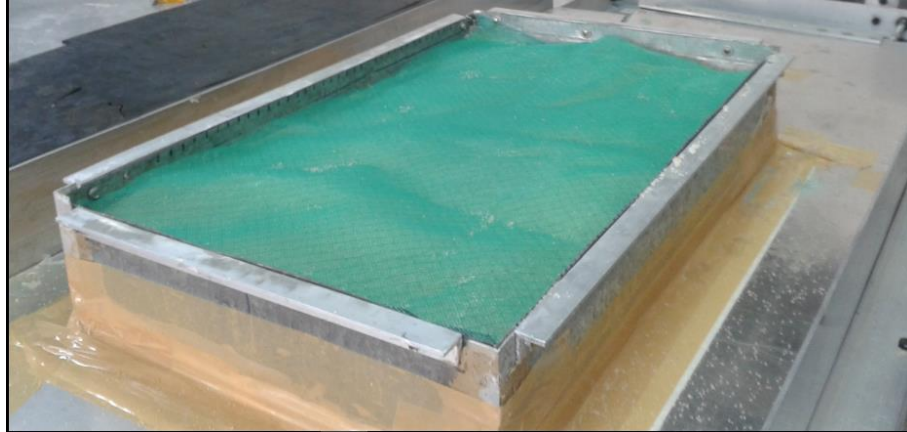


Figura 3.14 Fotografía del modelo con el marco de metal, sellado con cinta adhesiva y con la malla de plástico en el tope para proteger la superficie al momento de agregar el material gelificante.

Elaboración de cortes de cada modelo en secciones verticales junto con el registro fotográfico de cada sección: Los instrumentos empleados para seccionar los modelos fueron un cuchillo y una espátula, con ellos se cortó de forma vertical y perpendicular a la mesa (Figura 3.15).

Para la fase de fotografiado se contó de una cámara de 16 megapíxeles y de una base de metal para colocar la cámara de manera que su ubicación sea perpendicular a las secciones verticales del modelo (Figura 3.16). Para el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil se realizaron 62 cortes verticales de 0,5 cm de espesor y 16 cortes verticales de 1 cm de espesor, los últimos 4,5 cm del modelo se preservaron de forma física, mientras que para el modelo M2 transtensión paralela se realizaron 94 corte verticales de 0,5 cm de espesor y 3 cortes verticales de 1 cm de espesor, los últimos 4 cm se conservaron.



Figura 3.15 Fotografía de la elaboración de los cortes verticales.



Figura 3.16 Fotografía de la disposición de la cámara frente al modelo.

3.4 ETAPA IV: Interpretación, discusión y comparación de los resultados

Interpretación de las estructuras observadas en las imágenes en planta y secciones verticales fotografiadas: Para la interpretación estructural de las imágenes en planta de la superficie de cada modelo se tomó en

cuenta el contraste de tonalidades (zonas sombreadas contra zonas iluminadas), lo cual permitió determinar si un área se encontraba elevada o deprimida debido a fallamiento y así se demarcaron las fallas con distintos colores según la clasificación y tipo de falla (normal o inversa).

Las imágenes de las secciones verticales se estudiaron de forma similar a la interpretación sísmica: las capas de arena representan los horizontes y la interrupción en su continuidad se interpretó como una estructura (falla o intrusión). Empleando las secciones verticales del modelo M1 se elaboró un mapa estructural a los 2 cm de profundidad de la siguiente forma: las imágenes de las secciones verticales se cortaron a la profundidad indicada, se dispusieron todas las secciones verticales en un recuadro escalado donde se colocó la distancia que correspondía a cada imagen (lo cual se asemejaba a un modelo 3D) y se procedió a realizar el trazado de las estructuras que se interpretaban. Con las secciones verticales del modelo M1 se elaboraron los cortes geológicos que fueron empleados en la comparación de los resultados con la cuenca Tuy-Cariaco.

Discusión y comparación de los resultados con las estructuras presentes en la cuenca Tuy-Cariaco: La discusión de los métodos y materiales consistió en evaluar el comportamiento de los materiales y de las técnicas empleadas, y comparar a su vez con los métodos empleados en los modelos realizados por Wu (2005). Para la discusión de los resultados experimentales se compararon los resultados obtenidos en ambos modelos, y se evaluaron en función de los conceptos que se encuentran en el marco teórico. Las imágenes obtenidas como resultado del modelo M2 transtensión paralela fueron comparadas con mapas estructurales, interpretaciones de perfiles sísmicos y modelos evolutivos propuestos para la cuenca Tuy-Cariaco, en esta etapa se giraron algunas imágenes del modelo M2 en torno a su eje vertical debido a que el movimiento de cizalla principal de los modelos de Wu y de la cuenca Tuy-Cariaco es dextral.

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS EXPERIMENTALES

En esta sección se muestran los resultados obtenidos en la etapa de tamizado de la muestra de arena 40/100, y del estudio mineralógico y textural de la misma, con el fin de tener un registro de las propiedades de la arena empleada como material análogo; este capítulo contempla además la descripción de las estructuras que se originan en la superficie de cada modelo durante el proceso de deformación, y de las estructuras en profundidad estudiadas en las secciones verticales, así como el estudio de la evolución estructural de la cuenca originada en el modelo M2 transtensión paralela.

4.1 Tamizado de la muestra correspondiente a la arena de sílice de tamiz 40/100

A continuación se presentan los porcentajes granulométricos obtenidos en el tamizado de 1000 gramos de arena 40/100 (Tabla 4.1), para el cual se emplearon tamices que van de 425 a 150 μm :

Tabla 4.1 Resultados del tamizado de la arena 40/100

Tamiz	Peso (g)	% Retenido	μm
40	202,5	20,25	425
45	221,5	22,15	355
50	30	3	300
60	194,9	19,4	250
70	85,5	8,5	212
80	54,1	5,4	180
100	82,5	8,2	150
Bandeja	120	12	<150

4.2 Estudio mineralógico y textural de la arena

-Composición mineralógica: homogénea, compuesta en su mayoría por cuarzo. Es posible encontrar óxidos y fragmentos de rocas pero no constituyen el 1% del sedimento (Figura 4.1).

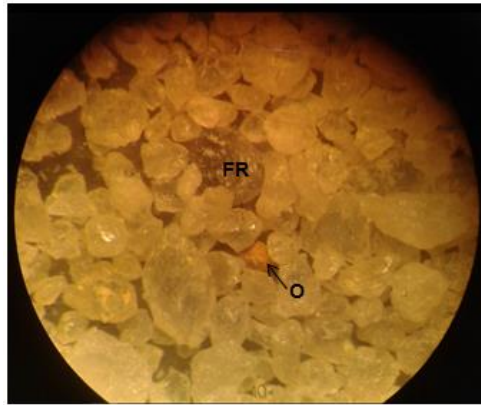


Figura 4.1 Composición mineralógica de la arena 40/100. FR: fragmento de roca y (O): óxido.

-Redondez: subredondeada a subangular.

-Esfericidad: los granos son mayormente esféricos, aunque algunos exhiben una forma tabular (Figura 4.2).



Figura 4.2 Esfericidad de la arena 40/100. TB: grano tabular.

-Textura superficial: la textura que más predomina en los granos es el lustre pulido (Figura 4.3), aunque es posible encontrar granos que presentan

corrosión por óxido (Figura 4.4) y en menor proporción granos con facetas escalonadas (Figura 4.5).

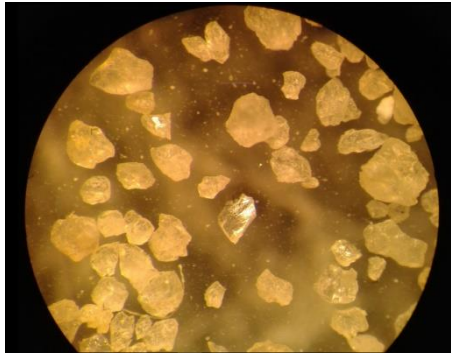


Figura 4.3 Textura de lustre pulido en la arena 40/100.

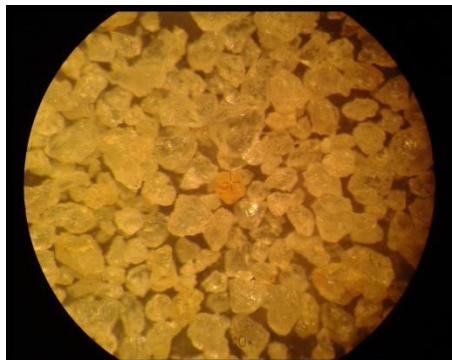


Figura 4.4 Corrosión por óxido en el grano central.



Figura 4.5 Textura de facetas escalonas en el grano central.

4.3 Interpretación de las imágenes en planta

Durante la deformación de los modelos se generaron estructuras en la superficie, las cuales son interpretadas estructuralmente en esta sección, para facilitar la lectura de los resultados se emplearon términos geográficos para indicar la ubicación de las estructuras.

4.3.1 Imágenes en planta del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil

Las estructuras formadas en la superficie del modelo M1 son identificadas en la imagen en planta gracias al contraste de iluminación (Figura 4.6), los escarpes que se encuentran contrarios a la luz están demarcados con color gris oscuro, mientras que los escarpes que se encuentran de frente a la luz están indicados con color gris claro, esta técnica permite identificar las fallas inversas (violeta), las fallas normales, el borde izquierdo de la cuenca (BI) el cual es de color rojo, el borde derecho de la cuenca (BD) que posee un color azul, y la falla transversal de la cuenca (FT) la cual corresponde a una estructura que cruza la cuenca en dirección noreste-suroeste.

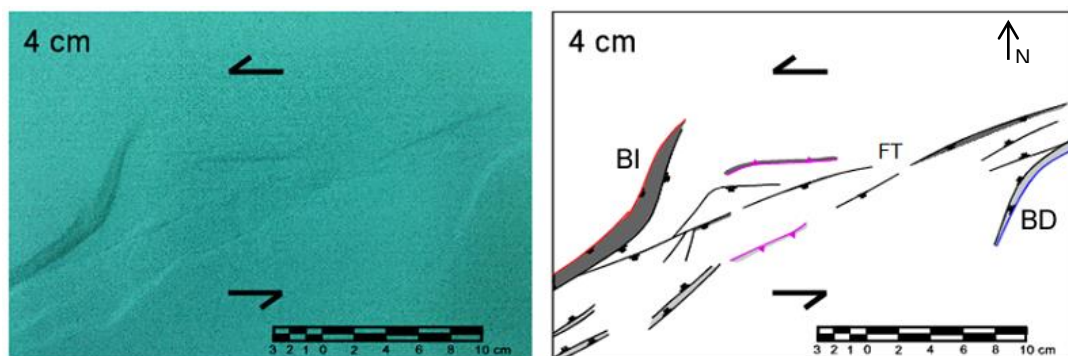


Figura 4.6 Imagen en planta del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil a los 4 cm de desplazamiento. BD: borde derecho de la cuenca, BI: borde izquierdo de la cuenca, y FT: falla transversal de la cuenca.

A los 4 cm de deformación ya comenzaron a desarrollarse las principales estructuras de la cuenca (Figura 4.6): la línea azul es la

intersección del plano de falla BD con el bloque piso y la línea roja es la intersección del plano de falla BI con el bloque piso, estas fallas poseen una geometría sigmoidal y sus escarpes son amplios con una pendiente mayor a 20° . En la zona suroeste la cuenca está limitada por la falla BI y un conjunto de fallas normales antitéticas con un arreglo escalonado, en la parte centro-oeste se encuentran dos fallas inversas (violeta) subparalelas entre sí y que buzan hacia la parte externa de la cuenca. El extremo noreste de la cuenca está limitado por la FT y la falla BD junto con fallas normales sintéticas a esta última; la falla FT posee una traza segmentada y se bifurca en dos ramales que poseen dirección suroeste, y al noroeste del ramal norte se encuentra una falla que posee una geometría curva que, junto con la FT, hace alusión a un triángulo. El ancho aproximado de la cuenca según la distancia vertical entre los bordes de la cuenca es de 22 cm.

4.3.2 Imágenes en planta del modelo M2 transtensión paralela

A continuación se describe centímetro a centímetro la secuencia en la cual se desarrollaron las estructuras transtensivas en la superficie del modelo M2:

-1 cm de desplazamiento (Figura 4.7.A) : en la zona de desplazamiento principal (ZDP) comenzaron a nuclearse fracturas que poseen una longitud menor a 10 cm, sus trazas son rectas, presentan un ángulo de 20° con respecto a la ZDP y poseen un arreglo escalonado. En la zona central (escalonamiento) hay subsidencia por el desarrollo de fallas con una importante componente normal, las cuales exhiben un ángulo de 30° con respecto a la ZDP y son las responsables de generar un graben. Las fallas normales más internas presentan un trazado relativamente recto, son paralelas entre sí y buzan hacia el centro de la estructura, mientras que las fallas normales más externas se encuentran escalonadas y también buzan hacia el centro.

-2 cm de desplazamiento (Figura 4.7.B): las fracturas ubicadas en la ZDP aumentaron su longitud y disminuyeron su ángulo con respecto a la ZDP a 15° , entre estas fracturas se han desarrollado otras, pero a diferencia de las primeras fracturas, su ángulo es menor con respecto a la ZDP y sus trazas son relativamente más curvas. Al final de la ZDP izquierda se generan un relieve positivo. En la zona central (escalonamiento) la subsidencia es mayor y se desarrollaron nuevas fallas normales más externas, las cuales comienzan a entrelazarse con las más antiguas generando una geometría anastomosada; en este momento de la deformación es posible observar las rampas de relevo entre las fallas normales que limitan el graben central.

-3 cm de desplazamiento (Figura 4.7.C): la arena roja representa la sedimentación sincinemática agregada luego de los 2 cm de desplazamiento. Las fracturas en la ZDP continúan aumentando su longitud y rotando, tendiendo a la horizontalidad, las fracturas que se encuentran entre ellas también se han propagado y comenzado a entrelazarse con las primeras. En la zona central (escalonamiento) las fallas normales más externas aumentaron su longitud y su trazado se tornó más homogéneo, estas fallas se consideran ahora los bordes de la cuenca: el borde izquierdo BI (rojo) y el borde derecho BD (azul). En la parte central del escalonamiento la subsidencia continúa por el fallamiento normal, y el graben modificó su geometría, haciéndose más alargado y sigmoidal. Desde el extremo noreste de la cuenca se propaga una falla con dirección oeste, la cual posee una componente normal y es sintética a la falla BI (rojo).

-4 cm de desplazamiento (Figura 4.7.D): la arena azul representa la sedimentación sincinemática luego de los 3 cm de desplazamiento. Las fracturas presentes en la ZDP se enlazaron dando origen a una zona de cizalla bien definida que presenta una leve componente de extensión: La ZDP oeste se caracteriza por una falla principal, mientras que la ZDP este presenta dos fallas principales casi paralelas. La falla que inició en el

extremo noreste del graben se ha propagado en dirección suroeste, esta falla se considera ahora la falla transversal de la cuenca (FT). El extremo suroeste del graben central comienza a ser delimitado por una ramificación de la falla que se encuentra en la ZDP oeste. En cuanto a la geometría de la cuenca la forma sigmoidal está más definida. Al final de la ZDP, tanto este como oeste, se encuentran relieves positivos indicados con arena de color negro.

-5 cm de desplazamiento (Figura 4.7.E): la arena verde representa la sedimentación sincinemática agregada luego de los 4 cm de desplazamiento. En la ZDP no se originaron nuevas fallas: la zona de falla de la ZDP oeste continúa mostrando una única falla principal, mientras que en la ZDP este las dos fallas principales tienden a acuñarse a medida que se aproximan al área donde se produjo el relieve positivo (arena negra). Durante esta fase de la deformación la subsidencia fue alta en la zona central del graben, específicamente entre la FT y el BI (azul). La FT sigue propagándose hacia el extremo suroeste y la geometría de la cuenca ya no es tan sigmoidal sino tiende a ser romboidal.

-6 cm de desplazamiento: la arena azul representa la sedimentación sincinemática agregada a los 5 cm de desplazamiento. Las fallas en la ZDP mantienen su arreglo geométrico, pero la subsidencia de las fallas en esta zona disminuye en comparación con la etapa anterior, lo mismo ocurre en la zona del escalonamiento. El extremo suroeste de la cuenca se encuentra bien delimitado por una falla normal, en cambio el extremo noreste se interpreta (falla punteada). La geometría de la cuenca ha variado hasta conseguir una forma romboidal bien definida.

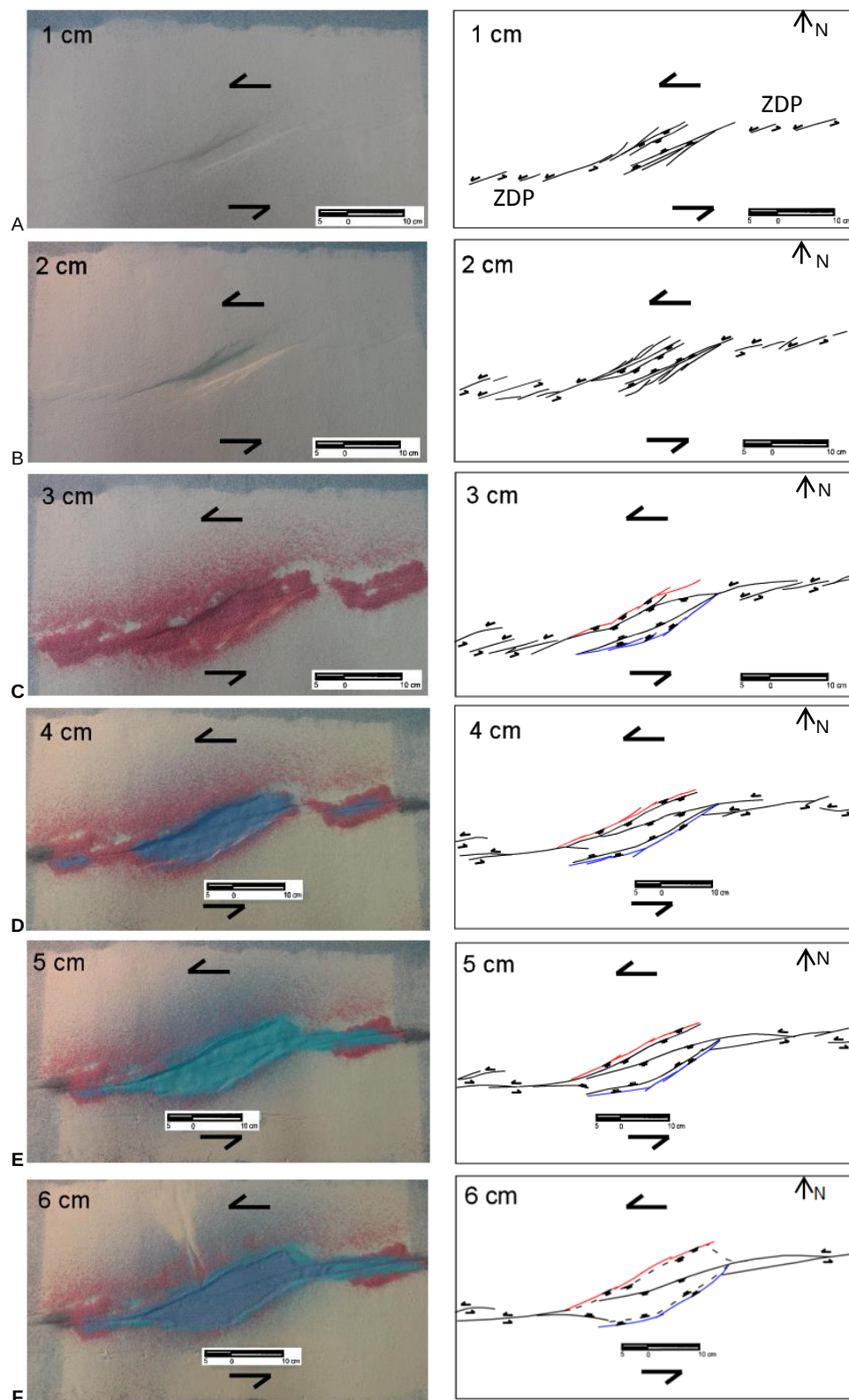


Figura 4.7 Imágenes en planta de la evolución de las estructuras transtensivas en el modelo M2 transtensión paralela.

4.4 Interpretación de las estructuras presentes en las secciones verticales

4.4.1 Secciones verticales del modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil

Empleando las secciones verticales del modelo M1 se generó un mapa a los 2 cm de profundidad (Figura 4.8) en el cual se encuentran las estructuras generadas a los 6 cm de desplazamiento, así como la ubicación espacial de las secciones verticales empleadas para la interpretación de las estructuras en profundidad del modelo M1.

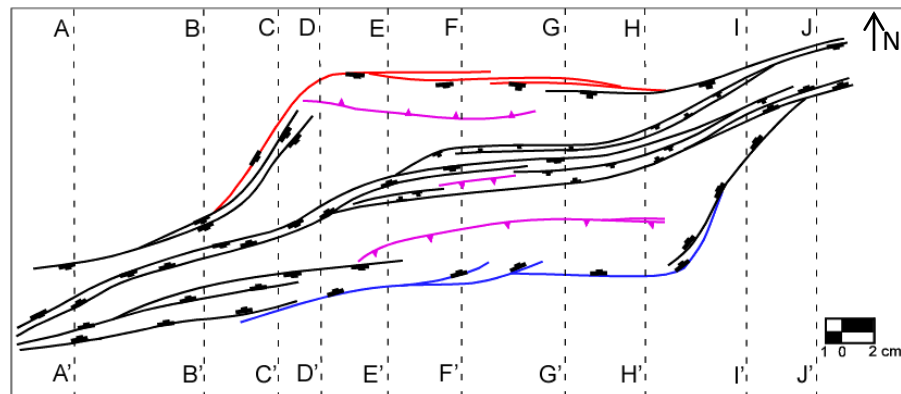


Figura 4.8 Mapa a los 2 cm de profundidad de las estructuras presentes en el modelo M1. La ubicación de las secciones verticales está indicada con una línea vertical punteada y posee las letras de identificación.

A continuación se describen las secciones verticales del modelo M1:

- Sección A-A' (Figura 4.9.a): La estructura principal es un graben limitado por dos fallas externas: la geometría de la falla a la izquierda de la cuenca es recta y buza con un ángulo de 88° , mientras que la geometría de la falla a la derecha es curva con concavidad hacia arriba y buza con un ángulo de 70° . En el lado interno derecho del graben hay un conjunto de fallas que se disponen en escalones. Las capas sincinemáticas son más gruesas en el bloque techo de la falla

izquierda, por ende la subsidencia en el área izquierda del graben es mayor. El ancho de la cuenca en el tope es de aproximadamente 6,3 cm y en la base es de 2 cm.

- Sección B-B' (Figura 4.9.b): El graben en esta sección es más complejo puesto que las fallas internas se desplazaron hacia el centro y se originó un *horst* entre una nueva falla normal con buzamiento hacia la derecha en un ángulo de aproximadamente 72° , la cual trunca una de las fallas preexistentes. Una falla más externa se desarrolló a la izquierda del graben y buza a la derecha con un ángulo de 60° , la falla izquierda anterior varió su ángulo de buzamiento a 68° , mientras que la falla externa derecha continúa buzando 70° . La falla más vertical con buzamiento hacia la derecha que se encuentran en el centro del graben se considera como la falla transversal de la cuenca (FT). El mayor espesor de las capas sincinemáticas persiste en bloque de techo de las fallas de la izquierda. El ancho de la cuenca en el tope aumentó a 10 cm y la base ahora mide 3,5 cm aproximadamente.
- Sección C-C' (Figura 4.9.c): La estructura de la cuenca se modificó notablemente, la FT se tornó cóncava hacia arriba y las fallas externas de la izquierda se desplazaron hacia la izquierda, además en esta sección ya están presentes las fallas normales que corresponden a los bordes de la cuenca: borde izquierdo BI (rojo) y borde derecho BD (azul), ambas fallas buzan hacia el centro de la cuenca con un ángulo aproximado de 70° , el BD presenta un trazado más sigmoidal que el BI. El ancho de la cuenca en el tope aumentó a 17 cm y en su base a 12 cm aproximadamente. El espesor de las capas sincinemáticas es medianamente similar a lo largo de la estructura, aunque se observa un engrosamiento en el bloque techo del BD.

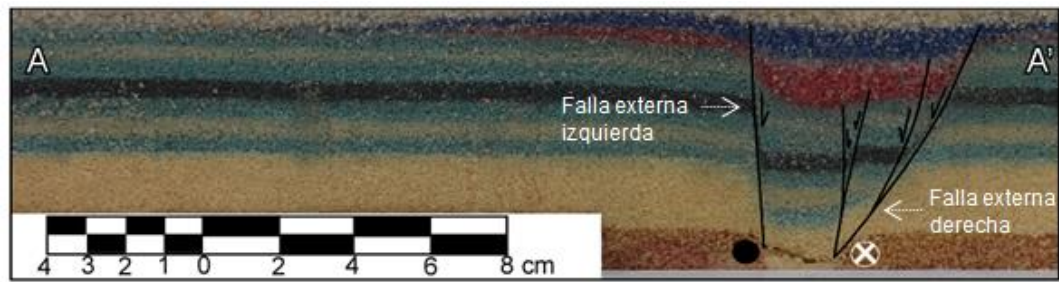


Figura 4.9.a Sección A-A' del modelo M1.

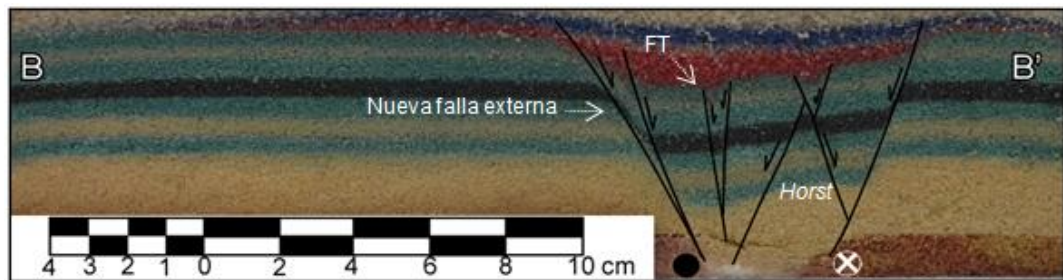


Figura 4.9.b Sección B-B' del modelo M1. FT: falla transversal de la cuenca (FT).

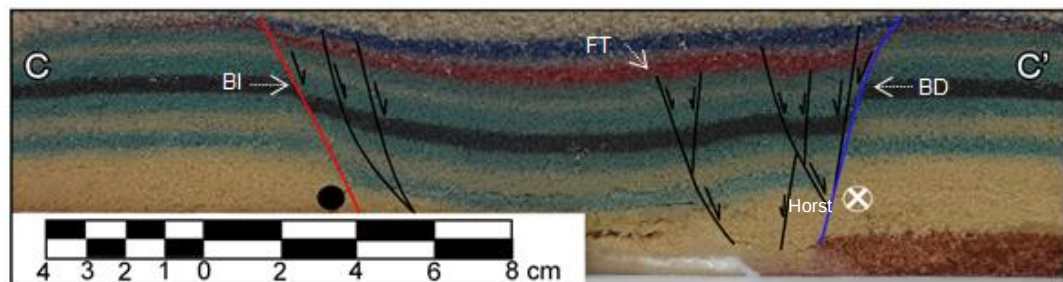


Figura 4.9.c Sección C-C' del modelo M1. BI: borde izquierdo, BD: borde derecho, y FT: falla transversal de la cuenca.

- Sección D-D' (Figura 4.9.d): La FT es más vertical con un ángulo de 78° y se observa como la capa dúctil en la base de la cuenca comienza a fluir cerca de la FT. A la izquierda del BD solo se encuentra una falla normal antitética pero el *horst* no se observa. A la derecha del BI se encuentra una falla inversa FII (violeta) cuyo bloque techo corresponde al bloque techo del BI. El espesor de las capas sincinemáticas es más grueso en el bloque techo del BD y disminuye progresivamente hacia el bloque techo del BI. El ancho de la cuenca

tanto en el tope como en la base no varía en comparación con la sección anterior.

- Sección E-E' (Figura 4.9.e): El BI ahora se compone de dos fallas que convergen en su base: el borde izquierdo interno BII que buza con un ángulo de 90° y el borde izquierdo externo BIE con un ángulo de buzamiento de 65° . La falla inversa izquierda (FII) ahora es cóncava hacia abajo y termina en el extremo izquierdo la capa dúctil. La FT se desplazó a la izquierda y buza con un ángulo de 82° , y a su derecha se encuentra una falla antitética que buza con un ángulo de 78° . El BD disminuyó su ángulo de buzamiento a 60° y en su bloque techo se encuentra una falla inversa derecha FID que posee un ángulo de buzamiento de 85° y cierta concavidad hacia la superficie. En la base de la cuenca la capa dúctil comenzó a generar intrusiones del material. El ancho de la cuenca en su tope es de 17,6 cm y en la base es de 12,6 cm. El mayor espesor de las capas sincinemáticas ahora se localiza en la parte central de la cuenca mientras que se acuña hacia los bordes.
- Sección F-F' (Figura 4.9.f): La intrusión del material dúctil aumentó sus dimensiones alterando la geometría de la FT, la cual se tornó lítrica. Se observan una falla normal sintética a la FT mientras que la falla antitética de la FT ya no está presente, también hay una falla inversa central FIC que buza aproximadamente 77° cuyo bloque piso coincide con el bloque techo de la FT. El BD ahora presenta dos fallas escalonadas: el borde derecho externo BDE con un ángulo de buzamiento de 80° , y el BDI que posee con un ángulo de 88° y una geometría más recta. En cuanto a la base de BIE y de BII ya no convergen sino que se hacen paralelas buzando con un ángulo aproximado de 65° . El ancho de la cuenca en su tope es de 18,6 cm aproximadamente, y en su base es de 13 cm. El espesor de las capas

sincinemáticas es mayor en la parte central de la cuenca, especialmente en el bloque piso de la FIC.

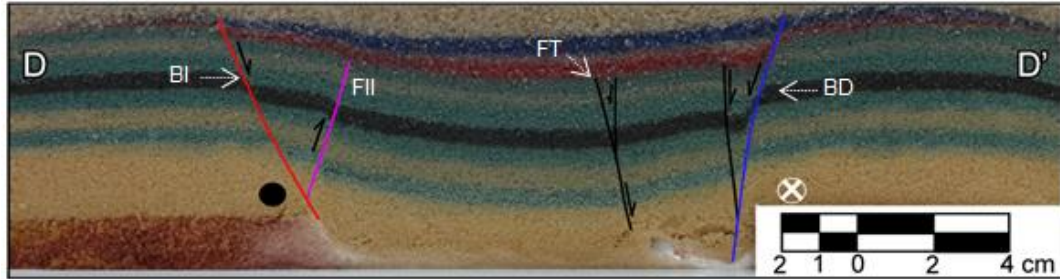


Figura 4.9.d Sección D-D' del modelo M1. BI: borde izquierdo, BD: borde derecho, FT: falla transversal de la cuenca, y FII: falla inversa izquierda.

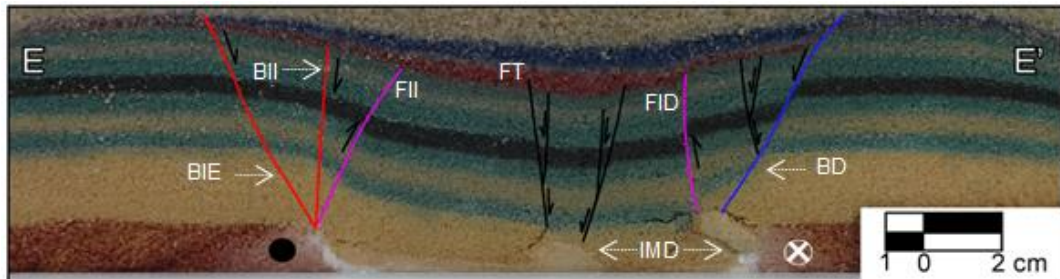


Figura 4.9.e Sección E-E' del modelo M1. BIE: borde izquierdo externo, BII: borde izquierdo interno, BD: borde derecho, FT: falla transversal de la cuenca, FII: falla inversa izquierda, FID: falla inversa derecha, e IMD: intrusiones de material dúctil.

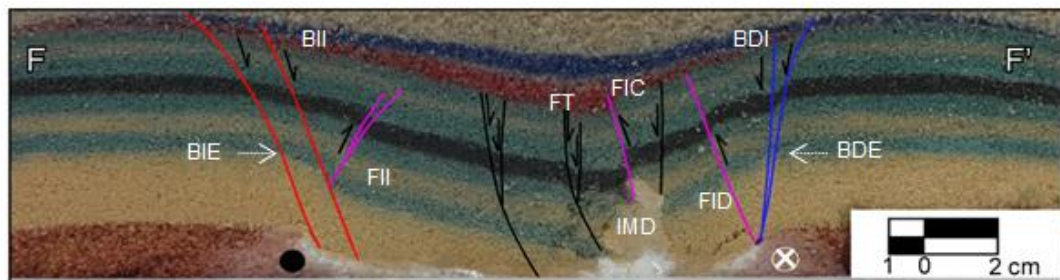


Figura 4.9.f Sección F-F' del modelo M1. BIE: borde izquierdo externo, BII: borde izquierdo interno, FII: falla inversa izquierda, FT: falla transversal, FIC: falla inversa central, FID: falla inversa derecha, BDI: borde derecho interno, BDE: borde derecho externo, e IMD: intrusión de material dúctil.

- Sección G-G' (Figura 4.9.g): La intrusión de material dúctil aumentó y se localiza en la parte central de la cuenca. Las fallas que se encuentran en la parte media poseen poca longitud, geometría recta y

buzamiento prácticamente vertical. El BIE y BII vuelven a ser convergentes en la base y se les une una falla sintética, sus ángulos de buzamiento son: 65° (BIE), 75° (BII) y 85° (falla sintética). En esta sección sólo se observa un BD que buza con 70° y corresponde al BDE de la sección anterior. La única falla inversa presente en esta sección es FID cuyo buzamiento es de 73° aproximadamente. El ancho de la cuenca en el tope disminuyó a 17 cm, y su base continúa siendo un poco mayor a los 12 cm. La zona central de la cuenca conserva el mayor espesor de las capas sincinemáticas donde la subsidencia es mayor.

- Sección H-H' (Figura 4.9.h): La intrusión del material dúctil (IMD) disminuyó sus dimensiones y se encuentra más cercano al BI, el cual ahora solo presenta una falla (rojo) y a la derecha de ella hay una falla normal sintética, ambas fallas buzan con un ángulo aproximado de 70°. El BD no ha variado significativamente, a diferencia de la FID, la cual cambió su ángulo de buzamiento (de 73° pasa a ser 66°) y en el tope muestra una leve ramificación. Las fallas centrales se encuentran más cercanas al BI y presentan una mayor longitud. El ancho de la cuenca el tope es de 16,6 cm aproximadamente pero el ancho de su base no varió. El espesor de las capas sincinemáticas es más delgado hacia el techo del BD y se engrosa hacia el techo del BI.
- Sección: I-I' (Figura 4.9.i): La intrusión de material dúctil ya no se observa en esta sección. Los bordes de la cuenca BI y BD ya no se identifican por las fallas rojas y azules, sino por fallas normales (negro): La falla externa derecha buza hacia el centro de la cuenca con un ángulo de 65°, mientras que la falla externa izquierda buza hacia el centro de la cuenca con un ángulo superior (70°). En el centro de la cuenca las fallas centrales tienden a curvarse levemente. El ancho de la cuenca disminuyó a 12 cm y su base a 3,6 cm de ancho

aproximadamente. El mayor espesor de las capas sincinemáticas se ubica en el bloque techo de las fallas centrales de mayor longitud.

- Sección J-J' (Figura 4.9.j): La estructura principal corresponde a un graben simétrico delimitado por dos fallas normales con buzamiento de 90° (falla izquierda) y de 75° aproximadamente (falla derecha), acompañadas por fallas sintéticas, poseen una geometría recta y culminan contra el borde de la capa horizontal dúctil. El ancho de la cuenca en el tope es de 5 cm aproximadamente, y en la base corresponde a 3 cm. Las capas sincinemáticas se engrosan ligeramente hacia el bloque techo de las fallas de la derecha.

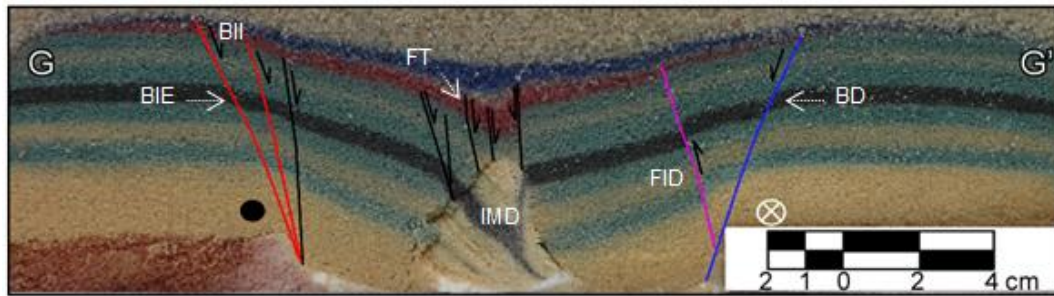


Figura 4.9.g Sección G-G' del modelo M1. BIE: borde izquierdo externo, BII: borde izquierdo interno, FT: falla transversal, FID: falla inversa derecha, BD: borde derecho, e IMD: intrusión de material dúctil.

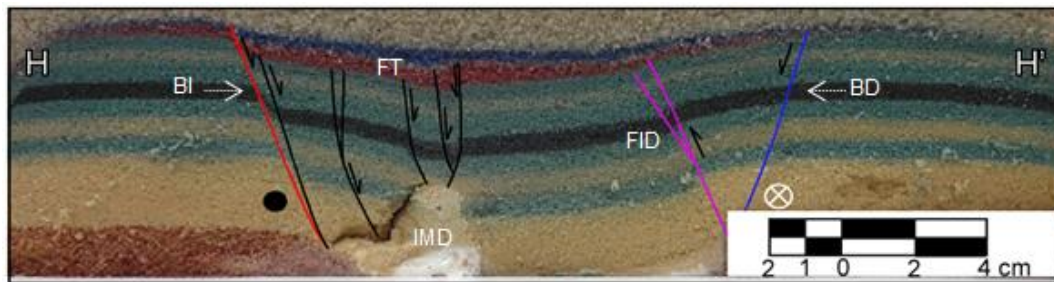


Figura 4.9.h Sección H-H' del modelo M1. BI: borde izquierdo, FT: falla transversal, FID: falla inversa derecha, BD: borde derecho, e IMD: intrusión de material dúctil.

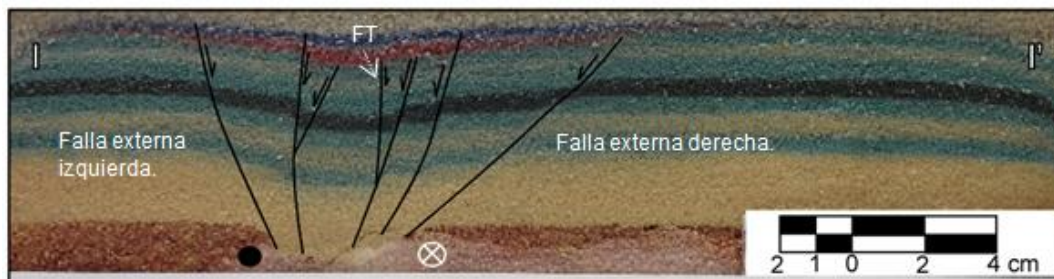


Figura 4.9.i Sección I-I' del modelo M1. FT: falla transversal.

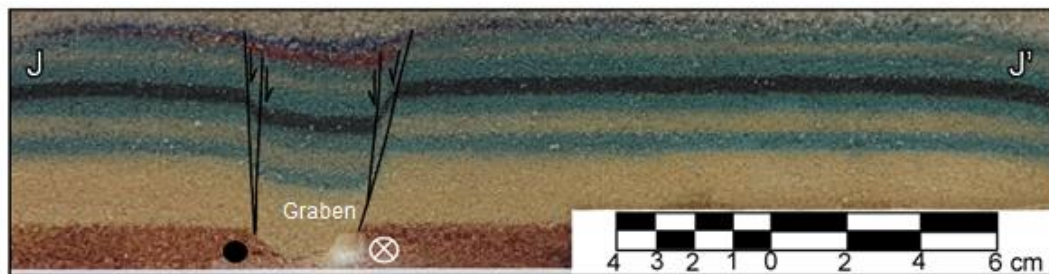


Figura 4.9.j Sección J-J' del modelo M1.

4.4.2 Secciones verticales del modelo M2 transtensión paralela

Las estructuras generadas en profundidad en el modelo M2 a los 6 cm de desplazamiento son interpretadas en secciones verticales en las cuales se describe su geometría, permitiendo evaluar su variación a lo largo de la cuenca. La ubicación espacial de las secciones verticales se encuentra en la Figura 4.10.

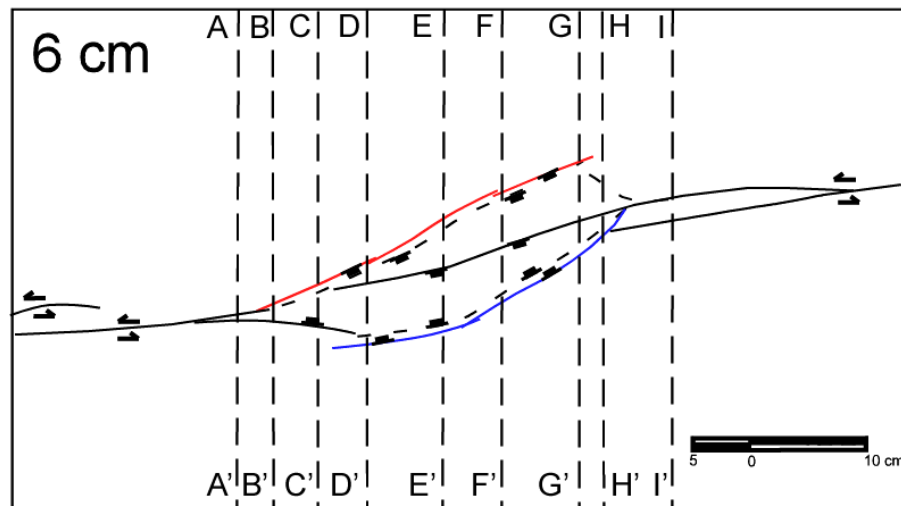


Figura 4.10 Ubicación de las secciones verticales del modelo M2.

A continuación se describen las secciones verticales del modelo M2:

- Sección A-A' (Figura 4.11.a): Dos fallas normales con un ángulo de buzamiento aproximado de 83° convergen en forma de "V" hacia la falla principal rumbo deslizante originando una estructura de flor negativa, ambas fallas se ramifican hacia el tope en fallas secundarias normales pero que no llegan a propagarse hacia la superficie. El ancho de la estructura en el tope es de aproximadamente 2,5 cm, mientras que el ancho en la base es de aproximadamente 0,5 cm. El mayor engrosamiento de las capas sincinemáticas se encuentra en el bloque techo de las fallas que se encuentran en la parte izquierda de

la estructura. La capa sincinemática que más destaca es la capa verde, la cual corresponde a la deformación entre los 4 y 5 cm de desplazamiento de las láminas. El poco engrosamiento que presenta la última capa sincinemática azul es indicativo de una posible inactividad en la subsidencia de esta zona luego de los 5 cm de desplazamiento.

- Sección B-B' (Figura 4.11.b): Se mantiene la estructura en flor negativa pero ahora está presente una falla normal que buza a la derecha con un ángulo de 70° y es cóncava hacia la superficie, ella representa el borde izquierdo de la cuenca BI (rojo). Las fallas internas se espaciaron entre sí, y la falla externa derecha cambió su ángulo de buzamiento a 70° mostrando una leve concavidad hacia la base del modelo. El ancho de la cuenca en el tope de la estructura es de aproximadamente 5,5 cm y el ancho de la base es de aproximadamente 1,2 cm. Las capas sincinemáticas son notablemente más gruesas en el bloque de techo del BI, y tienen a acuñarse hacia la falla externa derecha. El engrosamiento intermedio de la última capa sincinemática azul (correspondiente a la deformación entre los 5 a 6 cm de desplazamiento) junto con la capa sincinemática verde indica una subsidencia más activa en esta zona entre los 4 a 6 cm de deformación.
- Sección C-C' (Figura 4.11.c): La geometría del BI es sigmoidal y su ángulo de buzamiento disminuyó a 64° . En cuanto a la falla antitética (FA) al BI, ahora se encuentra hacia el centro de la cuenca y buza con un ángulo de 68° . A partir de esta sección ya no es posible visualizar la segunda capa precinemática en la base del graben (color azul oscuro). El ancho de la cuenca en el tope es de aproximadamente 7,3 cm y el ancho en la base es aproximadamente 1,5 cm. En el bloque techo del BI el engrosamiento de la capas sincinemáticas indican

mayor subsidencia en esta zona, especialmente durante los 4 a 6 cm de deformación (capa sincinemática verde y última capa sincinemática azul).

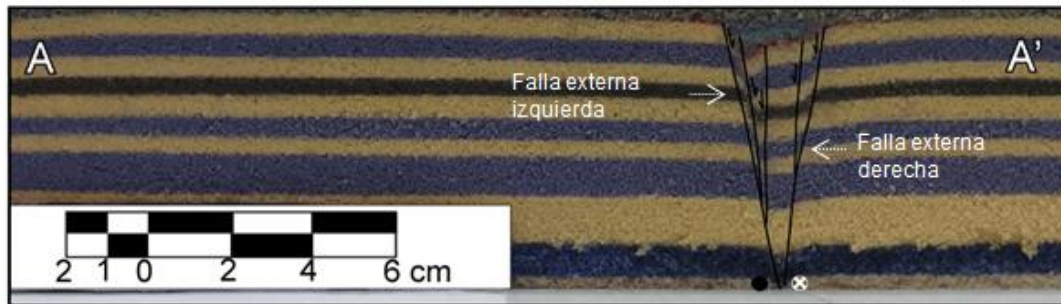


Figura 4.11.a Sección A-A' del modelo M2.

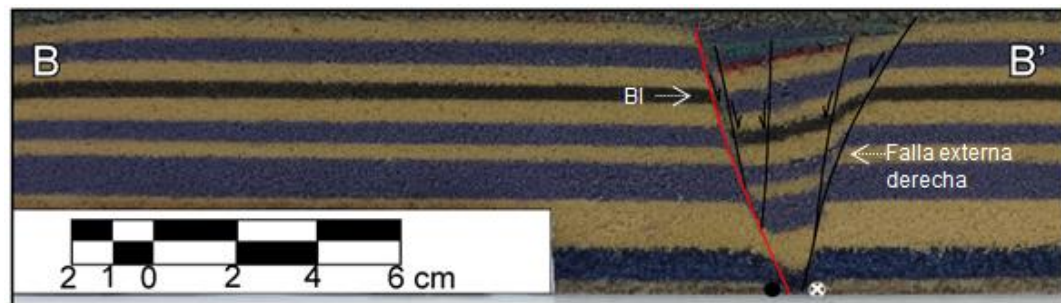


Figura 4.11.b Sección B-B' del modelo M2. BI: borde izquierdo.

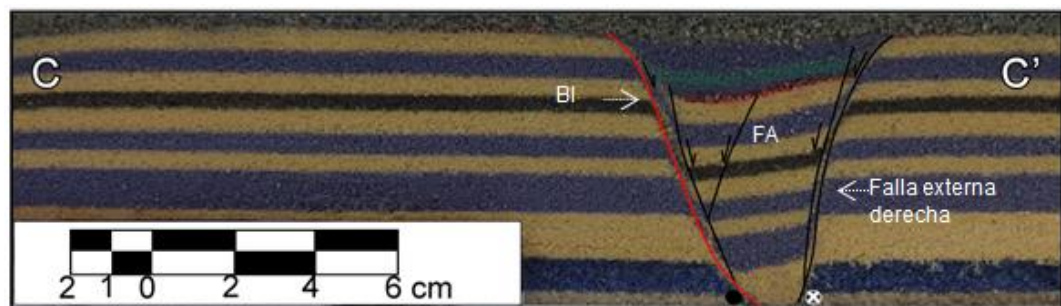


Figura 4.11.c Sección C-C' del modelo M2. BI: borde izquierdo, FA: Falla antitética.

- Sección D-D' (Figura 4.11.d): La cuenca se amplió, formándose un graben limitado por el BI (rojo) y en su extremo derecho por una falla normal que representa el borde derecho de la cuenca BD (azul). Tanto BI como BD son sigmoidales y buzan con un ángulo de 70° y 75°

respectivamente, y adjuntas a éstos se encuentran varias fallas normales escalonadas y sintéticas. En la parte central de la cuenca, la FA es seccionada por una falla lístrica que se prolonga hacia la superficie, esta falla se considera como la falla transversal de la cuenca (FT). El ancho de la cuenca en el tope es de aproximadamente 7,8 cm y en la base es aproximadamente 3,5 cm. El espesor de la capas sincinemáticas roja y primera capa azul es considerablemente mayor en relación a la sección anterior, por lo tanto esta zona de la cuenca presentó mayor subsidencia en las primeras etapas de deformación que en las secciones anteriores, y en el intervalo de deformación entre los 5 a 6 cm de desplazamiento (última capa azul sincinemática) la mayor subsidencia ocurrió a la derecha de la FT (su bloque techo).

- Sección E-E' (Figura 4.11.e): Aún se observa el graben delimitado por los bordes de la cuenca, los cuales poseen un ángulo de buzamiento menor: 65° para BI y 63° para BD. Las fallas adyacentes a los bordes de la cuenca variaron: el lado izquierdo de la cuenca muestra mayor complejidad que el derecho gracias a una falla normal antitética a BI (F3) que buza con un ángulo de 57°, ella junto con la FT forman un *horst*. El ancho de la cuenca en el tope es de aproximadamente 10 cm y en la base es aproximadamente 3,8 cm. En la parte central del graben principal está presente el mayor engrosamiento de las cuatro capas sincinemáticas, lo cual sugiere que en esta sección del graben y del modelo en general la subsidencia fue máxima, principalmente en el bloque techo de la FT.
- Sección F-F' (Figura 4.11.f): La estructura principal continúa siendo el graben delimitado por los bordes de la cuenca: el BI aumentó su ángulo de buzamiento a 72° y el BD mantiene el mismo ángulo. La falla F3 y el *horst* ya no están presentes. En el centro del graben, el

tope de la FT se inclinó hacia la derecha de la cuenca y su base se aproximó a la base del BD. El ancho de la cuenca en el tope se redujo a 8,3 cm aproximadamente y el ancho en la base es aproximadamente 3 cm. El relleno sincinemático es asimétrico, siendo más gruesas las cuatro capas sincinemáticas en el bloque techo de FT, por tanto esta zona del graben sufrió mayor subsidencia durante la deformación.

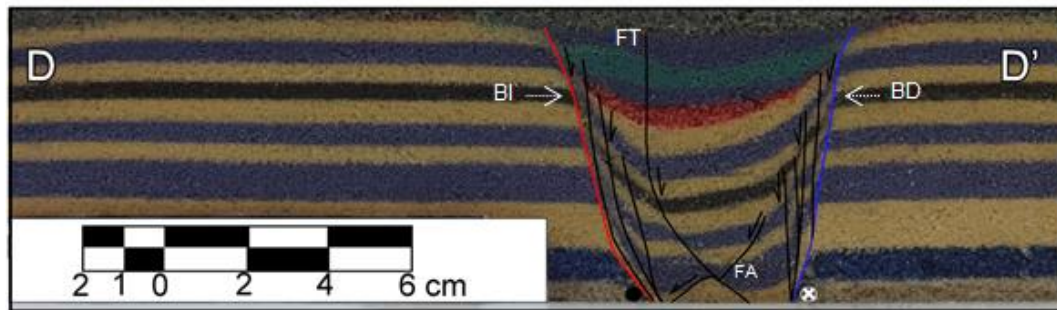


Figura 4.11.d Sección D-D' del modelo M2. BI: borde izquierdo, BD: borde derecho, FA: Falla antitética, y FT: falla transversal de la cuenca.

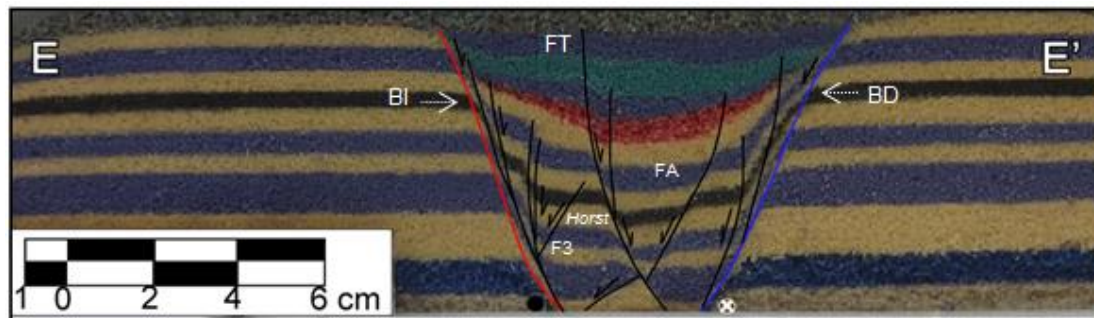


Figura 4.11.e Sección E-E' del modelo M2. BI: borde izquierdo, BD: borde derecho, FA: Falla antitética, FT: falla transversal de la cuenca, y F3: falla que junto a FT origina un *horst*.

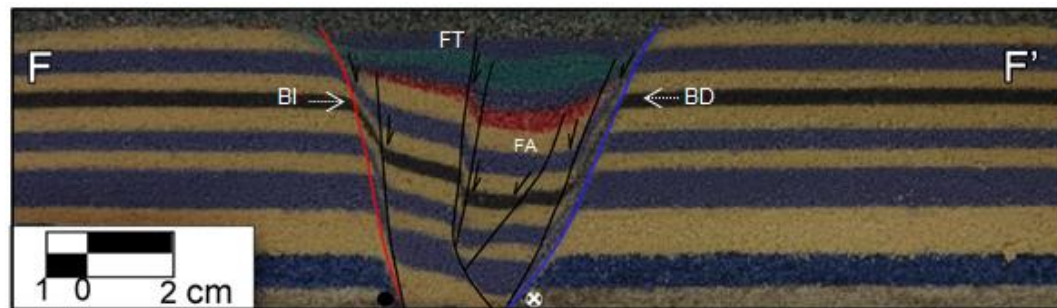


Figura 4.11.f Sección F-F' del modelo M2. BI: borde izquierdo, BD: borde

derecho, FA: Falla antitética, y FT: falla transversal de la cuenca.

- Sección G-G' (Figura 4.11.g): el graben se modificó debido al acortamiento de la distancia entre las bases de BI y BD, además la FT ahora es vertical y su base converge con la base de BD, lo cual otorga a la estructura una geometría similar a una "V". El trazado del BD continúa siendo sigmoidal y posee un buzamiento de 66° , mientras que el trazado del BI es recto y buza con un ángulo de 70° . El ancho de la cuenca en el tope es de 6,3 cm y en la base es de 1,3 cm aproximadamente; a partir de esta sección es posible observar la capa precinemática azul oscuro en la base de la estructura. El grosor de la capa roja y primera capa azul sincinemáticas disminuye, interpretándose que en esta área de la cuenca la subsidencia fue baja en las primeras etapas de deformación pero aumentó a los 4 cm de deformación, especialmente en el bloque techo de la FT.
- Sección H-H' (Figura 4.11.h): El BI ya no está presente en esta sección, en su lugar se indica una falla punteada. La estructura principal corresponde a una estructura en flor negativa por la convergencia en la base del BD (azul) y FT. El BD posee un ángulo de buzamiento de 69° aproximadamente y tiende a ser convexa hacia la superficie. El BD y una falla antitética a éste forman un graben secundario. La FT junto con una falla antitética a ella originan un medio graben. El ancho de la cuenca en el tope es de 3 cm y en la base es menor a 1 cm. El grosor de las capas sincinemáticas disminuye bruscamente lo que indica poca subsidencia en esta zona de la cuenca, en especial en los primeros 4 cm de deformación.
- Sección I-I' (Figura 4.11.i): El BD (azul) ya no está presente en esta sección. La estructura principal continúa siendo una estructura en flor negativa delimitada en el extremo izquierdo por la FT y su falla antitética, y en el extremo derecho por una falla externa derecha que

buza con un ángulo de 72° aproximadamente. El ancho de la cuenca en el tope es de 2,5 cm y en la base es de 0,75 cm aproximadamente. Las capas sincinemáticas son muy delgadas, apenas logra apreciarse la primera capa roja que representa los primeros 3 cm de deformación, por lo cual la subsidencia registrada en esta zona es muy baja durante todo el proceso de deformación.

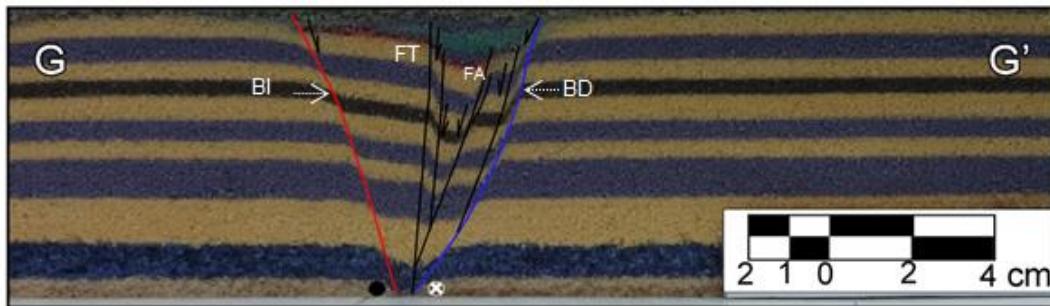


Figura 4.11.g Sección G-G' del modelo M2. BI: borde izquierdo, BD: borde derecho, FA: Falla antitética, y FT: falla transversal de la cuenca.

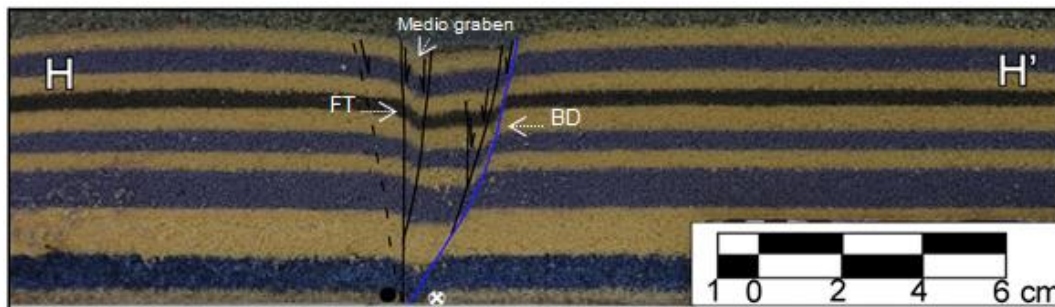


Figura 4.11.h Sección H-H' del modelo M2. BD: borde derecho y FT: falla transversal de la cuenca.

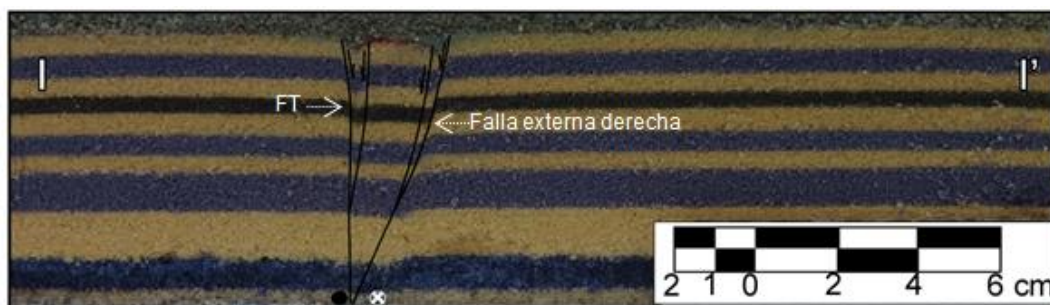


Figura 4.11.i Sección I-I' del modelo M2. FT: falla transversal de la cuenca.

Las estructuras observadas en las imágenes en planta permiten determinar la geometría final de la cuenca, y las secciones verticales describen las estructuras en profundidad (Tabla 4.2).

Tabla 4.2 Resumen de los resultados experimentales más relevantes.

Modelo	M1 transtensión oblicua con capa dúctil	M2 transtensión paralela
Geometría final	Cuenca transtensiva romboidal. Subsidencia máxima en el la parte central del escalonamiento (sección vertical F-F'). Un conjunto de fallas oblicuas escalonadas corresponden a los bordes externos de la cuenca en la zona del escalonamiento. Red de fallas oblicuas atraviesan la cuenca	Cuenca transtensiva romboidal. Subsidencia máxima en el la parte central del escalonamiento (sección vertical E-E'). Dos fallas oblicuas corresponden a los bordes externos de la cuenca en la zona del escalonamiento. Falla oblicua atraviesa la cuenca.
Estructuras en profundidad	Graben en la ZDP (sección vertical A-A' y B-B', I-I' y J-J'). Graben muy amplio con geometría en "U" tanto en la parte central del escalonamiento como a los lados de éste (secciones verticales desde la C-C' hasta la H-H'). Fallas inversas en la parte central de la cuenca con ángulos de buzamiento entre 66° y 85° (secciones verticales desde la D-D' hasta la H-H'). El ángulo promedio del borde derecho de la cuenca es de 69° y del borde izquierdo es de 75°. La geometría de la falla transversal de la cuenca varía entre recta y curva a lo largo de la cuenca.	Estructura de flor negativa en la ZDP (secciones verticales A-A', B-B', H-H', I-I'). Graben estrecho en los lados del escalonamiento (sección vertical C-C' y G-G'). Graben simétrico en el centro del escalonamiento (secciones verticales D-D', E-E' y F-F'). El ángulo promedio del borde derecho de la cuenca es de 70° y del borde izquierdo es de 75°. La geometría de la falla transversal de la cuenca es curva en la parte central y recta en la zona este.

4.5 Evolución de la cuenca transtensiva generada en el modelo M2

Durante el desarrollo del modelo M2 se lograron reproducir una serie de estructuras características de las cuencas transtensivas, esta evolución estructural se subdivide en tres etapas: inicial, juventud y madurez.

La etapa inicial que incluye hasta los 2 cm de desplazamiento, comprende la formación en superficie de las fracturas *Riedel* en la zona de desplazamiento principal ZDP (Figura 4.12.A), las cuales poseen una longitud entre los 2 y 10 cm y presentan un arreglo escalonado. Simultáneamente se forman fallas normales en la parte central del modelo (escalonamiento), donde los escarpes de falla son subverticales. La traza de estas fallas normales presentan una dirección paralela a la curva de liberación de la falla principal, además son responsables de la subsidencia incipiente en esta zona que da origen a un graben, esta subsidencia se hace más activa gracias a la formación de nuevas fallas normales.

Al aumentar el desplazamiento durante esta etapa inicial, se desarrolla en la ZDP una segunda generación de fracturas denominadas fracturas P (Figura 4.12.B), éstas se generan en la separación entre cada fractura *Riedel*. La progresiva rotación en sentido horario (tendiendo a la horizontalidad) que experimentan las fracturas *Riedel* y P, junto con el aumento en su longitud debido al incremento en el desplazamiento, permite la coalescencia de estas estructuras formando una zona de cizalla escalonada.

Etapa Inicial

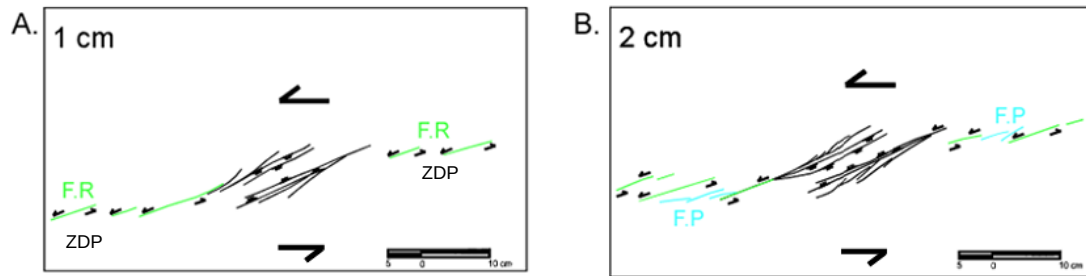


Figura 4.12.A. Fracturas *Riedel* (F.R) generadas en la ZDP durante la etapa inicial de evolución estructural de la cuenca. **B.** Fracturas P (F.P) generadas entre las F.R durante la etapa inicial de evolución de la cuenca.

Las rampas de relevo que se encuentran en el borde del graben (Figura 4.13) se generan en esta etapa, su formación se debe a la propagación de las fallas externas que se encuentran escalonadas, lo cual forma una zona de solape o rampa de relevo. En esta etapa inicial la geometría de la cuenca se asemeja a la geometría de la falla rumbo deslizante del basamento, en el caso de los modelo, a la geometría de las placas de aluminio de la mesa.

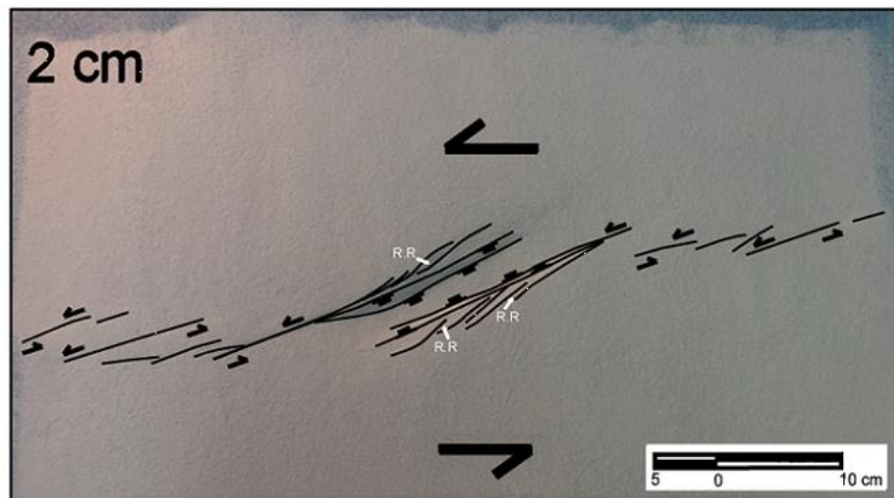


Figura 4.13 Rampas de relevo (R.R) formadas en los bordes del graben en la etapa inicial de evolución de la cuenca.

Los relieves elevados que se encuentran en los flancos de la ZDP (Figura 4.14) se deben al solapamiento de las trazas de las fracturas *Riedel*, en donde coinciden desplazamientos opuestos de éstas y ocasiona un área de compresión (un salto de restricción).

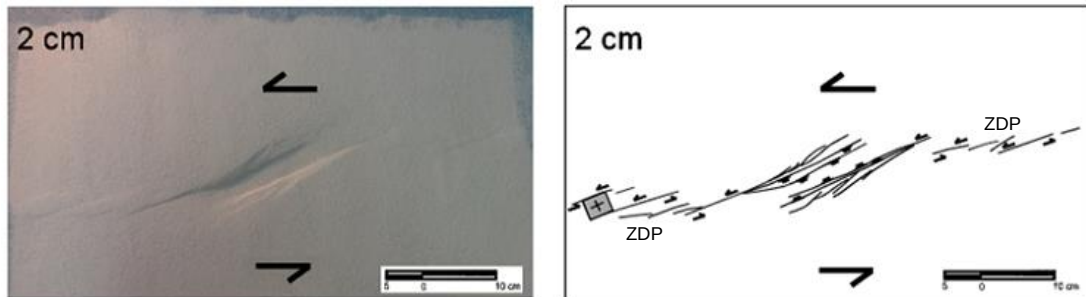


Figura 4.14 Escalonamiento de restricción generado en los flancos de la ZDP. El cuadro gris con una cruz negra en la imagen de la derecha representa el relieve elevado.

La etapa de juventud se alcanza a partir de los 3 cm de desplazamiento y se caracteriza por el entrelazamiento de las fracturas de la ZDP con las fallas normales de la zona central. Las fallas más externas que delimitan al graben central también se entrelazan entre sí dando origen a los bordes de la cuenca, la traza de estas fallas comienza siendo heterogénea a ambos lados del graben. También se inicia el desarrollo de la falla transversal de la cuenca con un desplazamiento oblicuo (posee una componente normal y de rumbo) y una dirección diagonal a la cuenca pero sin llegar a atravesarla en su totalidad. La geometría de la cuenca en esta etapa es fusiforme por el incremento en la longitud de las fallas principales (Figura 4.15.A). El progresivo desplazamiento por la cizalla principal ocasiona que la falla transversal aumente su longitud y se propague hacia el centro de la cuenca, así como la transición de la geometría de la cuenca pasando de ser fusiforme a la forma de “S extendida” (Figura 4.15.B)

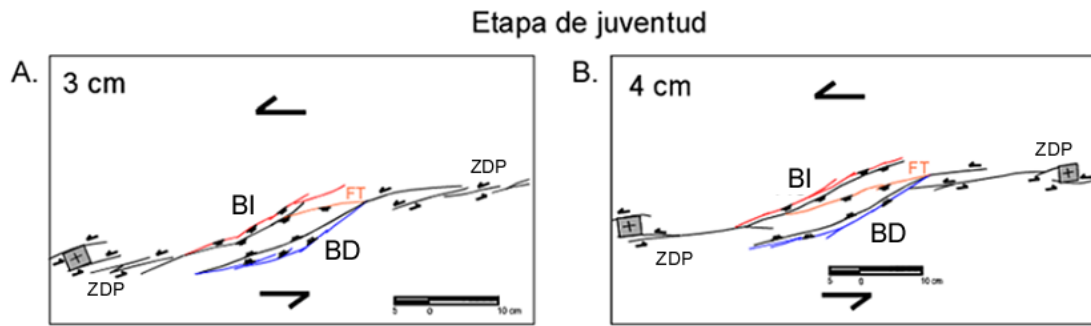


Figura 4.15. **A** Etapa de juventud de la evolución de la cuenca a los 3 cm de desplazamiento. **B.** Etapa de juventud de la evolución de la cuenca a los 4 cm de desplazamiento. BI: borde izquierdo de la cuenca (rojo), BD: borde derecho de la cuenca (azul), FT: falla transversal de la cuenca (anaranjado) y ZDP: zona de desplazamiento principal. Los recuadros grises con una cruz negra representan los releves elevados.

En la ZDP se genera una zona de falla conformada por el entrelazamiento total de las fracturas *Riedel* y P, esta zona aunque posee una deformación preferencial del tipo rumbo deslizante también muestra una componente extensional menor evidenciada por la sombra que se genera al lado contrario de la iluminación (Figura 4.16).

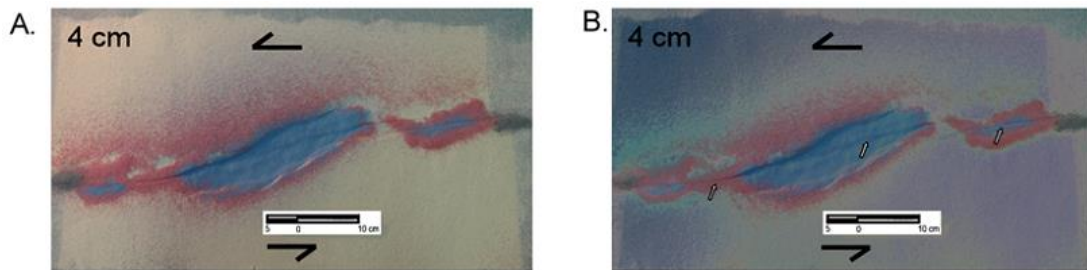


Figura 4.16 Componente extensional en la ZDP durante la etapa de juventud. Izquierda: Imagen original de las estructuras formadas en la etapa de juventud de la evolución de la cuenca a los 4 cm de desplazamiento. Derecha: Imagen con filtro donde se indican con una flecha blanca las sombras que permiten interpretar la componente vertical de las fallas que se encuentran en la ZDP y de la falla transversal.

La cuenca alcanza la etapa de madurez al llegar a los 5 cm de desplazamiento, en este punto la falla transversal se desarrolla en su totalidad y se propaga hasta conectarse el borde opuesto de la cuenca (Figura 4.17.A), además los bordes de la cuenca adquieren una traza más continua y homogénea, y la geometría de la cuenca está pasando por una etapa transicional desde la forma de “S extendida” hasta romboidal. La mayor subsidencia ocurre en esta etapa, especialmente en la zona central de la cuenca donde las fallas oblicuas son más activas. La clásica geometría romboidal de una cuenca transtensiva es alcanzada en este lapso gracias a la integración del desplazamiento de cizalla principal, al fallamiento normal y oblicuo (Figura 4.17.B). La etapa de madurez parece comenzar su decadencia al disminuir la inactividad de las fallas normales.

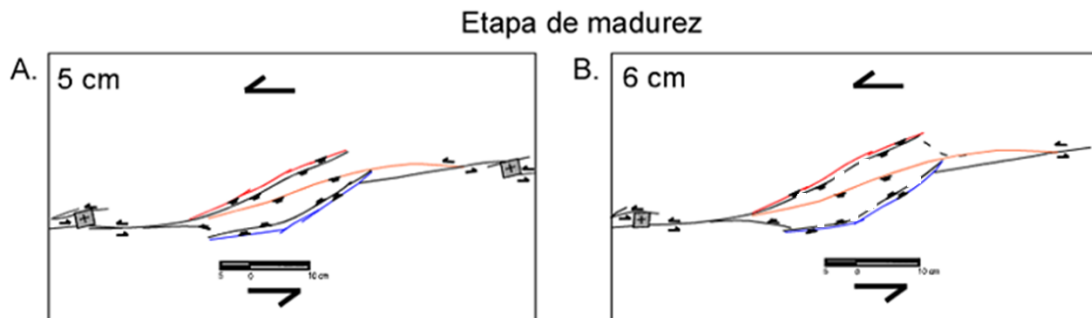


Figura 4.17.A Etapa de madurez alcanzada por la cuenca los 5 cm de desplazamiento **B.** Etapa de madurez alcanzada por la cuenca a los 6 cm de desplazamiento. Los relieves elevados están representados con un recuadro gris con una cruz negra.

CAPÍTULO V

5. DISCUSIÓN

5.1 Discusión de los métodos y materiales

La discusión de los métodos y materiales empleados para realizar los modelos M1 transtensión oblicua con capa dúctil y M2 transtensión paralela contempla una serie de ventajas y limitaciones que determinaron los resultados obtenidos, además de la comparación de éstos con los resultados obtenidos por Wu (2005), la cual se hace porque las técnicas empleadas en el presente trabajo son muy similares a las utilizadas por este autor.

Con respecto al equipo utilizado, las placas de aluminio no sufrieron pandeo o ruptura durante su desplazamiento y la leve vibración del motor paso a paso no causó ningún tipo de efecto colateral durante la ejecución de la deformación, probablemente por el peso del modelo. Para la construcción del paquete total de arena, el razador sirvió como un implemento adecuado para elaborar capas de arena de 0,5 cm de forma uniforme pero sin compactarlas. El método empleado en el modelo M2 para agregar arena (sedimentación sincinemática) únicamente en las zonas de interés y añadiendo distintos colores según el desplazamiento alcanzado, es un procedimiento efectivo para visualizar de forma más didáctica la evolución de la deformación en la superficie del modelo, así como en las secciones verticales los distintos tonos de arena permitieron identificar en qué momento y lugar las subsidencia es mayor o menor. Colocar la arena de protección, la malla y el lienzo sobre el modelo al momento de la preservación evitó que la superficie sufriera daños por erosión, por lo cual los resultados no se vieron perjudicados durante la etapa de preservación.

En cuanto al comportamiento mecánico de los materiales empleados, el uso de la arena seca de cuarzo de tamiz 40/100 como material análogo de

la corteza superior dio mejores resultados gracias a la elección del tamaño de grano de la arena que se encuentra en un rango entre los 425 y 150 μm principalmente, ya que al comparar las estructuras obtenidas este trabajo con las estructuras obtenidas en un modelo previo del Laboratorio, donde se optó por utilizar arena seca de cuarzo pero tamiz 20/40 (Figura 5.1), se logra apreciar que las estructuras generadas en este último poseen una grado menor de detalle que las estructuras originadas en los modelos realizados para éste trabajo de investigación.

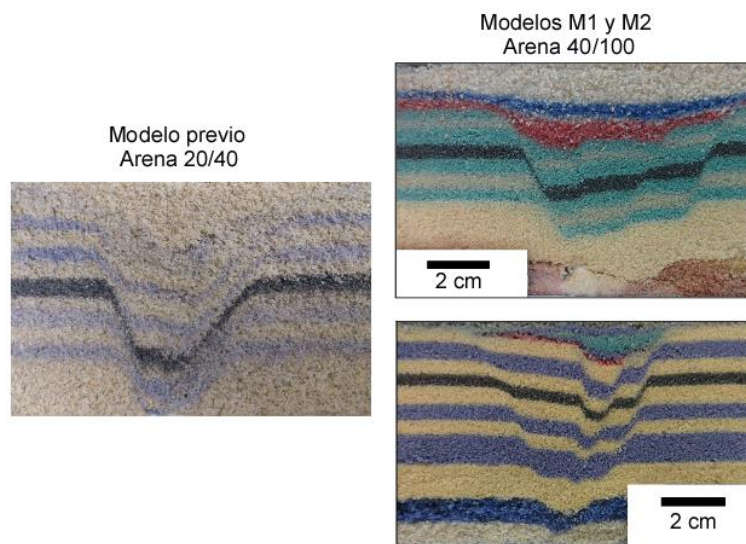


Figura 5.1 Comparación de los resultados de los modelos M1 y M2 (derecha) con resultados obtenidos en una modelo previo del Laboratorio de Modelado Analógico de la Universidad Simón Bolívar (izquierda).

La arena teñida no se decoloró al agregarle el material gelificante, lo cual es importante puesto que de no ser así eso implicaría la pérdida de algún modelo por destiñe. El material gelificante BACTO-AGAR empleado para preservar los modelos desempeñó su función correctamente, percolando hasta la base del modelo sin presentar derrames significativos por debajo de las placas de aluminio de la mesa y su consistencia al solidificar permitió realizar los cortes verticales con precisión para que cada

sección sea perpendicular a la mesa con poca ocurrencia de derrumbes en el paquete de arena.

Emplear *flubber* como material análogo de una capa dúctil en la base del modelo arrojó resultados imprevistos (ej. fallas inversas), sin embargo al comparar las estructuras presentes en las secciones verticales del modelo 15e Transtensión de Wu (2005), en cual se origina una cuenca por transtensión empleando una capa de polímero SGM 36 (965 kg.m³ de densidad y una viscosidad efectiva de 5×10^4 Pa a una temperatura de 20°C) para simular una capa dúctil en profundidad, se observan varias similitudes (Figura 5.2): en ambos casos se generó un graben con forma de “U” notablemente amplio que se encuentra limitado por dos fallas curvadas que corresponden a los bordes de la cuenca, el cual está seccionado en su parte central por una falla transversal y en él se observa la presencia de fallas inversas adyacentes a los bordes de la cuenca.

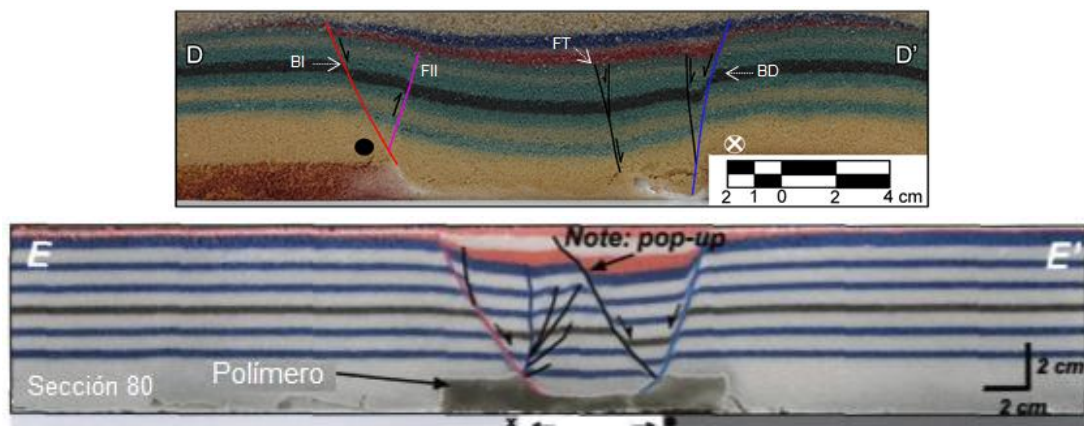


Figura 5.2 Comparación de las secciones verticales del modelo M1 (arriba) y del modelo de Wu (2005) (abajo).

La geometría de las estructuras que se desarrollaron en la superficie del modelo M1 a los 4 cm de desplazamiento también muestran características comunes con las estructuras en superficie generadas

igualmente a los 4 cm de desplazamiento del modelo 15e de Wu (2005) (Figura 5.3):

- Los bordes de la cuenca tienen una geometría curva muy similar: el borde este posee una dirección sureste-norte y el borde oeste una dirección noroeste-sur.

- Las fallas que definen el graben central consisten en una serie de fallas normales escalonadas, aunque en el modelo M1 estas fallas aún no están desarrolladas en su totalidad.

- Están presentes fallas segmentadas que cruzan el interior de la cuenca.

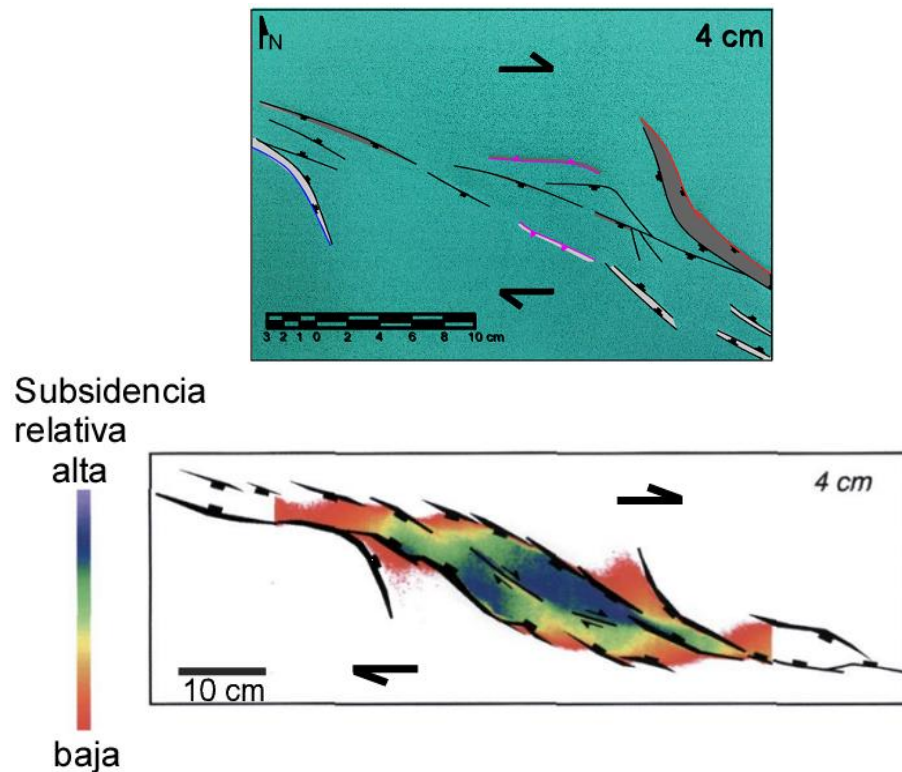


Figura 5.3 Comparación de las superficies del modelo M1 (arriba) y del modelo de transtensión de Wu (2005) (abajo).

No tener las propiedades físicas del *flubber* como su densidad y viscosidad efectiva representó una limitación durante la elaboración del

modelo M1, puesto que introdujo resultados inesperados que no pueden ser interpretados mediante razones geológicas sino por medio de propuestas mecánicas, ya que en la base del modelo el *flubber* tiende a fluir hacia adelante debido a la presión de carga del paquete de arena (Figura 5.4) por lo cual los bloques de las fallas se hunden sobre este material, modificando la geometría de las estructuras originales. Sin embargo, estos resultados inesperados sugieren la posibilidad de realizar experimentos con materiales que se comportan de manera dúctil.

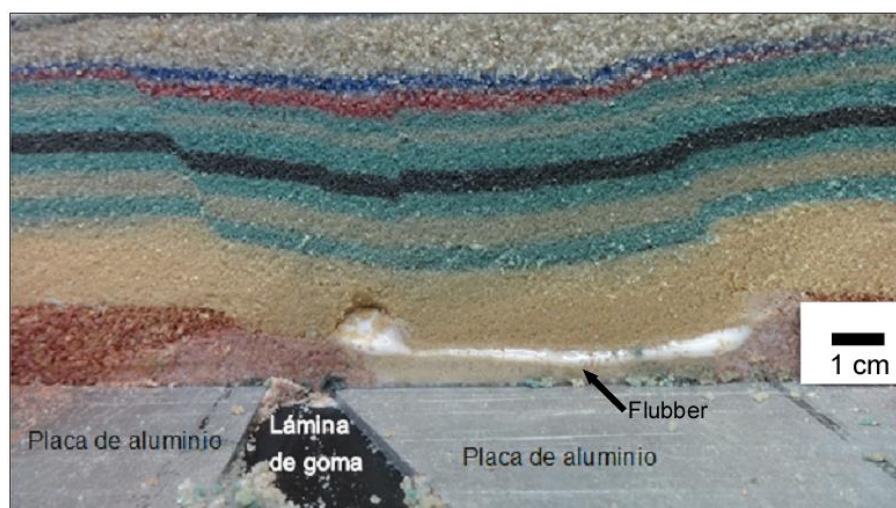


Figura 5.4 Desplazamiento del *flubber* en el modelo M1 por la presión de carga del paquete de arena.

5.2 Discusión de los resultados experimentales

La discusión de los resultados experimentales comprende dos aspectos: la comparación entre los resultados de ambos modelos del presente trabajo, y la comparación éstos con los conceptos y modelos que se encuentran en el marco teórico.

Comparar los resultados obtenidos en el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil con los resultados del modelo M2 transtensión paralela permitió estudiar el efecto que tiene el cambio en la oblicuidad de las

fallas que se encuentran en la zona de desplazamiento principal de un sistema rumbo deslizando, así como la influencia de una capa dúctil en la geometría de una cuenca transtensiva. Examinando las imágenes en planta y secciones verticales de cada modelo se reconocen los siguientes elementos comunes para ambos: una estructura negativa en la zona de desplazamiento principal, un graben central limitado por los bordes de la cuenca y una falla que atraviesa el interior de la misma, mientras que la diferencia entre estos elementos radica principalmente en el ancho de las estructuras y el trazado de las fallas.

La región de la zona de desplazamiento principal (ZDP) en ambos modelos se rige por el mecanismo de deformación de cizalla *Riedel* estudiado por Dewey (1978) (Atmaoui, 2005) por lo cual se generan estructuras transtensivas por el entrelazamiento de las fracturas *Riedel* y fracturas P, pero en ambos modelos estas estructuras no son iguales (Figura 5.5): en el modelo M1 se genera una estructura tipo graben debido a que la componente extensiva es mayor porque las láminas de aluminio en esta zona se separan, mientras que en el modelo M2 se origina una estructura estrecha tipo flor negativa ya que la componente extensional es menor, originándose una zona de cizalla anastomosada, por lo tanto en la ZDP se originan estructuras más anchas en transtensión oblicua y más angostas en transtensión paralela. Los relieves elevados que se observaron en la superficie, específicamente en los flancos de la ZDP (Figura 4.14) se deben a este mismo mecanismo de cizalla *Riedel*, ya que las estructuras compresivas son esperadas cuando se solapan dos fracturas *Riedel* y coinciden las direcciones opuestas (Figura 2.12) (Dewey, 1978 en Atmaoui, 2005).

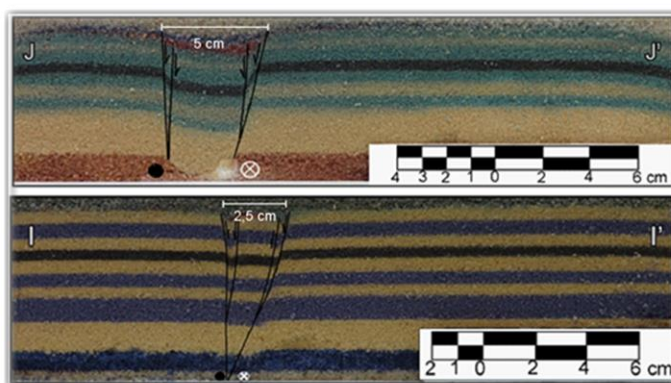


Figura 5.5 Comparación de las estructuras en profundidad que se forman en ZDP en el modelo M1 (arriba) y en el modelo M2 (abajo)

En la zona central de los modelos se desarrolla un graben principal debido a que el área del escalonamiento está gobernado por el mecanismo de deformación escalonado estudiado por Mann *et al.* (1983) (Atmaoui, 2005), en el cual ocurre extensión entre dos segmentos de fallas rumbo deslizantes escalonados generándose una deformación oblicua (normal y rumbo-deslizante); sin embargo el ancho del graben que se genera en el centro del modelo M1 es notablemente mayor (18,6 cm aproximadamente) que el ancho del graben que se forma en el centro del modelo M2 (10 cm aproximadamente), y en cuanto a la geometría de estas estructuras, el graben del modelo M1 posee una forma de “U” amplia (similar a un bol), lo que ocasiona que el relleno sincinemático en esta zona se encuentra diseminado a lo largo de esta amplia superficie, a diferencia del graben del modelo M2 que posee una geometría en forma de “U” cerrada y su relleno sincinemático se encuentra confinado principalmente a la zona central de la estructura.

Las estructuras que integran el graben principal presentan diferencias significativas (Figura 5.6): los bordes de la cuenca en el modelo M1 tienden a disponerse escalonados, lo que otorga un trazado más complejo, a diferencia de los bordes de la cuenca del modelo M2 cuyas trazas se hacen más

homogéneas a medida que evoluciona la cuenca, por ello en las secciones verticales del modelo M1 se observan dos fallas que corresponden a un borde de la cuenca mientras que en las secciones verticales del modelo M2 se interpreta una única falla por cada borde. En la parte central de la cuenca la disposición de las fallas es más compleja en el modelo M1 que en modelo M2, ya que la falla transversal de la cuenca en el modelo M2 consiste en una única falla con una traza simple que es acompañada por fallas secundarias, todas con buzamiento normal, en cambio en el modelo M1 además de la falla transversal de la cuenca, existe un conjunto de fallas (incluyendo fallamiento inverso) que se enlazan originando una zona de falla compleja.

Estas diferencias en la configuración de las cuencas originadas en cada modelo se deben principalmente a la presencia de la capa dúctil en la zona del escalonamiento del modelo M1 y la ausencia de la misma en el modelo M2. La presencia de una capa dúctil ocasiona que se genere una mayor ocurrencia de fallamiento escalonado, por lo cual la morfología de la cuenca es más compleja. En el modelo M2 la subsidencia es más localizada mientras que el modelo M1 la capa dúctil repercute en el hecho que la subsidencia se distribuye en un área mayor, por ello el ancho de las estructuras es superior.

La evolución de la geometría de la cuenca generada en el modelo M2 coincide con las características propuestas por Mann *et al.* (1983) para la evolución de una cuenca transtensiva (Figura 2.14): la geometría de la etapa inicial coincide con la geometría de la falla rumbo deslizante formada por las placas de aluminio (Figura 4.12.A y 4.12.B), es decir que la ubicación y geometría de las estructuras transtensivas están controladas por la geometría predeterminada en el basamento tal como plantean McClay y Dooley (1995 y 1997) en sus estudios de cuencas transtensivas generadas en mecanismos escalonados (Atmaoui, 2005). También coinciden en la geometría fusiforme alcanzada en la etapa de juventud originada por el

entrelazamiento de las fallas de la zona de desplazamiento principal y las fallas del escalonamiento (Figura 4.15.A) la cual evoluciona a una geometría de “S extendida” por el aumento del desplazamiento (Figura 4.15.B), y la geometría romboidal de la etapa de madurez (Figura 4.17.A y 4.17.B).

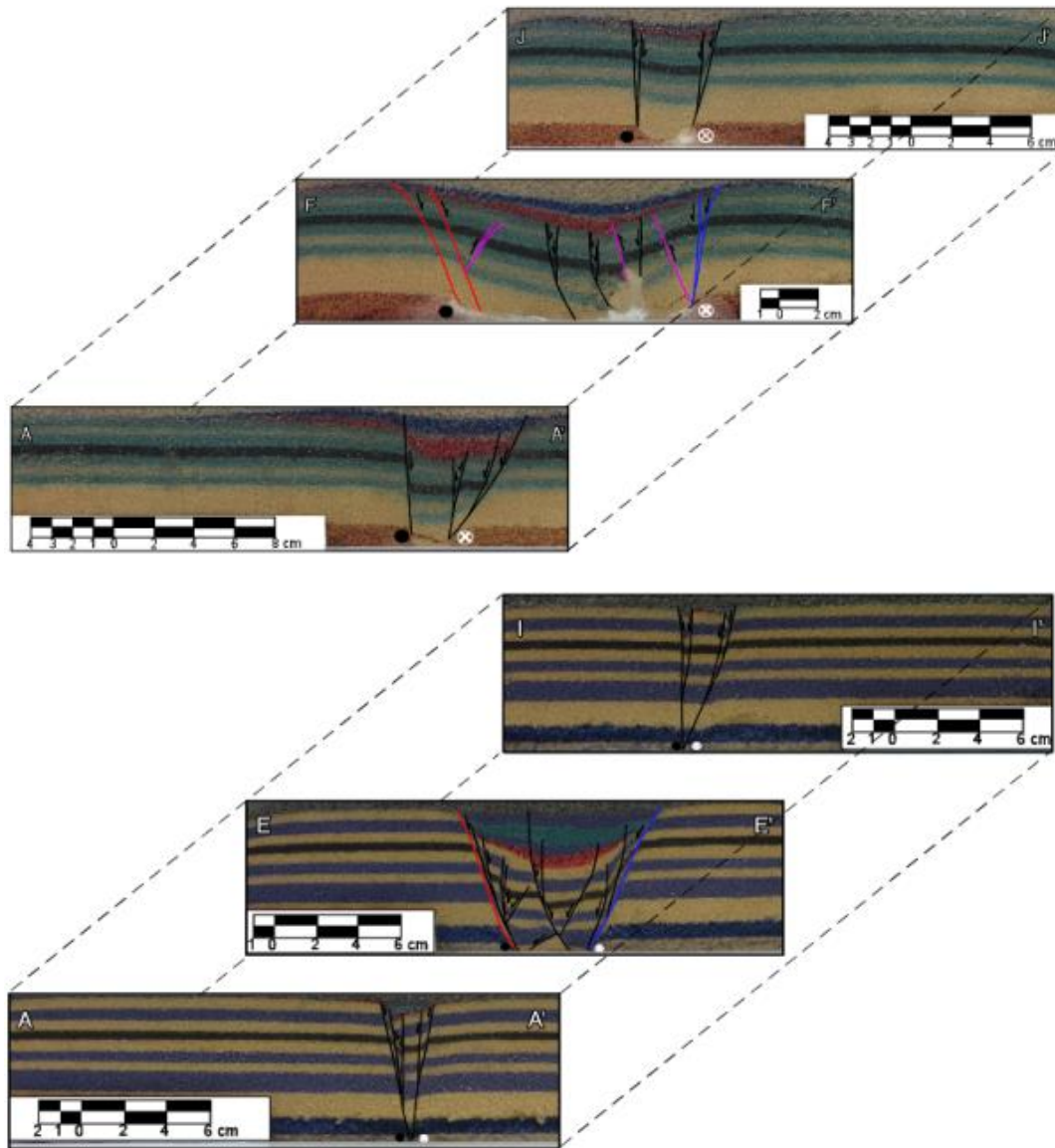


Figura 5.6 Comparación de las estructuras en profundidad presentes en el modelo M1 transtensión oblicua con capa dúctil (arriba) con las estructuras presentes en el modelo M2 transtensión paralela (abajo).

5.3 Comparación de los resultados con la cuenca Tuy-Cariaco

Este apartado compara los resultados obtenidos en el modelo M2 transtensión paralela con los modelos estructurales de la cuenca Tuy-Cariaco de Schubert (1982), Goddard (1986), Ysaccis (1997), Audemard *et al.* (2000) tal como están en Escalona *et al.* (2009), además del mapa propuesto por PECA (2000) en Suárez (2006) y el modelo del mismo Escalona *et al.* (2009) junto son las secciones sísmicas interpretadas por este autor y por Sylvester (1988).

De acuerdo a estos autores, la causa de la subsidencia de la cuenca Tuy-Cariaco se debe a la interacción del movimiento rumbo deslizante del sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar, el cual presenta un escalonamiento que ocasiona una deformación transtensiva, la diferencia de sus modelos radica en el arreglo estructural de la zona (Figura 5.7): en el modelo de Schubert (1982) se propone una falla continua sin ramales y los bordes de la cuenca no están bien definidos, lo cual no concuerda con los resultados del modelo M2. A partir del modelo de Goddard (1986) se propone que la falla de San Sebastián presenta dos ramales que definen mejor la cuenca lo cual se corresponde con la falla oeste del modelo M2, más la geometría fusiforme de la cuenca no coincide con la geometría de la cuenca del modelo M2. La geometría de la cuenca interpretada por Ysaccis (1997) presenta quiebres que no se asemejan con los bordes de la cuenca del modelo M2. Según Audemard *et al.* (2000) la cuenca Tuy-Cariaco tiene una geometría romboidal muy parecida a la geometría de la cuenca del modelo M2, sin embargo en su interpretación no está presente la falla transversal de la cuenca, la cual sí se encuentra en el modelo de PECA (2000) indicada con una línea gruesa roja (Figura 5.7) que posee una dirección noroeste-sureste similar a la falla transversal del modelo M2, también se observa como ella se une con la falla este de la cuenca.

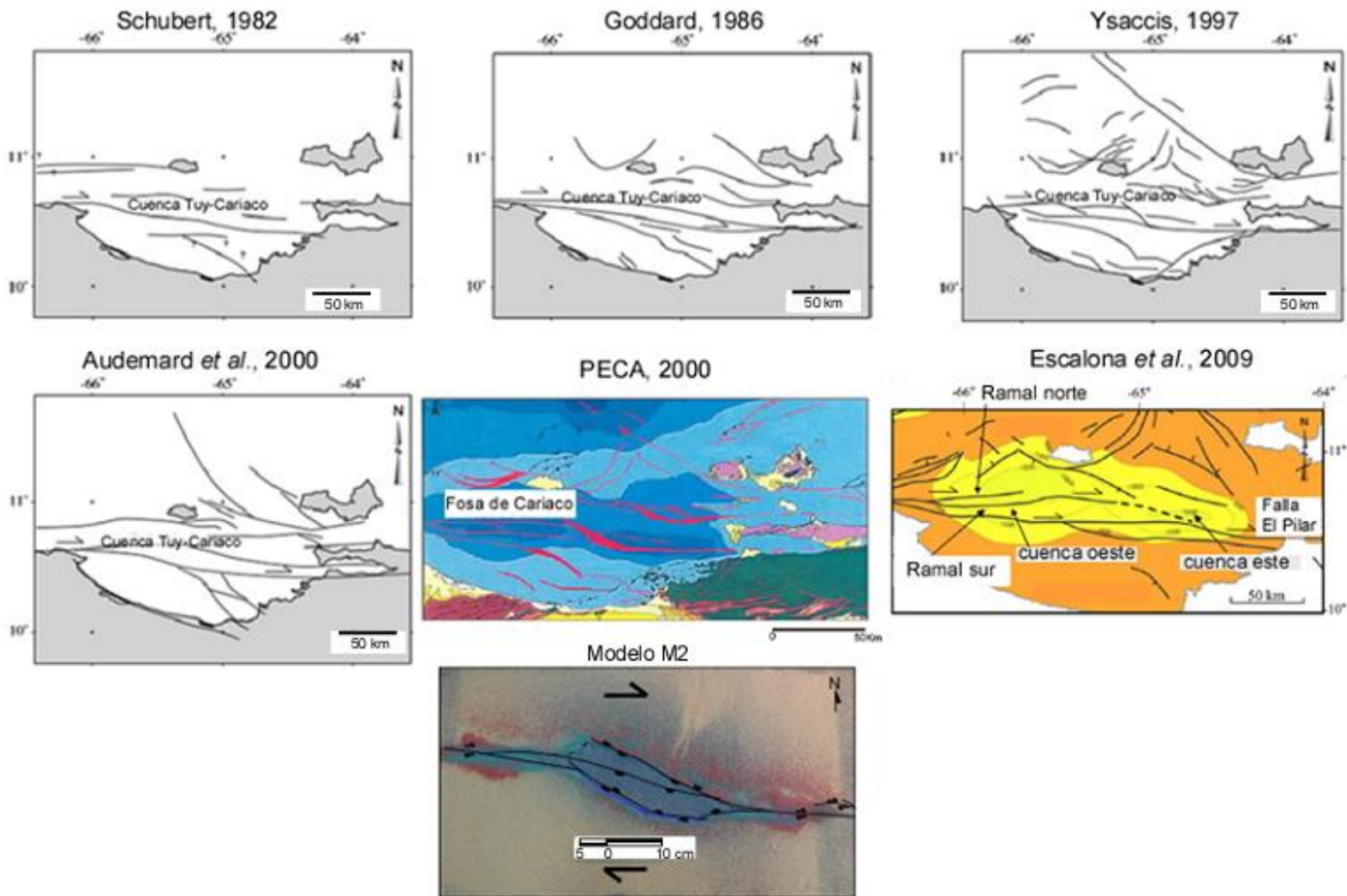


Figura 5.7 Comparación de modelos previos del área de la cuenca Tuy-Cariaco con la cuenca del modelo M2.

De acuerdo al modelo de Escalona *et al.* (2009) la falla de San Sebastián se bifurca en dos ramales: el ramal norte de la falla de San Sebastián posee un rumbo suroeste-noreste, mientras que el ramal sur posee un rumbo E-W y corta a través del centro a la cuenca hasta que desaparece hacia el final del depocentro de la cuenca este de Cariaco; la falla de El Pilar controla el límite sur de la cuenca, buza hacia el norte y es la responsable de la deformación principal en la parte este de la cuenca. La cuenca del modelo M2 también está controlado principalmente por tres fallas, pero ellas ejercen un control estructural distinto al propuesto por Escalona *et al.* (2009): el ramal norte de la falla oeste que corta a través del centro de la cuenca con rumbo noreste-suroeste, el ramal sur de la falla oeste que controla el límite sur de la cuenca, y la falla este que limita la cuenca en el norte (Figura 5.8).

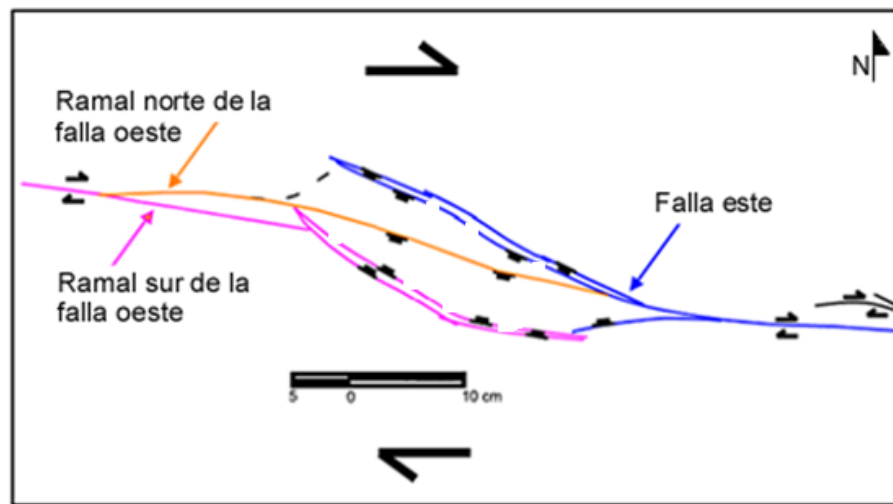


Figura 5.8 Principales fallas que controlan la cuenca del modelo M2.

Escalona *et al.* (2009) interpreta un serie de perfiles sísmicos de la cuenca Tuy-Cariaco que son comparados con las secciones verticales del modelo M2 que poseen una ubicación espacial similar con los perfiles (Figura 5.9).

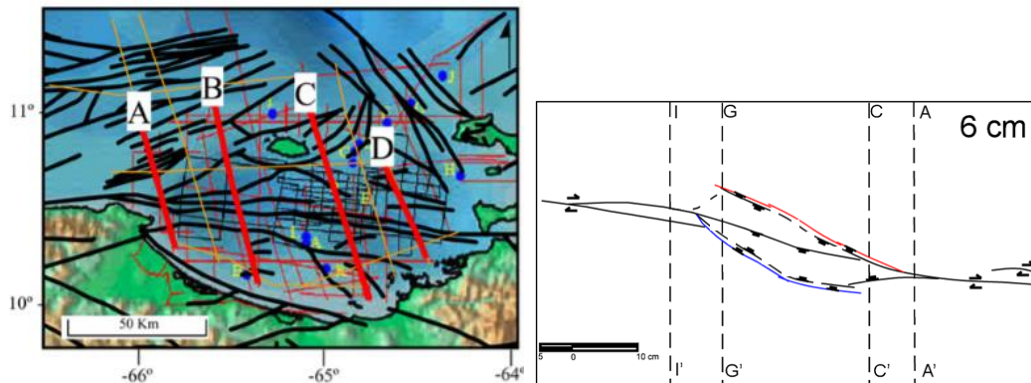


Figura 5.9 Ubicación de los perfiles sísmicos interpretados por Escalona *et al.* (2009) (izquierda) y de las secciones verticales del modelo M2 (derecha).

En la comparación de los perfiles sísmicos de Escalona *et al.* (2009) con las secciones verticales del modelo M2 se establecen las fallas principales en ambos casos y las características similares de las estructuras presentes (Tabla 6.1).

Tabla 6.1 Comparación de las estructuras presentes tanto en las líneas sísmicas de la cuenca Tuy-Cariaco como en las secciones verticales del modelo M2.

Línea sísmica (L.S)	Sección vertical (S.V)	Fallas principales	Características similares de la estructuras
A	I-I'	L.S: El Pilar y ramal sur de San Sebastián. S.V: Ramal inferior de la falla izquierda y falla transversal de la cuenca.	Para ambos casos las fallas principales buzcan en sentido contrario con un alto ángulo, y a pesar que en la línea sísmica no está tan definido, las fallas tienden a dar origen a una estructura en "V" (Figura 5.10.A)
B	G-G'	L.S: El Pilar, ramal sur de San Sebastián y ramal norte de San Sebastián. S.V: borde izquierdo de la cuenca (BI), falla transversal (FT) y borde derecho de la cuenca (BD).	La estructura para ambos es una graben. El ramal sur de San Sebastián atraviesa el graben al igual que la falla transversal de la cuenca (FT), estas fallas son verticales y están más cercanas al ramal norte de San Sebastián y al BD (Figura 5.10.B)
C	C-C'	L.S: El Pilar y ramal sur de San Sebastián. S.V: borde izquierdo de la cuenca (BI) y falla externa derecha	La estructura consiste en un graben limitado por fallas que en el tope presentan cierta concavidad hacia abajo. Adjunto a la falla de El Pilar y al BI se encuentran fallas antitéticas (Figura 5.10.C)
D	A-A'	L.S: El Pilar S.V: falla de la derecha	Se observan fallas con buzamiento mayor a 80° (Figura 5.10.D).

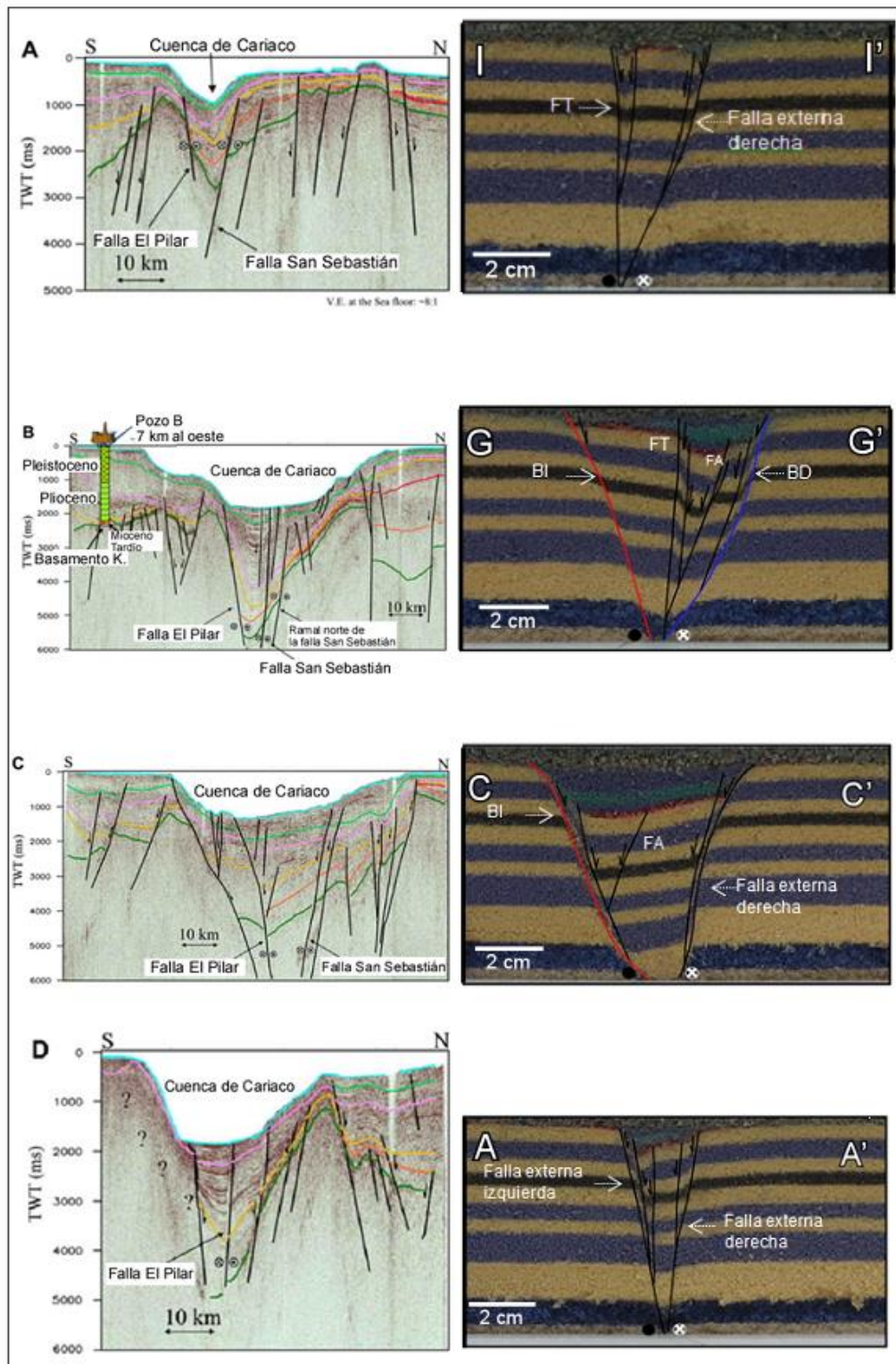


Figura 5.10 Comparación de los perfiles sísmicos perpendiculares a la cuenca Tuy-Cariaco interpretados por Escalona *et al.* (2009) con las secciones verticales del modelo M2.

La geometría de la cuenca Tuy-Cariaco se caracteriza por poseer dos depocentros elongados en dirección este-oeste, Escalona *et al.* (2009) plantea que primero se formó el depocentro oeste de la cuenca Tuy-Cariaco entre el ramal norte de la falla de San Sebastián y la falla de El Pilar, el cual poseía una geometría romboidal (Figura 2.21), este depocentro fue seccionado diagonalmente por una nueva falla rumbo deslizante que corresponde al ramal sur de la falla de San Sebastián, la cual causó extensión hasta que cesó la subsidencia, es decir, que ocurrió una extinción de la cuenca transtensional oeste de Tuy-Cariaco por la formación de una falla transversal (Figura 2.22), entonces la deformación migró al este, lo que originó el depocentro este con una forma de “Z extendida”, este depocentro se formó debido a la conexión curva entre el ramal sur de la falla de San Sebastián y la falla de El Pilar (Figura 2.23).

Al comparar un perfil sísmico subparalelo a la cuenca Tuy-Cariaco de Escalona *et al.* (2009) con los cortes subparalelos a la falla transversal del modelo M2 (Figura 5.11), se observa que en el modelo M2 también están presentes dos depocentros: el depocentro oeste que está controlado principalmente por la falla azul y el depocentro este que está controlado por la falla roja; la subsidencia de ambos depocentros ocurre simultáneamente, lo cual se verifica observando las secciones verticales del modelo M2 en las cuales las capas de arena sincinemática (que representan un mismo evento de subsidencia) se encuentran en ambos depocentros, por lo tanto el proceso está controlado por la geometría del basamento, que para el modelo corresponde a dos fallas rumbo deslizantes paralelas con un escalonamiento (Figura 3.3). Mientras que Escalona *et al.* (2009) interpreta la geometría de la cuenca asumiendo una migración de la deformación y extinción del depocentro oeste de la cuenca Tuy-Cariaco, el modelo M2 transtensión paralela plantea una explicación más sencilla para la formación de dos depocentros contemporáneos en este sistema transtensivo.

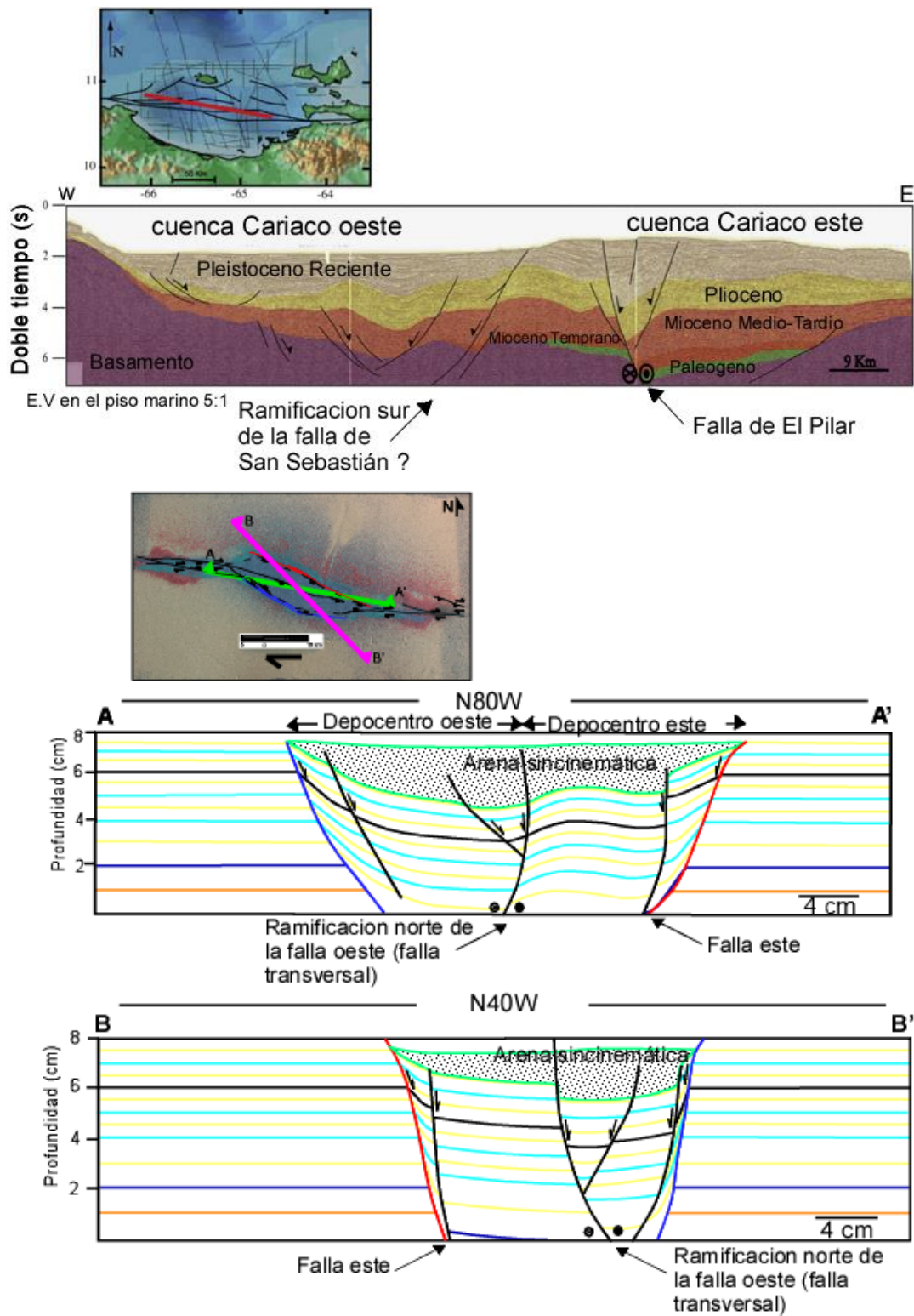


Figura 5.11 Comparación del perfil sísmico subparalelo a la cuenca Tuy-Cariaco de Escalona *et al.* (2009) con cortes subparalelos a la falla transversal del modelo M2.

Al comparar el perfil sísmico interpretado por Sylvester (1988) con la sección vertical H-H' del modelo M2 (Figura 5.12) se logra apreciar que las fallas que se encuentran en la parte sur (para el perfil sísmico) e izquierdo (para la sección vertical) tienden a ser verticales, mientras que las fallas del lado opuesto se muestran cóncavas hacia la superficie, lo que otorga cierta asimetría a la estructura. Por lo tanto el patrón de fallas obtenido en el modelo M2 corresponde con patrones de fallas presentes en la cuenca Tuy-Cariaco, los cuales se deben a la componente normal y rumbo deslizante de las fallas (deformación oblicua).

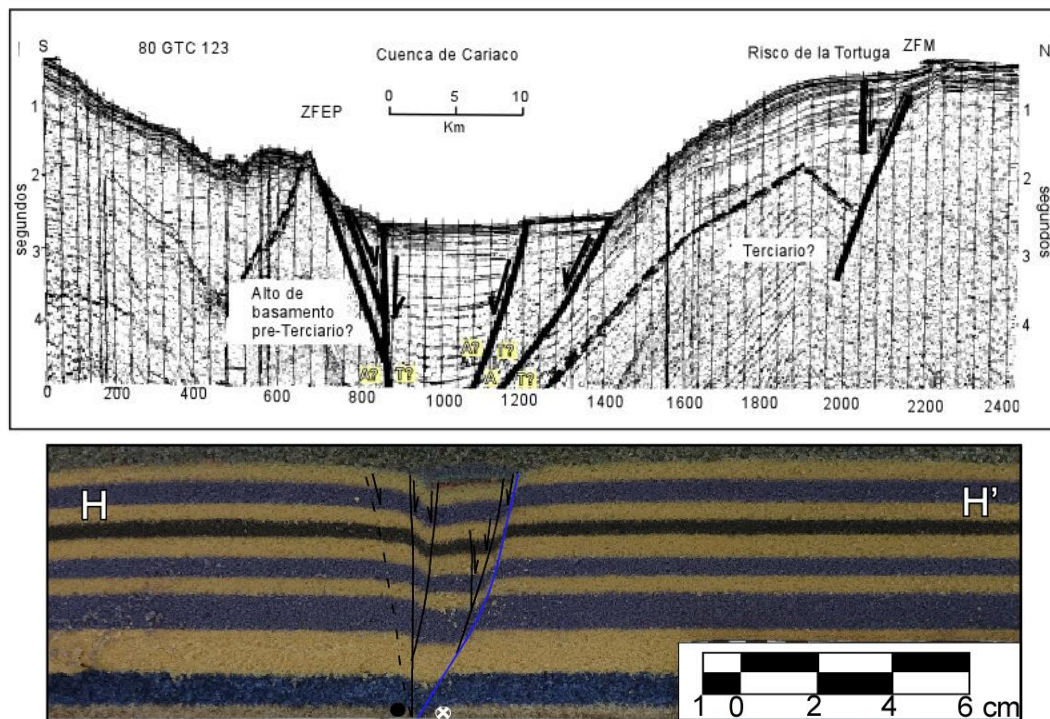


Figura 5.12 Comparación del perfil sísmico interpretado por Sylvester (1988) con la sección vertical H-H' del modelo M2.

Ysaccis (1997) considera la evolución de la cuenca Tuy-Cariaco en cuatro fases estructurales, las cuales son descritas y comparadas con la evolución de la cuenca generada en el modelo M2:

-Régimen de ruptura (Eoceno-Mioceno Temprano): en la zona de la cuenca de Tuy-Cariaco se observan dos fallas normales paralelas con una tendencia noroeste-sureste que corresponden a la Paleo-fosa de Cariaco, y en la zona donde debería estar la falla de San Sebastián se encuentra una falla inferida. Estas estructuras son muy similares a las desarrolladas en el modelo M2 durante el primer centímetro de deformación, especialmente en la parte del escalonamiento, donde se encuentran fallas normales paralelas que buzcan hacia el centro de la estructura, y en la zona de desplazamiento principal donde se desarrollan las fracturas *Riedel* es similar a la falla inferida de San Sebastián (Figura 5.13).

En la Fosa de Cariaco ocurrió una extensión menor durante el Oligoceno al Mioceno Temprano, durante esta etapa las fallas en el área de la Paleo-fosa de Cariaco se prolongan y se acercan a la traza de la falla de San Sebastián, la cual se encuentra mejor definida. En el modelo, luego de 2 cm de desplazamiento, las fallas previas también aumentan su longitud y tienden a unirse con las fracturas que se encuentran en la zona de desplazamiento principal izquierda lo cual es similar a lo planteado por Ysaccis (1997) (Figura 5.14).

-Régimen de inversión (Oligoceno-Mioceno Medio): este régimen es responsable de la inversión de las estructuras extensionales desarrolladas durante el régimen anterior. Esta inversión es el resultado de fuerzas compresivas causadas por la convergencia oblicua entre las placas del Caribe y Suramericana. Este proceso de convergencia no fue modelado en experimento M2 y por lo tanto no fue analizado.

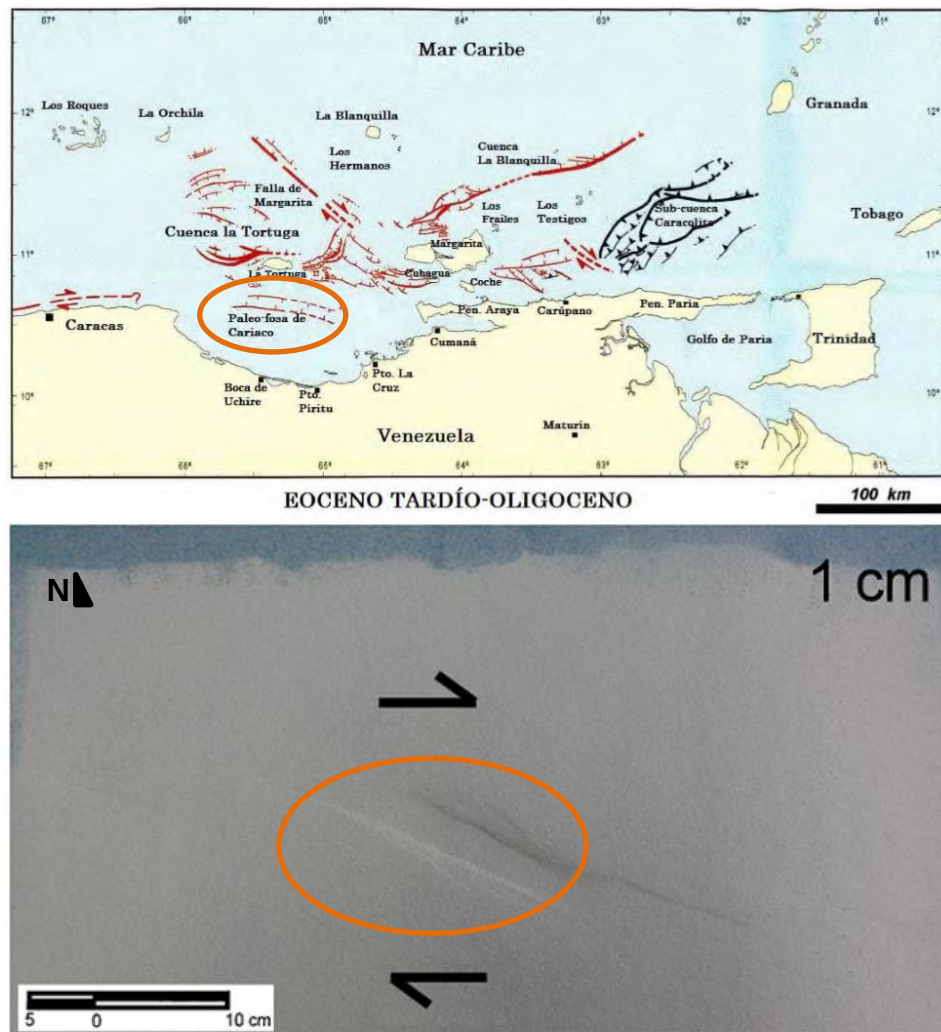


Figura 5.13 Comparación del régimen de ruptura propuesto por Ysaccis (1997) con el modelo M2. Arriba: Distribución de los sistemas de fallas en la cuenca Tuy-Cariaco durante el Eoceno Tardío-Oligoceno (Tomado y modificado de Ysaccis, 1997 en Suárez, 2006). Abajo: Imagen en planta de las estructuras transtensivas en el modelo M2 al primer centímetro de desplazamiento.

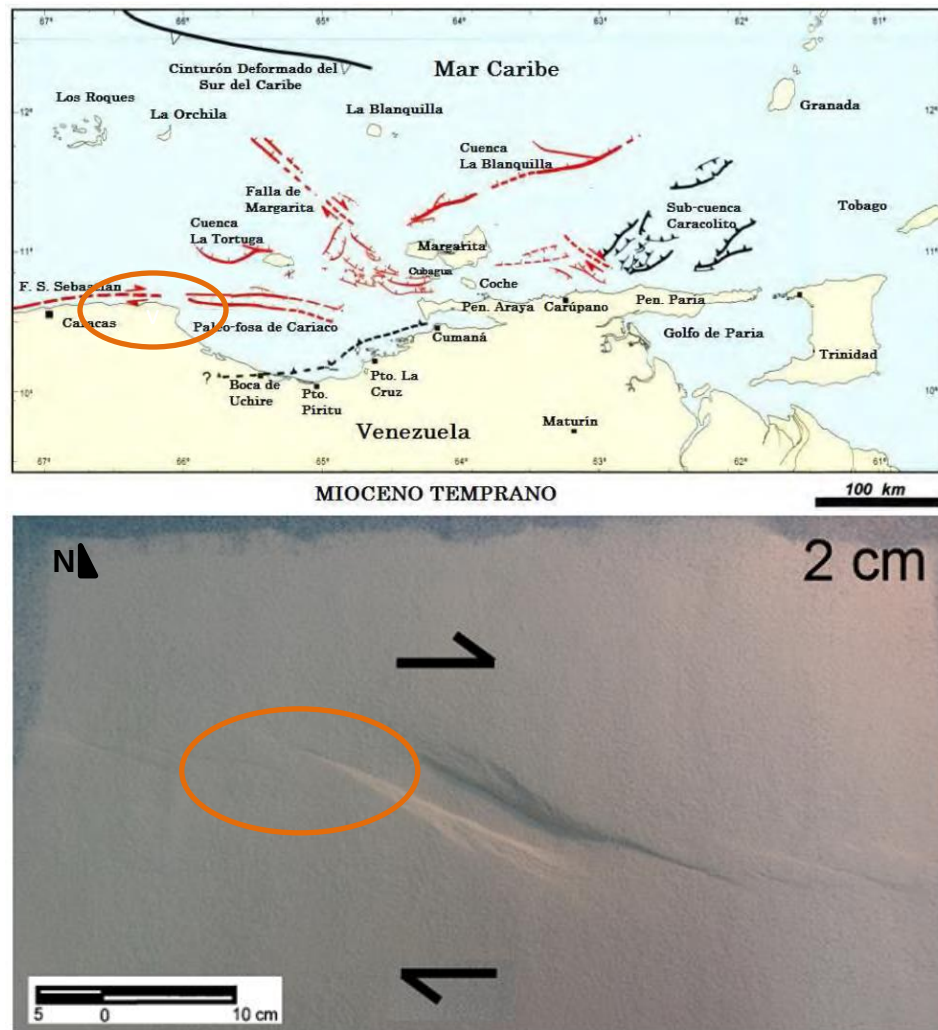


Figura 5.14 Comparación de la extensión menor ocurrida durante el Oligoceno al Mioceno Temprano propuesta por Ysaccis (1997) con el modelo M2. Arriba: Distribución de los sistemas de fallas en la cuenca Tuy-Cariaco durante el Mioceno Temprano (Tomado y modificado de Ysaccis, 1997 en Suárez, 2006). Abajo: Imagen en planta de las estructuras transtensivas del modelo M2 a los dos centímetros de desplazamiento.

-Régimen de subsidencia (Mioceno Medio): aunque este evento está caracterizado por quietud tectónica, la falla de San Sebastián se propagó hacia el este y se desarrollaron sus dos ramales, dando origen a la falla que atraviesa la cuenca en forma diagonal, la cual corresponde al ramal norte de dicha falla; la traza de la falla de El Pilar también se encuentra bien definida en esta etapa. Durante esta fase ya está presente la Fosa de Cariaco y la

cuenca asumió una forma de “Z extendida”; estos cambios ocurren similares en el modelo M2, ya que a los 4 cm de deformación las trazas de las fallas que se encuentran en la ZDP están bien definidas y se entrelazan con las fallas del centro, además la falla transversal de la cuenca en este punto ya se originó y empezó a propagarse hacia el centro de la cuenca, igualmente la forma de la cuenca evolucionó a “S extendida” (“Z extendida” para efecto de la figura) (Figura 5.15).

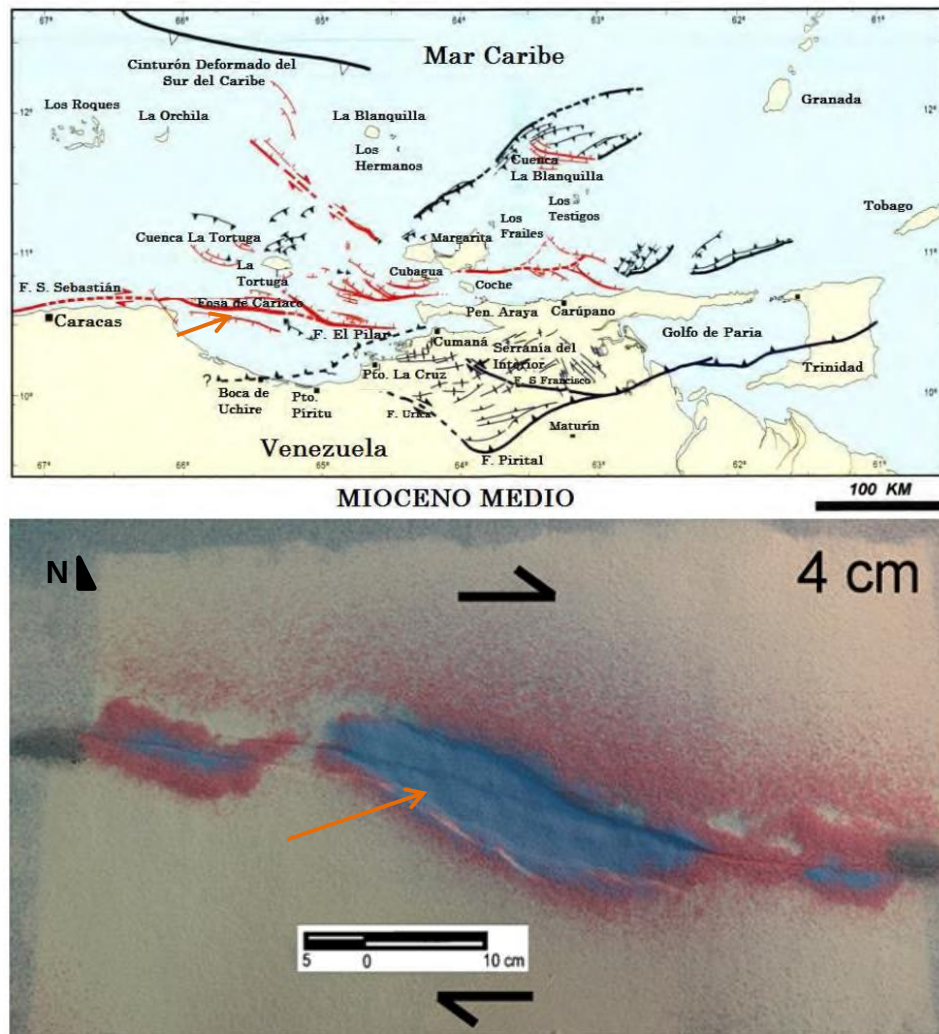


Figura 5.15 Comparación del régimen de subsidencia propuesto por Ysaccis (1997) con el modelo M2. Arriba: Distribución de los sistemas de fallas en la cuenca Tuy-Cariaco durante el Mioceno Medio (Tomado y modificado de Ysaccis, 1997 en Suárez, 2006). Abajo: Imagen en planta de las estructuras transtensivas en el modelo M2 a los cuatro centímetros de desplazamiento.

-Fase transtensional (Mioceno Tardío-Presente): esta etapa incluye fallamiento rumbo deslizante con orientación este-oeste junto con fallamiento normal con orientación oeste-noroeste. La falla de El Pilar desarrolló un ramal bien definido que posee orientación sureste-noroeste, esta estructura es equivalente en el modelo M2 a la prolongación de la falla este (Figura 5.16).

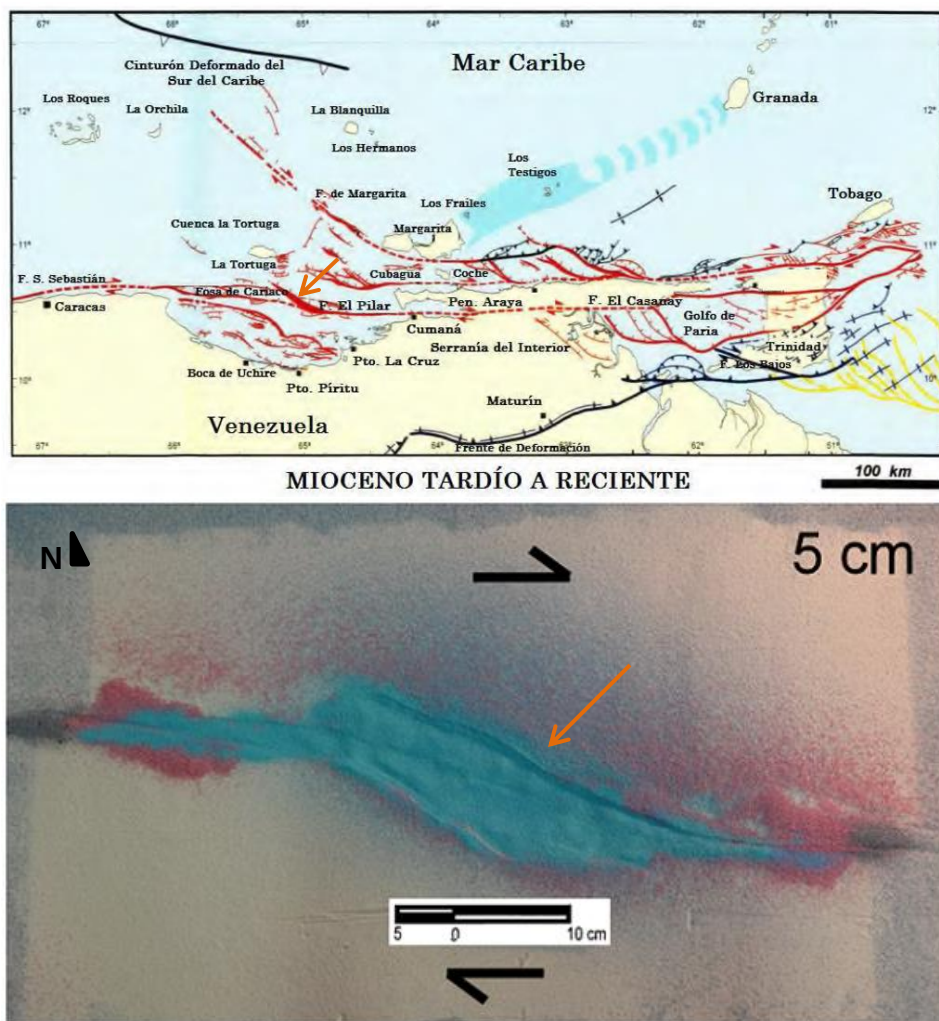


Figura 5.16 Comparación de la fase transtensional propuesta por Ysaccis (1997) con el modelo M2. Arriba: Distribución de los sistemas de fallas en la cuenca Tuy-Cariaco durante el Mioceno Tardío al Reciente (Tomado y modificado de Ysaccis, 1997 en Suárez, 2006). B. Imagen en planta de las estructuras transtensionales en el modelo M2 a los cinco centímetros de desplazamiento.

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los modelos análogos realizados en esta investigación logran simular la evolución y geometría de una cuenca generada en un marco geológico transtensivo, y fue posible evaluar el desarrollo de las estructuras por medio de imágenes en planta y secciones verticales de los modelos.

La evolución estructural de una cuenca transtensiva de acuerdo al modelo M2 transtensión paralela comprende tres etapas: la etapa inicial que se caracteriza por la formación de fracturas *Riedel* y fracturas P en la zona de desplazamiento principal (las cuales se entrelazan y forman una zona de cizalla) y de fallas normales que bordean de forma paralela la zona del escalonamiento. En la etapa de juventud se enlazan las fracturas de la zona de desplazamiento principal con las fallas normales que se encuentran en el escalonamiento, y comienzan a formarse las fallas que corresponden a los bordes de la cuenca permitiendo que la cuenca adquiera una geometría fusiforme que evoluciona a la forma de “S extendida” con el incremento de la deformación, también ocurre el desarrollo de la falla transversal de la cuenca. La etapa de madurez es alcanzada cuando la falla transversal se propaga hasta la esquina opuesta de la cuenca, en esta etapa se registra la mayor subsidencia, además la cuenca adquiere la clásica forma romboidal de una cuenca transtensional.

El método empleado para la elaboración de los modelos análogos M1 transtensión oblicua con capa dúctil y M2 transtensión paralela permitió determinar la influencia que ejerce la variación en la oblicuidad de las zonas de desplazamiento principal (ZDP) y el efecto de una capa dúctil. La mayor diferencia que existe entre el modelo M1 y M2 es la complejidad en la arquitectura de la cuenca ocasionada por la capa dúctil que se encuentra en

la base del primer modelo, la cual origina cuerpos intrusivos en la zona del escalonamiento, así como fallas inversas de alto ángulo que se generan por el hundimiento de los bloques de las fallas dentro del material dúctil que se deforma por la sobrecarga ejercida por el paquete de arena. La presencia de una capa dúctil en la base del modelo M1 favorece la formación de fallamiento escalonado especialmente en las áreas que corresponden a los bordes de la cuenca, además de una zona de fallas entrelazadas en el área central donde se encuentra incluida la falla transversal, esto ocasiona una geometría más compleja de las estructuras. En contraste con las estructuras que se originan en el modelo M2 las cuales muestran un trazado más homogéneo y en la parte central de la cuenca hay un número mucho menor de fallas, prevaleciendo como estructura central la falla transversal. En cuanto al efecto debido a la variación en la oblicuidad de la ZDP, en transtensión oblicua se originó un graben en la ZDP mientras que en transtensión paralela la estructura de esta zona corresponde a una estructura más estrecha en forma de “V” que corresponden a una estructura de flor negativa. En general las estructuras que se generan en un marco geológico de transtensión paralela son más estrechas que las estructuras que se generan en transtensión oblicua, donde la componente de extensión ejerce mayor dominio.

Las fallas que se generaron en la cuenca del modelo M2 concuerdan con las fallas presentes en los perfiles sísmicos de la cuenca Tuy-Cariaco, en los cuales se observa fallamiento normal con altos ángulos de buzamiento (entre 70° y 80°), estructuras de flor negativa en los extremos y un graben en la parte central. La geometría de la cuenca generada en el modelo M2 concuerda con la geometría planteada por Escalona *et al.* (2009) para la cuenca Tuy-Cariaco ya que la cuenca está controlada por tres fallas principalmente: una falla al oeste que se bifurca en dos ramales y una falla al este; sin embargo Escalona *et al.* (2009) propone que los dos depocentros

de la cuenca no son sincrónicos, asumiendo migración de la deformación y extinción del depocentro oeste, en cambio el modelo M2 transtensión paralela plantea una explicación más sencilla para la formación de dos depocentros contemporáneos en este sistema transtensivo. Las etapas evolutivas de la cuenca del modelo M2 concuerdan con el régimen de ruptura, subsidencia y transtensión propuesto por Ysaccis (1997) para la formación de la cuenca Tuy-Cariaco.

Se recomienda realizar un estudio detallado de las propiedades físicas del *flubber* para tener un control más puntual de sus cualidades, con lo cual se logre precisar los motivos por los cuales se generaron estructuras inversas en el modelo M1. Igualmente se sugiere realizar modelos donde se empleé arena seca de cuarzo que posea un tamaño de grano más fino y preferiblemente que corresponda a un solo tamiz, para verificar si las estructuras que se generen presenten un grado de detalle superior al obtenido en este trabajo. Se sugiere la adquisición de un tomógrafo laser para formar parte del equipo de laboratorio, con el cual se obtendrían imágenes 3D de los modelos a medida que se desarrolla la deformación.

REFERENCIAS

ACARNLEY, P., (2002) Stepping motors, a guide to theory and practice, 4th edition. *Control Engineering Series* 63.

ARDUINO, 2015. Creative Commons Attribution Sharealike 3.0. Disponible en: <https://www.arduino.cc/> ©2015 Arduino. [Último acceso: 22 de diciembre de 2015].

ATMAOUI N. (2005). Development of pull-apart basins and associated structures by the riedel shear mechanism: insight from scaled clay analogue models. Bochum, Alemania.

AUDEMARD, F. (1999). Nueva percepción de la sismicidad histórica del segmento en tierra de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de primeros resultados paleosísmicos. *Mem. VI Cong. Venez. Sismología e Ingeniería Sísmica*. Mérida, Venezuela (CD-Rom).

AUDEMARD, F. (2000), Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela. Disponible en http://www.funvisis.gob.ve/archivos/mapas/fallas_activas.pdf. [Último acceso: 7 de mayo de 2016].

AUDEMARD, F. A. Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean Plate boundary, en JAMES K.H., LORENTE M.A., PINDELL J.L., (2009), The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society Special Publication No. 328*, 569-586 pp.

BOLACHA E., MOITA DE DEUS H. y FONSECA P. (2011). The concept of Analogue Modelling in Geology: an approach to mountain building.

BONINI, M., (2007), Deformation patterns and structural vergence in brittle ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective, *Journal of Structural Geology*, v. 29, p.p. 141-158.

BONINI, M., SANI, F., y ANTONIELLI, B. (2012). Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models, *Tectonophysics*, vol. 522-523, pp. 55-88.

BYERLEE, J.D., (1978), Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics*, pp. 116, 615–626.

CUNNINGHAM W. D. y MANN P. (2007) Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. *Geological Society, London, Special Publications*, 290, pp. 13–142.

DRIEHAUS, L., NALPAS, T., y JEAN-FRANÇOIS, B., (2014), Interaction between deformation and sedimentation in a multidecollement thrust zone: analogue modelling and

application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2014.04.003.

DRYBURGH P., (2014), Sir James Hall of Dunglass — a scientific pioneer. *The Edinburgh Geologist, Magazine of the Edinburgh Geological Society*, issue n° 55, pp. 7-13.

DUARTE J., SCHELLART W., y CRUDEN A. (2014). Rheology of petrolatum-paraffin oil mixtures: Applications to analogue modeling og geological processes. School of Geosciences, Monash University, Melbourne, VIC 3800, Australia. *Journal of Structural Geology* 63 (2014) 1-11.

ESCALONA, A., MANN, P., y JAIMES, M. (2009). Mioceno to Recent Cariaco basin, offshore Venezuela: Structure, tectonosequences, and basin-forming mechanisms. *Marine and Petroleum Geology*.

FERNÁNDEZ, J. (2008), Modelación análoga de la evolución del relieve Cenozoico de la Península Ibérica: implicaciones en la dinámica cortical y litosférica. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de CC.. Geológicas, Departamento de Geodinámica.

FOSSEN, H. (2010), Structural Geology. *Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York*. pp 355-368.

GILBERT, J.K. (2004). Models and Modelling: Routes to more authentic science education. *International Journal of Science and Mathematics Education* (2004) 2: 115-130. National Science Council, Taiwan.

GUILLAUME, B., MARTINOD, J., y ESPURT, N., (2009), Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling, *Tectonophysics*, v. 463, p.p. 167- 174.

HUBBERT, M. K., (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 46, pp. 1459-1520.

JONES, D. W., (1995), Control of Stepping Motors. University of Iowa, Department of Computer Science.

KOYI H., GHASEMI, A., HESSAMI, K., y DIETL, C., (2008), The mechanical relationship between strike-slip faults and salt diapirs in the Zagros fold–thrust belt, *Journal of the Geological Society*, London, v. 165, p.p. 1031–1044.

LUTH, S., WILLINGSHOFER, E., SOKOUTIS, D., y CLOETINGH, S., (2010), Analogue modelling of continental collision: Influence of plate coupling on mantle lithosphere subduction, crustal deformation and surface topography, *Tectonophysics*, v. 484, p.p. 87–102.

MALAVIEILLE, J., y TRULLENQUE, G., (2009), Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling, *Tectonophysics*, v. 466, p.p. 377-394.

MANN, P. (2007). Global catalogue, classification, and tectonic origin of active restraining and releasing bends on active strike-slip fault systems. En: Cunningham, D., Mann, P. (Eds.), *Tectonics of Strike-slip Restraining and Releasing Bends. Geological Society of London Special Publication*, vol. 290, pp.13-142.

MAROTO, A., (2002) Incertidumbre en métodos analíticos de rutina. Universitat Rovira I Virgili, Facultad de Química, Tarragona, España.

MARTÍNEZ A., JACQUES MALAVIEILLE J., SERGE LALLEMAND S. y COLLOT J. (2002) Partition de la déformation dans un prisme d'accrétion sédimentaire en convergence oblique : approche expérimentale. *Bull. Soc. géol. France*, 2002, t. 173, no 1, pp. 17-24.

MCCLAY, K. R. 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. In: KNIPE, R. J. & RUTTER, E. H. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. The Geological Society*, London, 445-453.

MCCLAY, K. R., y BONORA, M., (2001), Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems, *A.A.P.G. Bulletin*, v. 85, n. 2, pp. 233–260.

MCCLAY, K. R., DOOLEY, T., WHITEHOUSE, P., y MILLS, M., (2002), 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models, *A.A.P.G. Bulletin*, v. 86, n. 6, p. p. 935–959.

OLÍAS, M. (2009). Desarrollo, optimización y validación de métodos analíticos para la determinación de antibióticos en productos pesqueros de interés comercial. Universidad de Sevilla, Facultad de Química, Departamento de Química Analítica. Sevilla, España.

PADRÓN, C (2002), Interpretación estructural en el extremo occidental de la cuenca Oriental y costa afuera de Venezuela. Universidad Central de Venezuela.

PINTO, L., MOÑOZ, C., NALPAS, T., y CHARRIER, R., (2010), Role of sedimentation during basin inversión in analogue modelling, *Journal of Structural Geology*, v. 32, p.p. 554-563.

RAHE B., FERRILL D.A. y MORRIS A.R., (1998) Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285 (1998), pp. 21-40.

RAMBERG, H. (1967), Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 14, 307-329.

RAMBERG, H., (1981), Gravity, Deformation and the Earth's Crust. *Academic Press*, London: 452 pp.

RANALLI, G., (2001). Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32 (2001) 65-76.

RICHARDS M. (2000), Analogue modeling of oblique convergence. *Royal Holloway. University of London*, Department of Geology.

SCHELLART, W., (2011), Rheology and density of glucose syrup and honey: Determining their suitability for usage in analogue and fluid dynamic models of geological processes. *Journal of Structural Geology* 33 (2011) pp. 1079-1088.

SCHUBERT, C., (1982), Origin of Cariaco basin, southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 47, pp. 3345–3360.

SUÁREZ, L., (2006), Modelado gravimétrico integrado en la Ensenada de Barcelona. Universidad Simón Bolívar, Departamento de Ciencias de la Tierra. Caracas, Venezuela.

SYLVESTER, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, pp. 1666–1703.

TWISS R., y MOORES, E.M. (1992), Structural Geology. pp 113-127.

VAN DER PLUIJM B., y MARSHAK S. (2004), Earth Structure, second edition.

VILLARROEL V., y ORIHUELA N. Modelo geológico estructural del sector La Orchila – La Tortuga, Plataforma Centro – Norte costera del norte de Venezuela, incluido en SCHMITZ M., AUDEMARD F., URBANI F. (2014) El Límite Noreste de la Placa Suramericana - Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto. Parte III, capítulo XII pp. 273-291.

WHITEHOUSE, S., (2005), Fault and Fracture Development in Extensionally Reactivated Fault Systems. Department of Geology, Royal Holloway University of London.

WU, J. (2005). 4D Analogue modeling of transtensional pull-apart basins. Independent project report submitted for the degree of Master of Science in Basin Evolution and Dynamics. *Royal Holloway*, University of London.

YAGUPSKY D., (2009), Metodología para el estudio de Sistemas Compresivos y de sus controles estructurales. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas.

YAMADA, Y., BABA, K. y MATSUOKA, T., (2006), Analogue and numerical modelling of accretionary prisms with a decollement in sediments, en Biuter, S., y Schreus, G., eds., Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes, Geological Society, London Special publications (253): 169-183 p.

YSACCIS, R. (1997). Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore, Rice University, Houston, Texas, 285 pp.

