

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS GENÉRICAS POR TRANSPRESIÓN Y SIMILITUDES CON EL ÁREA ARAYA- PARIA, ESTADO SUCRE

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. **Ascanio M. Dirianny B.**
Para optar al título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2016

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS GENÉRICAS POR TRANSPRESIÓN Y SIMILITUDES CON EL ÁREA ARAYA- PARIA, ESTADO SUCRE

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Redescal S. Uzcátegui G.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. **Ascanio M. Dirianny B.**
Para optar al título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2016

Caracas, Noviembre 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 Dirianny B. Ascanio M., titulado:

**“MODELADO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS GENÉRICAS POR
TRANSPRESIÓN Y SIMILITUDES CON EL ÁREA ARAYA - PARIA”**

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. Enrique Toribio
Jurado

Prof. Redescal Uzcátegui

Tutor Académico

DEDICATORIA

*A los pilares fundamentales en todos mis
proyectos de vida, mis adorados padres...*

AGRADECIMIENTOS

A quien está conmigo en todo momento, mi Dios todopoderoso... Por guiar mis pasos, brindarme salud, darme fuerzas para seguir adelante ante las adversidades y por haber puesto en mi camino personas especiales y bondadosas que me ayudaron de alguna forma a alcanzar esta meta.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, en especial a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por acogerme en sus espacios que me permitieron crecer como persona y desarrollarme profesionalmente. Gracias por hacerme sentir este gran orgullo Ucevista!

A mi tutor, el profesor Redescal Uzcátegui, por sus asesorías, consejos y por estar siempre disponible ante cualquier duda durante la ejecución de éste trabajo. A la Universidad Simón Bolívar por permitirme usar su Laboratorio, instrumentos y materiales que hicieron posible la realización de la parte experimental de esta investigación.

Al profesor Ricardo Alezones por toda la ayuda y orientaciones brindadas, además de ser el enlace que me permitió realizar éste tema de tesis, el cual me gustó y llenó mis expectativas. Al profesor Enrique Toribio por estar atento con el avance de este trabajo y por su colaboración.

A mis padres, Reina de Ascanio y Argenis Ascanio, por todo su gran esfuerzo y apoyo. Por despedirme cada domingo y esperarme cada viernes con mucho amor, sin ustedes no lo hubiese podido lograr. Gracias por formarme como una persona íntegra con valores como la perseverancia y constancia que han sido claves para la culminación de esta etapa. ¡Éste triunfo es tan mío como de ustedes!

A mis hermanos, por motivarme a seguir adelante, por su ayuda incondicional y por ser más que hermanos, mis amigos.

A mis bellos sobrinos, Argenis, Ariannys y Reynis espero servir de ejemplo de superación para ustedes. Los quiero!

A toda mi hermosa y unida familia, por brindarme su apoyo y creer en mí; en especial a mis abuelas por siempre tenerme presente en sus oraciones. Los adoro.

A Jonathan Hernández, por acompañarme día a día, aconsejarme y por estar disponible para ayudarme en cualquier situación. Eres especial.

A mis queridos compañeros de campo largo y aventuras en Falcón: Adalgiza y José Miguel (Bombero), así como a mis amigas y compañeras de clases, a quienes les tomé mucho cariño: Giselle, Libia, Nelly, Massiel, Fernanda y Geraldine.

A mis antiguas y nuevas compañeras de residencia, por soportarme, apoyarme y comprender que siempre estaba ocupada estudiando (jajaja): María José Dávila, María Zanardi, María José Bencomo, Ghennesys, Nazaret, Daniela y Wismailys; las quiero chicas.

Y a todas las personas que de alguna u otra manera ayudaron al desarrollo de mi carrera universitaria.

Dirianny B. Ascanio M.

Ascanio M., Dirianny B.

**“MODELO ANALÓGICO DE ESTRUCTURAS GENÉRICAS POR
TRANSPRESIÓN Y SIMILITUDES CON EL ÁREA ARAYA -
PARIA”**

**Tutor Académico: Prof. Redescal Uzcátegui. Tesis. Caracas, U.C.V.
Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, 2016,
páginas 149.**

Palabras Claves: Transpresión, Araya – Paria, modelos análogos, colinas de presión (*Pop ups*), geología estructural.

Resumen. El presente trabajo tiene como finalidad realizar dos modelos análogos bajo un sistema transpresivo y comparar los resultados con el área Araya – Paria, otras zonas nacionales y mundiales. Para cumplir estos objetivos se realizaron cuatro actividades: la etapa 1 comprendió la búsqueda y elección de los materiales a emplear, la etapa 2 consistió en la preparación de materiales, en la etapa 3 se construyeron, deformaron y cortaron los modelos y en la etapa 4 se procedió a comparar los resultados obtenidos. Ambos experimentos muestran la evolución progresiva de colinas de presión (*Pop ups*) formadas por el mecanismo de cizallas R y P. Los cortes verticales describen una estructura en flor positiva, la cual se muestra simétrica solo en el centro de la elevación. Los modelos 1 y 2 presentan características semejantes a las descritas por diferentes autores entre Araya – Paria y otras zonas a nivel nacional como: un salto o curva en escalón que genera una zona transpresiva y forma colinas de presión, fracturas R con un arreglo en escalón, fracturas P, así como fallas anastomosadas; en la colina de Caigüire hay un conjunto de fallas con orientación NE-SW que no coincide con los modelos 1 y 2, y una de las colinas de presión de un tramo de la falla de Boconó es más alargada y angosta. Los modelos de McClay y Bonora (2001) concuerdan con los modelos realizados y las pocas diferencias que se observan son probablemente debidas al mal escogimiento de la arena empleada. Los ejemplos naturales mundiales poseen rasgos similares a los modelos 1 y 2 como: formas alargadas, no anchas y con estructuras en flor positivas.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO I | 1 |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. Generalidades..... | 1 |
| 1.2. Planteamiento del problema..... | 1 |
| 1.3. Justificación del problema | 2 |
| 1.4. Ubicación del área de estudio | 3 |
| 1.5. Objetivos | 5 |
| 1.5.1. Objetivo general | 5 |
| 1.5.2. Objetivos específicos..... | 5 |
| 1.6. Alcances | 5 |
| 1.7. Antecedentes | 6 |
| 1.7.1. Antecedentes metodológicos nacionales..... | 6 |
| 1.7.2. Antecedentes metodológicos internacionales | 7 |
| 1.7.3. Antecedentes en el área de estudio..... | 9 |
| CAPÍTULO II | 13 |
| 2. MARCO TEÓRICO | 13 |
| 2.1. Desarrollo teórico | 13 |
| 2.1.1. Sistemas transpresivos..... | 13 |
| 2.1.2. Evolución de las curvas de restricción basada en observaciones geológicas | 18 |
| 2.1.3. Modelos análogos | 20 |
| 2.1.4. Teoría del escalado | 20 |
| 2.1.5. Comportamiento mecánico de los materiales granulares..... | 23 |
| 2.1.6. Ventajas y limitaciones de los modelos análogos | 25 |
| 2.2. Geología regional..... | 26 |
| 2.2.1. Geología local | 28 |
| 2.2.2. Geología estructural regional..... | 34 |
| 2.2.3. Geología estructural local | 36 |
| 2.2.4. Estructuras transpresivas descritas en Araya-Paria..... | 38 |
| 2.2.5. Estructuras transpresivas descritas a nivel nacional..... | 44 |
| CAPÍTULO III | 53 |
| 3. METODOLOGÍA | 53 |
| 3.1. ETAPA I: Recopilación Bibliográfica | 54 |
| 3.1.1. Selección de materiales..... | 54 |
| 3.2. ETAPA II: Prueba y preparación de materiales | 55 |
| 3.2.1. Descripción de las arenas empleada mediante microscopio petrográfico: | 55 |
| 3.2.2. Escalado de los modelos..... | 58 |
| 3.2.3. Prueba de materiales..... | 59 |

| | |
|---|------------|
| 3.3. ETAPA III: Montaje experimental y deformación de los modelos | 62 |
| 3.4 ETAPA IV: Interpretación y comparación de resultados | 68 |
| CAPÍTULO IV..... | 70 |
| 4. RESULTADOS EXPERIMENTALES..... | 70 |
| 4.1. Interpretación de fotografías en planta | 70 |
| 4.1.1. Fotografías en planta del modelo 1..... | 70 |
| 4.1.2. Fotografías en planta del modelo 2..... | 74 |
| 4.2. Interpretación de secciones o cortes verticales | 77 |
| 4.2.1. Cortes verticales del modelo 1..... | 77 |
| 4.2.2. Cortes verticales del modelo 2..... | 82 |
| CAPÍTULO V..... | 88 |
| 5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS | 88 |
| 5.1. Discusión de los materiales | 88 |
| 5.2. Comparación entre ambos resultados experimentales | 89 |
| 5.3. Comparación de los resultados con el área Araya- Paria | 94 |
| 5.4. Falla de Boconó | 102 |
| 5.5. Maracaibo, estado Zulia | 107 |
| 5.6. Comparación de los resultados con zonas transpresivas y modelos análogos realizados a nivel mundial | 114 |
| 5.6.1. Curvas de restricción del Gobi Altai, Mongolia..... | 120 |
| 5.6.2. Cerro Echo, SE de Nevada..... | 123 |
| 5.6.3. Campo Pijnacker, oeste de Países Bajos | 124 |
| CONCLUSIONES..... | 126 |
| RECOMENDACIONES | 129 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 130 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio. | 4 |
| Figura 1.2. Rasgos geológicos y geográficos de la Cordillera Araya-Paria | 4 |
| Figura 1.3. Sistemas de fallas tectónicas de Cariaco y El Pilar)..... | 4 |
| Figura 1.4. Sismicidad cercana a Cumaná durante el período 2005-2008..... | 12 |
| Figura 2.1. Fenómeno de transpresión y transtensión en un escenario de fallas transcurrentes..... | 14 |
| Figura 2.2. Fracturas asociadas a las fallas de rumbo. | 15 |
| Figura 2.3. Diferentes arreglos o disposiciones geométricas de las fracturas en fallas de rumbo. | 15 |
| Figura 2.4. Zonas de fallas en apertura y cierre (Inflexiones y saltos)..... | 16 |
| Figura 2.5. Zonas de fallas en apertura y cierre generadoras de <i>pull aparts</i> y <i>pop ups</i> | 17 |
| Figura 2.6. Estructuras típicas en zonas de fallas con presencia de inflexión o saltos (<i>restraining bends</i> y <i>releasing bends</i>). | 18 |
| Figura 2.7. Tipos de curvas de restricción o inflexiones en cierre | 19 |
| Figura 2.8. Curva esfuerzo de cizalla/esfuerzo normal..... | 24 |
| Figura 2.9. Contacto entre rocas sedimentarias y metamórficas en el área de estudio..... | 28 |
| Figura 2.10. Afloramientos de unidades metamórficas de la región Araya-Paria..... | 29 |
| Figura 2.11. Mapa geológico de las Península Araya- Paria..... | 29 |
| Figura 2.12. Dinámica entre placas del Caribe y Suramericana y sistema de fallas transcurrentes dextrales de Venezuela..... | 35 |
| Figura 2.13. Ubicación de los Cerros de Caigüire y trazas de la Falla El Pilar | 37 |
| Figura 2.14. Mapa de fallas Cuaternarias (Araya-Paria). | 38 |
| Figura 2.15. Versiones sobre orientación de la traza de la falla El Pilar en la esquina noroeste de los Cerros de Caigüire | 39 |
| Figura 2.16. Transferencia tipo "cola de caballo" entre los ramales norte y sur de la falla de El Pilar en los cerros de Caigüire. | 41 |
| Figura 2.17. Interpretación estructural de la falla El Pilar en el Golfo de Cariaco y asignación de los sismos (año de ocurrencia) a las trazas. | 42 |
| Figura 2.18. Cizallas R con arreglo escalonado y grietas de tensión a lo largo de la falla El Pilar..... | 43 |
| Figura 2.19. Rupturas en la superficie ocasionadas por el terremoto de 1997..... | 43 |
| Figura 2.20. Perfiles interpretados de GPR en la localidad de Mesa del Caballo, y la cartografía de las estructuras interpretadas sobre una fotografía aérea | 45 |
| Figura 2.21. Interpretación de las líneas GPR adquiridas en la localidad de "Loma del Caballo". | 46 |
| Figura 2.22. Segmentación de la falla de Boconó | 46 |
| Figura 2.23. Cizallas <i>Riedel</i> conectadas a un <i>pop up</i> modesto en "La Mesa del Caballo". | 47 |
| Figura 2.24. Interpretación de la vista aérea entre Yaritagua y Urachiche | 48 |
| Figura 2.25. Estructura en flor positiva mediante la interpretación de una sección sísmica. | 49 |
| Figura 2.26. Ilustración de la estructura en flor positiva formada por la flexión hacia el Oeste de la falla de Barúa..... | 49 |

| | |
|---|----|
| Figura 2.27. Mapa estructural de la Fm. Misoa y Vista en 3D de las estructuras que afectan a Fm Isnotú | 50 |
| Figura 2.28. Bloque Ático limitado internamente por fallas Intra-Ático cuyo origen fue asociado al movimiento transcurrente sinistral de la falla Lama - Icotea | 51 |
| Figura 2.29. Sección sísmica oeste-este y modelo 3D donde se observa la estructura en flor positiva en la que se encuentra el bloque del Ático | 51 |
| Figura 2.30. Sistema de fallas que conllevaron a la formación de la estructura tipo colina de presión..... | 52 |
| Figura 2.31. Evolución estructural interpretada al norte del Bloque I, se observa la estructura en flor positiva actual por inversión tectónica | 52 |
| Figura 3.1. Esquema de la metodología empleada. | 53 |
| Figura 3.2. Composición mineralógica 99% cuarzo. | 56 |
| Figura 3.3. Composición mineral de la arena empleada | 56 |
| Figura 3.4. Tamaños de grano máximo, mínimo y promedio para la arena de grano fino | 57 |
| Figura 3.5. Tamaños de grano máximo, mínimo y promedio para la arena de grano grueso | 57 |
| Figura 3.6. Propiedades de los granos. Hábito y redondez..... | 58 |
| Figura 3.7. Gelatina agar-agar..... | 60 |
| Figura 3.8. Arena teñida de azul bien homogénea con la cuchara empleada. | 62 |
| Figura 3.9. Bandejas con las arenas ya teñidas en el horno para su secado. | 62 |
| Figura 3.10. Características de la mesa o plataforma de deformación..... | 63 |
| Figura 3.11. Dimensiones en planta del arreglo de las capas. | 63 |
| Figura 3.12. Disposición de las capas para el modelo 1. | 64 |
| Figura 3.13. Disposición de las capas para el modelo 2. | 64 |
| Figura 3.14. Rizador para la construcción de las capas..... | 65 |
| Figura 3.15. Pasos para la construcción de una capa..... | 65 |
| Figura 3.16. Modelos con las 13 capas construidas..... | 66 |
| Figura 3.17. Motor conectado y controlado al ordenador. | 66 |
| Figura 3.18. Fotografías de los pasos realizados para preservar ambos modelos. . | 67 |
| Figura 3.19. Instrumentos utilizados para realizar los cortes verticales para ambos modelos y base de metal para colocar la cámara fotográfica..... | 67 |
| Figura 4.1. Sistema geográfico empleado para facilitar la interpretación de las estructuras en los modelos. | 70 |
| Figura 4.2. Fotografías en planta e interpretación de la evolución de las estructuras desarrolladas en el modelo 1..... | 73 |
| Figura 4.3. Fotografías en planta e interpretación de la evolución de las estructuras desarrolladas en el modelo 2..... | 76 |
| Figura 4.4. Ubicación de los cortes verticales interpretados del modelo 1 | 77 |
| Figura 4.4 A. Corte A - A' del modelo 1..... | 80 |
| Figura 4.4.B. Corte B - B' del modelo 1..... | 80 |
| Figura 4.4.C. Corte C - C' del modelo 1..... | 80 |
| Figura 4.4.D. Corte D - D' del modelo 1..... | 81 |
| Figura 4.4.E. Corte E - E' del modelo 1..... | 81 |
| Figura 4.5. Mapa de fallas a los 4 cm de profundidad del modelo 1..... | 82 |
| Figura 4.6. Ubicación de los cortes verticales interpretados del modelo 2. | 82 |
| Figura 4.6.A. Corte A - A' del modelo 2..... | 85 |
| Figura 4.6.B. Corte B - B' del modelo 2..... | 85 |

| | |
|--|-----|
| Figura 4.6.C. Corte C - C' del modelo 2..... | 85 |
| Figura 4.6.D. Corte D - D' del modelo 2..... | 86 |
| Figura 4.6.E. Corte E - E' del modelo 2..... | 86 |
| Figura 4.7. Mapa de fallas a los 3 cm de profundidad del modelo 2..... | 87 |
| Figura 5.1. Modelos análogos realizados anteriormente en el Laboratorio..... | 88 |
| Figura 5.2. Modelo 1 y 2 del presente trabajo..... | 89 |
| Figura 5.3. Comparación de las estructuras formadas en planta a los 2 cm de acortamiento..... | 90 |
| Figura 5.4. Leves prominencias adyacentes a las trazas de las Cizallas <i>Riedel</i> en ambos modelos análogos..... | 90 |
| Figura 5.5. Estructuras finales en planta para ambos modelos..... | 91 |
| Figura 5.6. Estructuras en flor positivas limitadas por fallas inversas externas divergentes, se observa el cambio en la simetría..... | 92 |
| Figura 5.7. Diferencias entre las estructuras en flores positivas entre ambos modelos..... | 93 |
| Figura 5.8. Comparación entre la colina de presión de Caigüire..... | 95 |
| Figura 5.9. Propuesta sobre la trayectoria de las trazas de la falla el pilar adyacentes a la colina de Caigüire..... | 96 |
| Figura 5.10. Propuestas sobre las trayectorias de las trazas adyacentes a la colina de Caigüire..... | 97 |
| Figura 5.11. Segundo segmento de la traza de la Falla El Pilar (Casanay – Guarapiche)..... | 98 |
| Figura 5.12. Fallamiento con patrón anastomosado..... | 98 |
| Figura 5.13. Cizallas R _d destrales con un arreglo en escalón que luego son conectadas a un salto de restricción adyacentes a Araya – Paria y desarrolladas en el modelo 1..... | 99 |
| Figura 5.14. Cizallas R _d destrales con un arreglo en escalón que luego son conectadas a un salto de restricción adyacentes a Araya – Paria y desarrolladas en el modelo 1..... | 99 |
| Figura 5.15. Abombamientos leves dispuestos en los solapes de las fracturas R _d | 100 |
| Figura 5.16. Colina en Guarapiche..... | 101 |
| Figura 5.17. Interpretación estructural de las trazas de la falla de El Pilar y datos de los sismos ocurridos. Colina de presión del modelo 1..... | 101 |
| Figura 5.18. Segmentos Boc – c y Boc-d son transpresivos..... | 102 |
| Figura 5.19. Comparación entre las estructuras transpresivas en “La Mesa del Caballo” y las desarrollados en los modelos 1 y 2..... | 103 |
| Figura 5.20. Comparación entre las estructuras transpresivas en la “Mesa del Caballo” y las desarrollados por el modelo 2..... | 104 |
| Figura 5.21. Comparación entre las estructuras en flor positiva interpretadas en la “Loma del Caballo” y los cortes A – A' de los modelos 1 y 2..... | 105 |
| Figura 5.22. Comparación entre la colina de presión interpretada entre Sabana de Parra y Urachiche y las formadas en los modelos 1 y 2..... | 106 |
| Figura 5.23. Semejanzas entre las estructuras en flor positivas entre Barúa y Motatán y los resultados de los modelos 1 (corte E – E') y 2 (corte A – A')..... | 108 |
| Figura 5.24. Interpretaciones sobre el mapa estructural de la Fm. Misoa, vista en 3D de las estructuras que afectan a la Fm. Isnotú y resultados del modelo 1..... | 109 |
| Figura 5.25. Comparación entre las estructuras en flor positiva presentes en el Ático y las obtenidas a partir de los modelos 1 y 2..... | 111 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.26. Comparación entre la estructura en flor positiva mostrada en la representación actual del Ático y el corte D - D' del modelo 2..... | 112 |
| Figura 5.27. Comparación entre la secuencia del antifforme con aspecto de estructura en flor positiva que generó la colina de presión en el Ático y los resultados del modelo 1 | 113 |
| Figura 5.28. Series de saltos con 30°, 90° y 150° de restricción en los experimentos realizados por McClay y Bonora (2001). | 114 |
| Figura 5.29. Comparación de los modelos de McClay y Bonora (2001) en el modelo sin sedimentación y con sedimentación sincinemática y los modelos 1 y 2 | 115 |
| Figura 5.30. Comparación entre las interpretaciones realizadas por McClay y Bonora (2001) y los modelos 1 y 2..... | 116 |
| Figura 5.31. Comparación entre las secciones transversales interpretadas..... | 118 |
| Figura 5.32. Comparación entre las secciones transversales interpretadas por McClay y Bonora (2001) y los cortes verticales del modelo 2. | 119 |
| Figura 5.33. Comparación entre las 12 curvas de restricción de Gobi Altoi y los modelos 1 y 2. | 122 |
| Figura 5.34. Levantamiento tectónico y acortamiento formado por dos hebras escalonadas de la falla Bitter Spring Valley que forman colinas similares a la de los modelos 1 y 2. | 123 |
| Figura 5.35. Comparación entre las estructuras y colinas desarrolladas por la falla Bitter Spring Valley en Nevada y los modelos 1 y 2. | 124 |
| Figura 5.36. Comparación entre las secciones verticales desarrolladas por el Campo Pijnacker y el modelo 1..... | 125 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|-----|
| Tabla 2.1. Descripción de las formaciones pertenecientes al área Araya – Paria. ... | 30 |
| Tabla 3.1. Conversiones de milímetros a mallado..... | 58 |
| Tabla 3.2. Deformación, preservación y cortes verticales de los modelos 1 y 2..... | 68 |
| Tabla 4.1. Resumen de las estructuras generadas en planta en los modelos 1 y 2. | 87 |
| Tabla 5.1. Comparación entre los resultados obtenidos por McClay y Bonora (2001) y los modelos 1 y 2. | 117 |

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

El presente trabajo tiene como área de estudio la región Araya-Paria, ubicada en la parte nororiental de Venezuela, estado Sucre. El objetivo principal es simular estructuras geológicas genéricas producidas por transpresión mediante la técnica de modelos análogos bajo un sistema transpresivo dextral y comparar los resultados obtenidos con la configuración geológica del área Araya-Paria. Los modelos análogos son una herramienta para el estudio de los mecanismos y la deformación tectónica que permiten probar hipótesis que lleven a unir vínculos entre la deformación, reología y condiciones límite. La cordillera Araya-Paria se encuentra en una zona de interacción entre las placas tectónicas del Caribe y Suramericana lo que ha originado deformaciones complejas y grandes sistemas de fallas generadoras de los sismos del país (Rod, 1956b en Schubert ,1979). Se empleará la técnica de los modelos análogos pues permite la reproducción de los fenómenos geológicos a escala, lo que contribuye a obtener una observación detallada de la evolución de las estructuras formadas, y así lograr una mejor comprensión de los procesos deformativos e interpretar la geodinámica del área de estudio.

1.2. Planteamiento del problema

La corteza terrestre ha sido afectada por diversos procesos geodinámicos a través de su historia geológica, generando ciertos rasgos que muestran las formaciones rocosas actuales. La arquitectura estructural de las rocas deformadas dependen de la geometría, los esfuerzos a los que son sometidos, heterogeneidades en la litología, así como otros factores que generan gran complejidad al momento de estudiar la geología estructural de una región. Teniendo esto en cuenta, se abordará el uso del modelado análogo como técnica experimental que permite comprender la evolución de los procesos deformativos, posibilitando así interpretar y comparar dicho modelado de tipo

genérico con casos naturales tanto en superficie como en profundidad (Lozano, 2008).

Con base a la problemática descrita, se simulará mediante el modelado analógico la evolución geométrica y cinemática de estructuras transpresivas como respuesta a sistemas de fallas rumbo deslizantes y se realizará la comparación con el área Araya - Paria, región ubicada en el estado Sucre, Venezuela para así aumentar los conocimientos que se tienen de la región.

1.3. Justificación del problema

Se pretende aplicar la técnica experimental del modelado análogo ya que permite la reproducción de los fenómenos geológicos en experimentos a escala, lo que contribuye a obtener una observación detallada de la evolución de las estructuras formadas a medida que éstas se desarrollan, y así lograr una mejor comprensión e interpretación del fenómeno estudiado; en este caso se simulará un sistema de fallas rumbo deslizantes que generan estructuras transpresivas para comparar los resultados experimentales con el área Araya-Paria, región ubicada en el estado Sucre, Venezuela.

El estudio del área Araya - Paria resulta de especial interés, pues es la zona de interacción entre las placas tectónicas del Caribe y Suramericana. El contacto entre ambas placas es complejo, caracterizado por la amplia zona de deformación originada por el desplazamiento de la placa del Caribe en forma lateral dextral, a una tasa de $20,5 \pm 2$ mm/año en dirección $N84^{\circ} \pm 2^{\circ}E$, con respecto a la placa Suramericana (Pérez *et al.* 2001).

El sistema de fallas El Pilar es considerado parte del límite principal de esta interacción entre las placas del Caribe y Suramericana que controlan la dinámica costera del país. La colisión de dichas placas es la responsable de la actividad sísmica y fallamientos activos de esta región, a la que además se le atribuyen entre otras cosas la formación del sistema montañoso de la Serranía del Interior Oriental y la Cordillera de la Costa (Urbani, 2011). Entre las zonas costeras afectadas por el movimiento de estas placas resalta el estado Sucre por registrarse el mayor número de eventos sismológicos del país.

En tal sentido, se desea estudiar las estructuras transpresivas del área Araya-Paria, ubicada en el estado Sucre, Venezuela mediante los modelos análogos como una zona de gran complejidad estructural generadora de sismos importantes en el país para así comprender los procesos deformativos que dieron origen a las mismas e interpretar la geodinámica del área de estudio.

1.4. Ubicación del área de estudio

El presente trabajo de investigación tiene como área de estudio una zona ubicada en la parte nororiental de Venezuela (Fig. 1.1), específicamente en el estado Sucre, se trata del sistema montañoso de Araya - Paria entre los 10°44'00"-10°20'00" latitud norte y 64°17'04"- 61°51'30" longitud oeste. Esta cordillera se divide en tres zonas: la Península de Araya, el estribo de Casanay - Carúpano y la Península de Paria. Por su parte, la Península de Araya, está situada al norte del golfo de Cariaco y es parte del promontorio que se prolonga hasta la península de Paria que recibe el nombre de Serranía de Paria (Vila, 1965). Presenta una dirección este-oeste alcanzando una longitud de 270 km entre Punta Araya y el promontorio de Paria (Fig.1.2); su ancho no rebasa los 20 km. Es una estructura montañosa constituida por rocas de origen metamórfico, con presencia de formaciones de origen sedimentario en el extremo suroccidental (Schubert, 1972) y extremo suroriental de la península; está delimitada por el sistema de fallas tectónicas activas de Cariaco y El Pilar (Fig. 1.3), y comprenden la zona de contacto de las placas del Caribe y Suramericana (Pérez et al. 2001) lo que ha ocasionado que el nororiente venezolano presente una larga historia de gran actividad sísmica (Audemard, 1999b), siendo la fuente sísmica de los eventos más significativos la extremidad sur de la subducción de las Antillas menores o la falla de El Pilar.

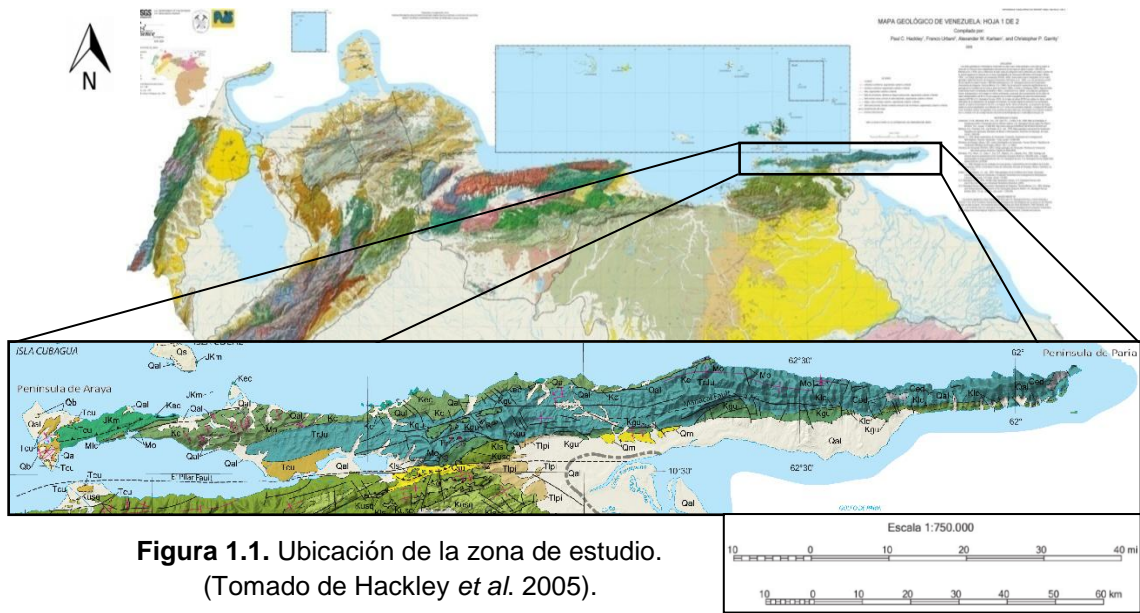


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio. (Tomado de Hackley *et al.* 2005).

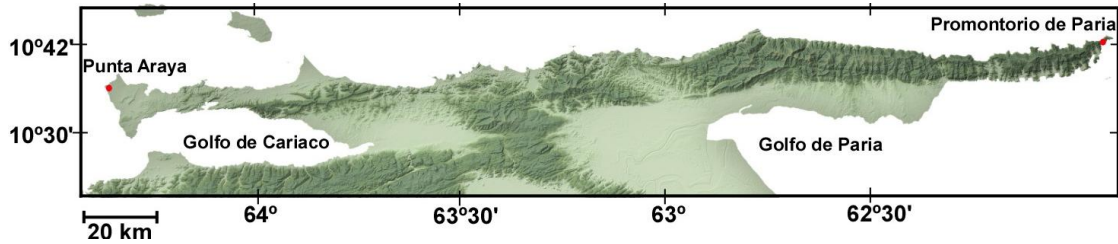


Figura 1.2. Rasgos geológicos y geográficos de la Cordillera Araya-Paria (Tomado y modificado de Garrity *et al.* 2004).

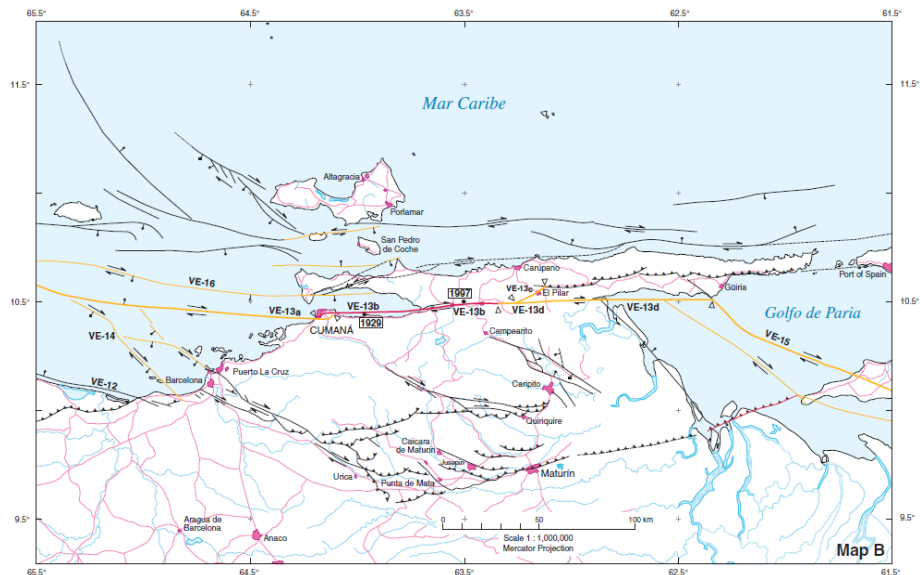


Figura 1.3. Sistemas de fallas tectónicas de Cariaco y El Pilar. (Tomado de USGS, FUNVISIS, INTEVEP y PDVSA, 2000).

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Realizar dos experimentos para la generación de estructuras geológicas en un sistema transpresivo, mediante la técnica de modelos análogos y establecer similitudes con el área Araya - Paria, región ubicada en el estado Sucre, Venezuela.

1.5.2. Objetivos específicos

- Describir la geometría de las estructuras formadas en dos experimentos a partir de secciones verticales y horizontales de los modelos.
- Clasificar las estructuras formadas según sus dimensiones y área de influencia.
- Detallar el proceso de formación de las estructuras para ambos modelos.
- Comparar los modelos obtenidos con las estructuras transpresivas presentes en el área Araya - Paria.
- Establecer similitudes y diferencias entre los modelos obtenidos y otras zonas transpresivas a nivel mundial.

1.6. Alcances

La ejecución del presente trabajo especial de grado permitirá aumentar el conocimiento que se tiene sobre la geología estructural del área Araya - Paria, Falla de Boconó y la región Barúa - Motatán es decir, la evolución de los procesos deformacionales que pueden haber dado origen a las estructuras para de esta manera obtener una interpretación de la geodinámica de la región, pues la zona mencionada presenta gran complejidad estructural por estar ubicada entre el límite de placas del Caribe y Suramericana, lo que genera gran actividad sísmica en la región controlada por la falla El Pilar.

Dicho aporte permitirá estudiar la evolución de estructuras tipo colinas de presión (*pop up*), las cuales son típicas de entornos geológicos transpresivos mediante la interpretación de fotografías en planta y cortes verticales de los modelos análogos realizados.

1.7. Antecedentes

1.7.1. Antecedentes metodológicos nacionales

Audemard y Calassou (1996) realizaron modelos análogos con el objetivo principal de reproducir la geometría de un segmento del sistema de fallas de empuje Guadalupe - Mina y Coro - Chuchure que yuxtapone la cuenca de Falcón Oligo-Mioceno hoy invertida y la alta Paraguaná, en el NO de Venezuela. Sólo modelaron un segmento situado al este de Coro, a pesar de que corresponde a la parte más compleja, que comprende fallas de salto y pliegues "*en échelon*" concluyendo a partir de las similitudes entre el modelado analógico realizado y el ejemplo natural, que las fallas Guadalupe-Mina y Coro-Chuchure están estrechamente relacionada con la diferencia de espesores de sedimentos del Neógeno entre Paraguaná alta y la cuenca contigua de la Vela, produciendo una zona de transferencia típica, generada por la falla de los Médanos.

Colletta et al. (1997) aplicaron la técnica del modelado análogo en Venezuela, por considerarlo un método complementario útil en el control de las condiciones límites de las deformaciones de los Andes, esto les permitió generar propuestas de escenarios geológicos-estructurales con el fin de comparar sus resultados con la actual estructura general de las estribaciones de los Andes venezolanos. Sin embargo, los experimentos no fueron realizados en el país.

Sánchez (2016) desarrolló modelados análogos bajo un sistema transtensivo y comparó sus resultados con la Cuenca Tuy-Cariaco, dicho trabajo fue realizado en el Laboratorio de Procesamiento de Muestras y Modelos Análogos del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Simón Bolívar. Elaboró dos modelados uno de transtensión oblicua y otro de transtensión paralela. La discusión de los resultados consistió en evaluar el comportamiento de los materiales empleados así como la comparación de los modelos evolutivos propuestos para la cuenca Tuy-Cariaco por diferentes autores, parte de ésta discusión se hizo en función de las imágenes obtenidas en planta comparando éstas con mapas estructurales y secciones verticales interpretadas como perfiles sísmicos. El análisis de resultados arrojó que los materiales empleados son adecuados y los modelados

realizados son eficaces y de gran ayuda para simular e interpretar eventos geológicos de transtensión.

1.7.2. Antecedentes metodológicos internacionales

La técnica experimental de los modelos análogos ha sido aplicada desde hace por lo menos 200 años y ha venido evolucionando en las últimas décadas por lo que la literatura internacional es bastante amplia para referenciarla para este trabajo.

Hall (1815) es considerado el fundador de la geología experimental, pues representó por primera vez un modelado analógico. Sir James Hall llevó a cabo dos experimentos basados en estructuras plegadas. En su primer experimento, varias piezas de ropa, lino y algodón fueron extendidas sobre una tabla, situadas una sobre otra como estratos rocosos apilados. Una puerta se disponía sobre las capas yacentes cargándose con pesos que mantuvieran los materiales confinados. En los bordes se disponían unas tablas que eran forzadas a desplazarse una hacia la otra, produciendo el acortamiento de todo el modelo. El resultado final fue el levantamiento, llevando a los estratos a estar confinados y adoptar un plegamiento por “flexura longitudinal”. El segundo experimento incluyó tres pasos fundamentales para la construcción de modelos a escala: exactitud en la interpretación de la geometría observada en la naturaleza, el escalado de la longitud, el tiempo y la resistencia de los materiales utilizados en el modelo y la utilización de los resultados experimentales para mostrar la validez de una hipótesis (Ranalli, 2001). El objetivo de dicho modelo era mostrar los resultados obtenidos de la compresión lateral de capas de arcilla confinadas en una caja con paredes móviles.

Hubbert (1937) propuso la teoría del escalado que ha sido utilizada ampliamente en la mecánica de fluidos durante más de un siglo, adaptada para modelar situaciones geológicas desde 1937 y más tarde publicó dos artículos más simples (Hubbert, 1945 y 1951). El principio básico de la técnica experimental es construir modelos cuya evolución es similar, aunque a una escala de tamaño más pequeño y más corta escala de tiempo, a la de sus homólogos naturales. Esto requiere que el

modelo y su contraparte natural sean geométrica, cinemática, dinámicamente y similares (Eisenstadt *et al.* 1995).

Hubbert (1951) examinó mediante el modelado análogo algunos de los tipos de estructuras geológicas más comunes a gran escala, con el objetivo de observar las relaciones físicas que tienen que ser satisfechas, y lograr una mejor comprensión de estas estructuras. Durante el último siglo y medio, un gran volumen de datos empíricos sobre el comportamiento mecánico de rocas en respuesta a los esfuerzos tectónicos se ha acumulado en la cartografía geológica en diferentes zonas del globo. Los geólogos han prestado considerable atención a la relación entre las diferentes estructuras observadas y los esfuerzos que las causan. Esto ha incluido tanto a pequeñas estructuras, como otras mayores entre ellas fallas y pliegues.

McClay y Bonora (2001) emplearon el método experimental del modelado análogo para simular la evolución geométrica y cinemática de las estructuras compresivas hasta provocar sistemas de fallas rumbo deslizantes; a estas estructuras se les denomina colinas de presión "*pop-ups*" (cf. Stone, 1995). En estos modelos se incorporó sedimentación sintectónica durante la deformación. Esta investigación es parte de un programa diseñado para investigar la evolución de estructuras complejas en las cuencas sedimentarias (Dooley y McClay, 1997). Los resultados experimentales proporcionan plantillas para la interpretación sísmica de fallas de rumbo, estructuras "*pop-ups*" y comprender su evolución cinemática. Los resultados de los modelos analógicos son comparados y contrastados con ejemplos naturales.

Wu (2005) realizó modelos analógicos escalados para estudiar las diferencias entre las cuencas *pull apart* desarrolladas en cizalla pura y en transtensión. También se realizó una segunda serie de experimentos para investigar el efecto de una capa de dúctil en las cuencas transtensionales. Los resultados de los modelos mostraron que el fallamiento en escalón (*échelon*) es frecuente en las cuencas *pull apart* transtensionales pero no en las cuencas de cizalla pura, donde se forma una arquitectura compleja. El fallamiento en *échelon* probablemente provoca que la cuenca transtensional *pull-apart* evolucione más lento que una cuenca *pull-apart* por cizalla pura debido a la energía adicional que se requiere para unir segmentos de fallas en escalón.

Payrola et al. (2012) construyeron modelos análogos de la Cordillera Oriental de Argentina. Desarrollaron estructuras a partir de una componente compresiva oblicua que generó un campo transpresivo sinistral entre fallas N-S principales y evaluaron las distintas alternativas para generar las estructuras NE-SO entre las fallas de dirección N-S allí presentes.

1.7.3. Antecedentes en el área de estudio

La técnica experimental de modelos análogos bajo sistemas transpresivos no ha sido empleada en el área de estudio, ni en el resto del país. Sin embargo la geología de la zona ha sido ampliamente estudiada.

Humboldt (1799) es el primero en presentar información litológica y paleontológica de las rocas sedimentarias y esquistos de la Península de Araya (Humboldt 1916-1932).

Wall & Sawkins (1860) hacen la primera referencia acerca de las rocas de Paria. Proponen la denominación Serie Caribe para referirse a la secuencia metamórfica que aflora en Trinidad septentrional y en Venezuela nororiental, la definición de la Serie Caribe, utilizada hasta 1950, fue una base importante para los estudios de la Cordillera de la Costa. Hacen observaciones sobre la presencia en esta región de gneis y pizarra cuarzosa – micácea.

Christensen (1961) en Revista GEOS N°39 (2007) realizó un estudio geológico de las penínsulas de Araya- Paria indicando que todas las rocas metamórficas de la zona de Araya-Paria son de las facies de esquistos verdes de metamorfismo regional. Toda la península es un anticlinorio que consta de varios anticlinales en escalón volcados y de empuje al sur, y con caída o declive tanto al noreste y suroeste. Los pliegues de arrastre y alineaciones son evidentes en toda la zona. El análisis de lineaciones tectónicas permite interpretar una compresión en dirección N20°E. La falla de El Pilar se interpreta como una falla lateral dextral. Evidencia específica de la dirección del movimiento es escasa, pero la estructura regional indica la deformación por una fuerza lateral dextral orientada de este a oeste. Por analogía con los sistemas de fallas de las Antillas Mayores, el movimiento postulado

a lo largo de la zona de falla de El Pilar se estima que es del orden de al menos varias decenas de kilómetros.

Picard (1966) describió la geología de la parte comprendida entre el meridiano de Cabo Mala Pascua y el meridiano de Bohordal, en la cordillera Araya -Paria de la Península de Paria, al este de Río Caribe, Distrito Arismendi, estado Sucre. Para esto midió 11.000 metros de sedimentos metamorfizados de la facies de los esquistos verdes de Eskola, reconociéndose las formaciones descritas por C. González de Juana, *et al.* (1980): Uquire, Macuro, Cariaquito y Güinimita. La estructura es complicada por intenso plegamiento asimétrico hacia el sur, con corrimientos de norte a sur, y fallas normales de reajuste. Se encontraron evidencias de un probable movimiento transcurrente a lo largo de una falla situada al sur de la península.

Ascanio (1972) realizó un estudio detallado de los Cerros de Caigüire ejecutado mediante un levantamiento geológico, afirma que dichos cerros constituyen una unidad fisiográfica ubicada al Sur de Cumaná y al este del río Manzanares, de 5 a 160 metros de elevación. Presentan plegamientos asimétricos, anticlinales y sinclinales sucesivos y asociados a los corrimientos principales se encuentran capas volcadas al norte. Además observó dos tipos de fallas: fallas inversas de ángulo elevado, buzando al sur y rumbo variable de N40°E a N70°E y fallas inversas de rumbo este-oeste y buzamientos al sur.

Beltrán, Singer & Rodríguez (1996) estudiaron las evidencias neotectónicas de la falla activa de El Pilar, lo que les permitió confirmar el movimiento lateral derecho de la estructura. Diferenciaron cuatro segmentos a lo largo de la traza activa de la falla de El Pilar. Un segmento costa afuera situado al oeste de Cumaná, donde esta falla está conectada a la falla de San Sebastián, generando las cuencas de Cariaco. Luego se separa en dos, ésta conexión se produce al sur de la Isla Tortuga a lo largo de dos segmentos en escalón produciendo una zona de transtensión de 30 km de largo y 160 km de ancho, donde dos depresiones pueden ser identificadas fácilmente. Otro segmento de 80 km, que se encuentra aún en tierra y costa afuera en el golfo de Cariaco, entre Cumaná y Casanay. Así mismo, otro escalón que

produce una zona transpresiva, donde las colinas de Caigüire, se han elevado desde el Pleistoceno. Dichas colinas, presentan evidencias de desplazamiento lateral derecho, con un componente inverso importante (pliegues cónicos, pliegues de rodilla y de alto ángulo de fallas inversas), que han sido mencionados por Ascanio (1972), Macsotay y Vivas (1988).

Audemard et al. (2006) realizaron un levantamiento sísmico de alta resolución en el golfo de Cariaco mediante el cual se reveló que la traza activa submarina de la falla de El Pilar está segmentada a nivel de la depresión de Guaracayal, la cual resulta ser una cuenca en tracción activa ("*active pull-apart basin*"), por lo fresco y prominente de los escarpes de fallas que la limitan, a pesar de considerarse el tramo Cumaná - Casanay de esta falla como un único segmento sismogénico. Este solape dextro de aproximadamente 2 km de separación puede ser suficiente barrera para la propagación lateral de la ruptura sísmica, tal como lo evidencia la sismicidad contemporánea e histórica. Dedujeron que el tramo de falla Cumaná - Casanay es de unos 80 km de longitud y requirió en dos ocasiones de la conjunción de dos sismos contiguos (en dirección oeste-este: 1797-1684 y 1929-1997) para romperse en su totalidad.

Petrásh y Revanales (2006) hacen la integración geológica de la Península de Paria. En el área de estudio y las zonas aledañas, gran parte de la deformación es predominantemente transpresiva que se extiende a lo largo del límite norte de Suramérica y es acumulada por el desplazamiento del sistema de fallas de El Pilar, la cual limita dos provincias con historias geológicas distintas, al sur la serranía del Interior Oriental y al norte el cinturón ígneo-metamórfico conformado por la parte oriental de la Cordillera de La Costa. La falla de El Pilar acumula un desplazamiento dextral asociado a un particionamiento de esfuerzos post-Eoceno; hacia el Mioceno tardío. El cinturón ígneo-metamórfico de Paria es definido como un orógeno de doble vergencia generado como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Caribe y Suramérica (Cruz, 2005).

Beauperthuy et al. (2008) analizaron la actividad sísmica ocurrida cerca de la ciudad de Cumaná, Venezuela, los días 11 al 18 de Agosto de 2008, y registrada por la red local del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO),

con el fin de identificar el plano de falla activado y evaluar sus parámetros geométricos y mecánicos. La actividad se inició con un sismo (el principal) de magnitud de coda 5,1, seguido de 13 eventos (Fig. 1.4) registrados con magnitudes de coda entre 1,1 y 3,4. La alineación de los sismos confirma una falla de traza E-W, y un perfil N-S del conjunto de hipocentros sugiere que se agrupan alrededor de un mismo plano de falla con esa orientación y aflorando en superficie a nivel del pie norte del cerro de Caigüire, apuntando al segmento de la falla El Pilar con traza a nivel del pie norte del mencionado cerro como la falla activada. La presencia de epicentros al oeste del cerro de Caigüire revela que esa falla no se ciega a nivel de la esquina noroeste del cerro, sino que se prolonga como falla activa debajo de la ciudad más al oeste del cerro, hacia la fosa de Cariaco. Todos los eventos secundarios ocurren al oeste del epicentro principal, esa atípica asimetría de su distribución parece confirmar la pequeña barrera que proponen los especialistas en la esquina noreste del cerro de Caigüire, ubicada a 1,1 km al este del epicentro principal, bloqueando rupturas hacia ese lado.

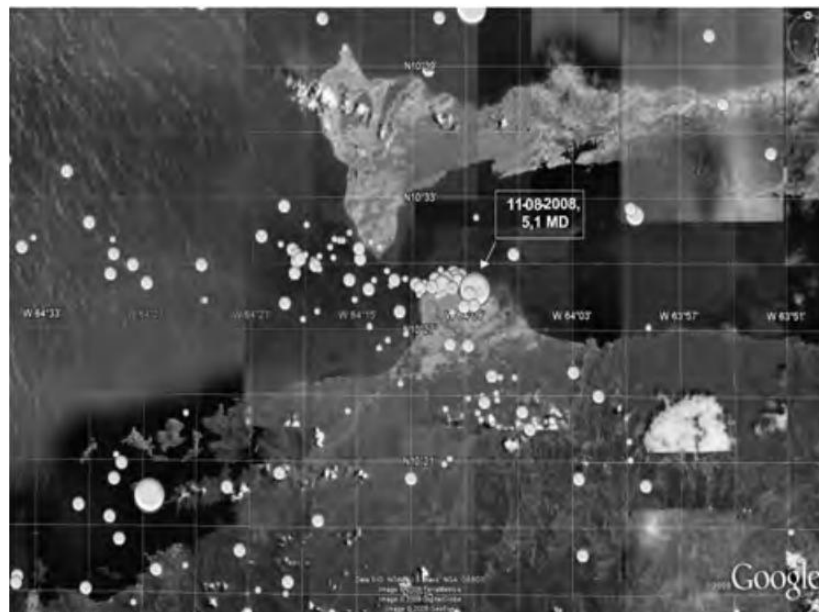


Figura 1.4. Sismicidad cercana a Cumaná durante el período 2005-2008 (Fuente de la imagen satelital: programa Google Earth tomada en Beuperthuy *et al.* 2008).

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Desarrollo teórico

En esta sección se presenta una serie de bases teóricas relacionadas al tema de investigación es decir a los modelados análogos y al movimiento transpresivo. No es más que un conjunto de conceptos y conocimientos que pueden aportar datos de interés al objeto de estudio con la finalidad de guiar, mostrar los principios o bases para la misma, lo que garantizará la correcta aplicación de la técnica experimental.

2.1.1. Sistemas transpresivos

Se conoce como transpresión a la existencia simultánea de una falla rumbo deslizante acompañada de compresión o acortamiento horizontal, y alargamiento vertical a través del plano de corte.

El régimen transpresional fue definido originalmente por Harland (1971). Transpresión y transtensión corresponden a los estadios finales de los fenómenos de convergencia, extensión y transcurrencia y se presentan en una amplia variedad de escalas durante la deformación de la litosfera de la Tierra. Se puede entender de la siguiente manera: dos placas hipotéticas se mueven la una con respecto a la otra, una de ellas está incluida octagonalmente en la otra (Fig. 2.1, Harland, 1971). A lo largo de los diferentes lados del octágono, coexisten los diferentes regímenes tectónicos. Tanto la transpresión como la transtensión se originan por la transcurrencia; sin embargo, la transpresión se relaciona con la convergencia y la transtensión con la extensión.

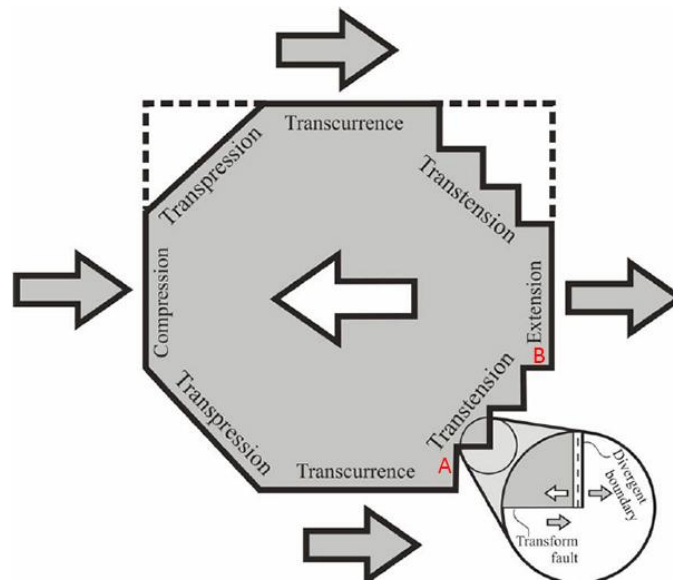


Figura 2.1. Fenómeno de transpresión y transtensión en un escenario de fallas transcurrentes. Tomada de Harland (1971).

Una variedad de fracturas por cizallamiento, pliegues, fallas normales e inversas se encuentran asociadas a las fallas de rumbo (fig 2.2). Cada fractura presenta orientaciones y comportamientos relativos a la falla principal que son características del sentido de cizalla de la falla (Davis y Reynolds, 1996). Las fracturas desarrolladas en ángulos pequeños ($10^{\circ} - 20^{\circ}$) son conocidas como fallas R (*Riedel shears*) generalmente se desarrollan formando arreglos en escalón (Twiss y Moores, 1992), éstas fallas R son sintéticas a la falla principal, es decir, son subparalelas y tienen el mismo sentido de cizalla que la falla principal. El ángulo agudo entre la R y la falla principal indica la dirección de cizalla. Así mismo, otras fracturas características que se pueden desarrollar son las fallas P (*P shears*), que son sintéticas a la falla principal, orientadas simétricamente con respecto a las cizallas R. Así, una rotación a través del ángulo agudo de la traza de la falla principal a la traza de la cizalla P tiene el sentido opuesto al sentido de cizallamiento en la falla principal. Las falla R conjugadas (*R' shears*) son fracturas de cizalla antitéticas con respecto a la falla principal, que se ubican a ángulos altos de ella ($70^{\circ} - 80^{\circ}$) (fig. 2.2). A gran escala, estas fracturas pueden formar una red de fallas con un patrón anastomosado que pueden llegar a ser muy difíciles de interpretar (Twiss y Moores, 1992).

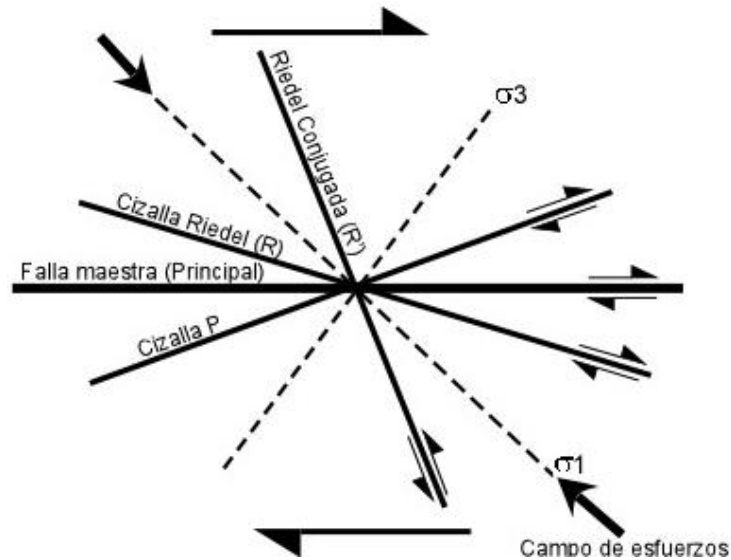


Figura 2.2. Fracturas asociadas a las fallas de rumbo. Tomado y modificado de Zoback and Zoback, 1980 en Hao, 2015).

Los zonas con fallas de rumbo pueden estar dispuestas espacialmente en diversas maneras: *en échelon* (o escalonadas), anastomosadas o trenzadas, en relevo, en escalonamiento izquierdo o derecho, etc. (Fig. 2.3). Estos patrones expresan las diferentes formas en que se puede distribuir el deslizamiento, dado al carácter friccional de las superficies de fallas y el esfuerzo total que tiene que ser acomodado (Davis y Reynolds, 1996).

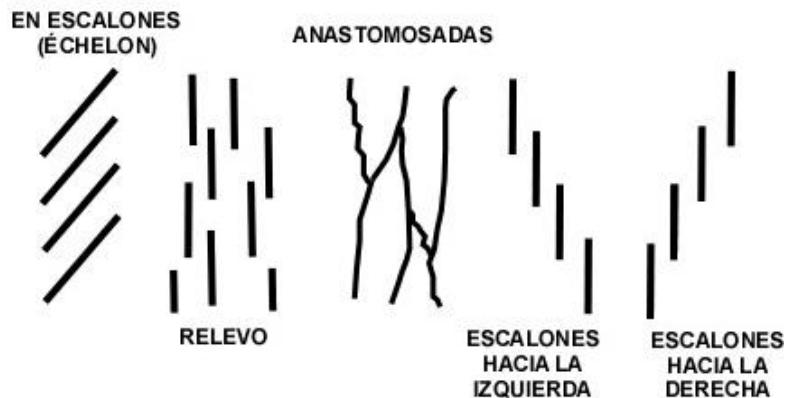


Figura 2.3. Diferentes arreglos o disposiciones geométricas de las fracturas en fallas de rumbo (Tomado y modificado de Davis y Reynolds, 1996).

Algunos de los rasgos estructurales más interesantes asociados a las fallas de rumbo ocurren en las zonas donde las fallas se curvan o presentan saltos.

Crowell, 1974 en Davis y Reynolds, 1996 enfatizó que las fallas de rumbo con curvaturas o saltos conllevan a altas concentraciones de esfuerzos. Entonces, si una falla exhibe una inflexión o curva se producen situaciones complejas, que dan lugar a procesos de convergencia o divergencia dependiendo del sentido del movimiento y del sentido de la curva. Según Davis y Reynolds, 1996, la curvatura de las fallas puede ser descrita en términos de inflexiones o curvas (*bends*) (Fig. 2.4). Las inflexiones en apertura o curvas de liberación (*releasing bends*) son zonas en extensión que tienden a crear espacios, mientras que las inflexiones en cierre o curvas de restricción (*restraining bends*) son aquellas zonas en compresión donde el acortamiento genera apilamientos. Se habla de inflexiones en cierre cuando el movimiento de uno de los bloques a lo largo de la falla se realiza contra la curva (Fig. 2.4). Por el contrario, si el movimiento se aleja del bloque de la curva, se dice que se está en presencia de una inflexión en apertura (Davis y Reynolds, 1996).

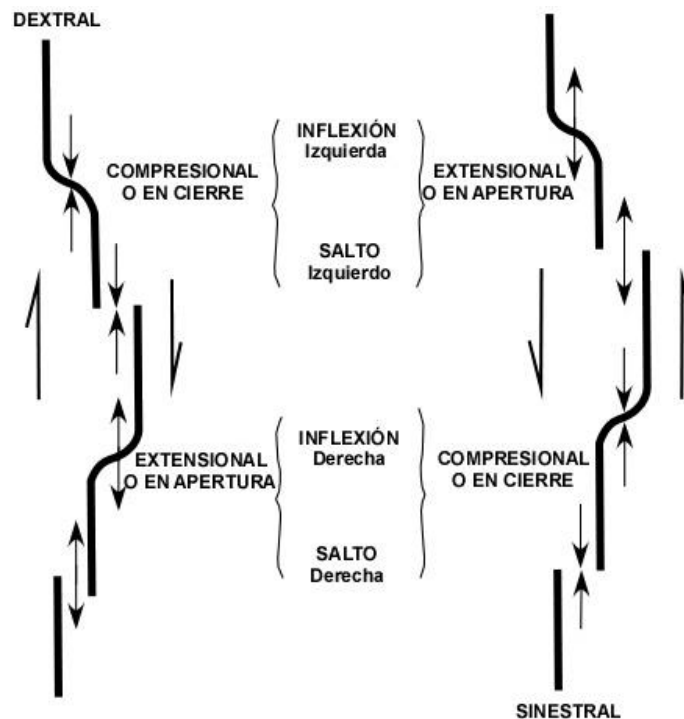


Figura 2.4. Zonas de fallas en apertura y cierre (Inflexiones y saltos). Tomada y modificada de Davis y Reynolds (1996).

Además de las curvaturas, puede haber saltos (*stepovers*) dentro de las zonas de fallas rumbo, estos saltos consisten en un segmento de falla de rumbo que

termina y luego comienza otro escalonado (Mann et al. 1983 en Davis y Reynolds, 1996) pero con la misma tendencia, es decir mantienen parecida dirección y el mismo sentido de movimiento (Fig. 2.4). Hay saltos derechos e izquierdos, la diferencia se basa en el sentido de movimiento hacia “el salto escalonado” a medida que se desplaza sobre el final de un segmento determinado de la falla de rumbo (Twiss y Moores, 1992). Al igual que en las inflexiones, decimos que los saltos pueden generar zonas en apertura o en cierre.

Las cuencas por transtensión (*pull aparts*) y elevaciones tipo colinas de presión se forman en los saltos escalonados así como en las zonas con curvaturas. Los saltos izquierdos a lo largo de fallas sinestrales dan lugar a cuencas transtensionales, por su parte los saltos izquierdos en fallas dextrales dan origen a colinas de presión (Mann et al. 1983 en Davis y Reynolds, 1996). Estas cuencas transtensionales se convierten en sitios donde hay acumulación de sedimentos, por el contrario las colinas de presión son altos topográficos y estructurales afectados por la erosión (fig. 2.5).

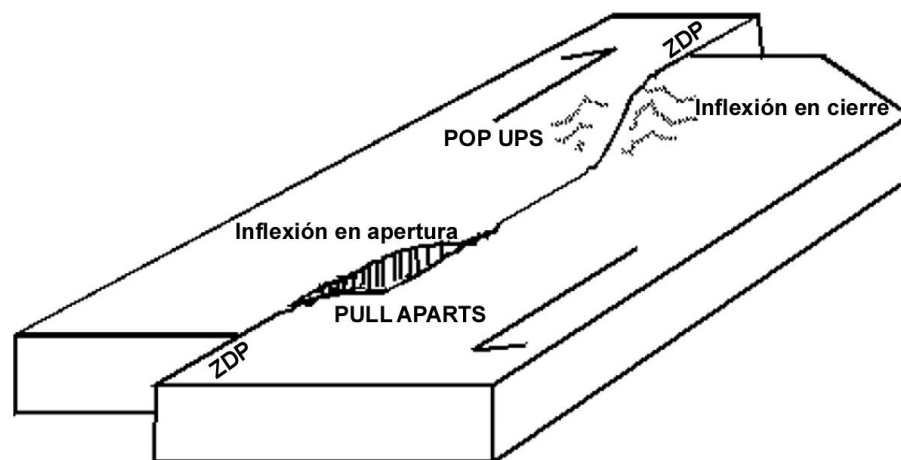


Figura 2.5. Zonas de fallas en apertura y cierre generadoras de *pull aparts* y *pop ups*.
 (Tomada y modificada de Crowell, 1974 en Davis y Reynolds, 1996).

Las curvaturas y los saltos con diferentes geometrías en zonas de fallas de rumbo conllevan a la formación de estructuras complejas denominadas *dúplex* (Davis y Reynolds, 1996). La corteza dentro de una curva de restricción o en el salto se convierte en sitios con fallamientos progresivos, cada falla se conecta en

profundidad con la falla principal, asegurando de este modo la organización según la cinemática. La evolución geométrica de un *dúplex* en vista horizontal lo veríamos igualmente como áreas deprimidas o levantadas. Un *dúplex* de compresión consiste en fallas inversas y pliegues que dan forma a una estructura en flor (fig. 2.6.A) positiva (elevada), también ha sido descrita como una estructura en forma de árbol de palmera (Sylvester 1984). En cambio, un *dúplex* extensional está formado por fallas normales (fig. 2.6.B) generando una estructura en flor negativa, a veces llamada estructura de tulipán (Twiss y Moores, 1992). Los *dúplex* pueden formarse a través del desarrollo de un sistema de fracturas R.

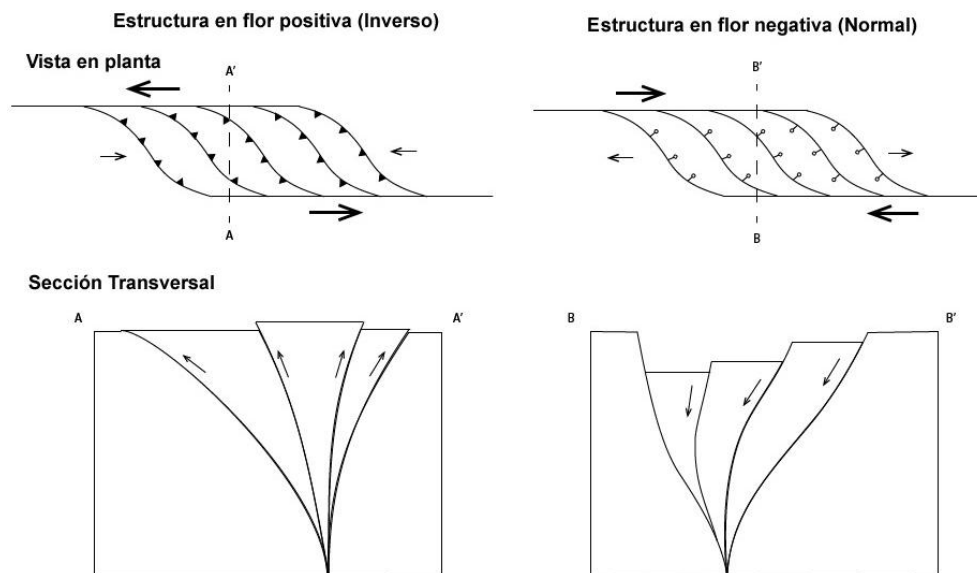


Figura 2.6. Estructuras típicas en zonas de fallas con presencia de inflexión o saltos (*restraining bends* y *releasing bends*). (Tomado y modificado de Oskin, 2016).

2.1.2. Evolución de las curvas de restricción basada en observaciones geológicas

Las clases morfológicas de las curvas de restricción (Fig. 2.7) se producen a escalas muy variadas, y en algunos casos, en diferentes contextos tectónicos. Por esta razón, actualmente no existe un modelo geológico único basado en observaciones como en el caso de las cuencas *pull-apart*.

Mann (2007) basado en los sistemas de clasificación existentes propuso una nueva clasificación de tipos de curvas de restricción, haciendo uso de una recopilación global sobre los casos existentes de este tipo de estructuras; con el fin de aportar un nuevo esquema descriptivo para clasificar las curvas de restricción y conducir a futuros investigadores a elaborar una clasificación más amplia y genética.

Es así como mediante terminologías propuestas por Crowell (1974a,b) y Mann y Gordon (1996), Mann (2007) propone la siguiente clasificación morfológica de las curvas de restricción:

-Elevación transpresional: Son adyacentes a los segmentos rectos de las fallas de rumbo y generalmente son oblicuos a la dirección de movimiento de la placa o bloque. Técnicamente, esta clase no es una falla con inflexión o curvada (Fig. 2.7), ya que la falla rumbo deslizante principal permanece recta o muy ligeramente curvada. Sin embargo, se incluyó este tipo de estructuras en la clasificación debido a que se forma un levantamiento topográfico estrecho y alargado. Estas elevaciones pueden persistir por decenas a cientos de kilómetros y combinan elementos rumbo deslizantes (cizalla simple) o con elementos de acortamiento (cizalla pura).

-Curvas de restricción fuerte: Estas se forman en fallas con saltos discretos y producen levantamientos topográficos romboidales (Fig. 2.7) así como la exposición de las rocas más antiguas. Las curvas de restricción fuertes o agudas son generalmente mucho más pequeñas en tamaño (las separaciones de fallas en general son de 15 km) que las curvas de restricción suave (separaciones de falla a 200 km).



Figura 2.7. Tipos de curvas de restricción o inflexiones en cierre (Tomado y modificado de Mann 2007)

-Curva de restricción suave: Estas forman las fallas más comunes dentro de este grupo, se conocen como fallas en forma de S extendida (*Lazy S shape*) para fallas

destrales, y de Z extendida (*Lazy Z shape*) para aquellas entre fallas sinestrales. Estas geometrías de fallas, producen desde pliegues suaves extendidos a topografías domales alargadas y elevaciones con pequeños cinturones plegados; así como la exposición de las rocas ígneas y metamórficas más antiguas de la corteza en el núcleo de la elevación localizada.

2.1.3. Modelos análogos

Son aquellos mediante los cuales se representan procesos o fenómenos geológicos naturales a escala (simplificados). Esta técnica experimental constituye una herramienta para el estudio de la deformación tectónica permitiendo observar detalladamente la evolución de las estructuras del fenómeno a simular, contribuyendo así al conocimiento científico, probar hipótesis e incluso generar predicciones geológicas a partir de los resultados obtenidos.

Esta técnica ha experimentado un desarrollo notable desde los primeros modelos analógicos elaborados a principios del siglo XIX que buscaban explicar ciertos fenómenos geodinámicos producidos en la naturaleza. El paso fundamental para el avance de ésta técnica se produjo gracias a la incorporación de la teoría de escalado de Hubbert, 1937, pues en ella se afirma que los modelos requieren cumplir con condiciones de semejanza geométrica, cinemática y dinámica (Hubbert, 1937; Ramberg, 1967), esto se puede lograr mediante el uso de diversos materiales con propiedades reológicas conocidas de manera tal que actúen análogos a las rocas que se encuentran en la naturaleza. Esta teoría revolucionó el modelado análogo, pasando a ser ya no una herramienta descriptiva, sino una técnica cuantitativa, eficaz para estudiar procesos geológicos a diferentes escalas (Schellart, 2002).

2.1.4. Teoría del escalado

Mediante la técnica de modelos análogos se logran simular procesos geológicos estructurales que se desarrollan en la naturaleza a lo largo de varios kilómetros y millones de años, en una escala de metros y horas. Para que el modelo represente efectivamente el comportamiento mecánico del prototipo, según Pollard y Fletcher (2005); Twiss y Moores (2007) es necesario mantener ciertas relaciones de

escala entre ambos, aún así se debe tener en cuenta que es casi imposible escalar un modelo en todos sus sentidos. Para lograr funcionalidad, los modelos deben cumplir tres aspectos de similitud respecto del prototipo natural que intentan reproducir: similitud geométrica, similitud cinemática y similitud dinámica (Hubbert, 1937). Éstas son el factor de escala espacial (Λ), el temporal (T), y el de masas (M), definidos en las ecuaciones siguientes:

$$\Lambda = \frac{L_m}{L_p}; \quad T = \frac{t_m}{t_p}; \quad M = \frac{M_m}{M_p} \quad (\text{Ec. 2.1})$$

Los subíndices m y p hacen referencia al modelo y al prototipo respectivamente, L es longitud, t es tiempo y m es la masa del material en cuestión. El modelo y el prototipo son geoméricamente similares si todas las dimensiones del primero son Λ veces las dimensiones equivalentes del segundo. Si el tiempo en el cual el modelo desarrolla un cambio de tamaño, forma o posición es T veces el tiempo en el que se produce un cambio geoméricamente similar en el prototipo, se dice que ambos son cinemáticamente similares. Las demás cantidades físicas involucradas en el sistema modelado deben guardar también sus relaciones de escala respectivas, deducibles de las tres mencionadas en las ecuaciones (2.1) que garantizan la similitud.

Se dice que el modelo y el prototipo son dinámicamente similares cuando todas las fuerzas actuantes sobre el modelo se encuentran relacionadas con su correspondiente en el prototipo por el mismo factor de escala ($M\Lambda / T^2$)

Las restricciones necesarias para trabajar en analogías experimentales de procesos corticales frágiles se analizan a continuación: los materiales normalmente utilizados en modelado análogo presentan una densidad similar a las rocas, por lo cual se puede afirmar que la relación de densidades está dada por:

$$P = \frac{\rho_m}{\rho_p} \cong 1 \quad (\text{Ec 2.2})$$

Así mismo, en todos los modelos realizados se trabajó con gravedad normal, aunque existen máquinas centrífugas que permiten modelar bajo campos

gravimétricos forzados. Esto impone un factor de escala para la aceleración de la gravedad igual a uno:

$$\frac{g_m}{g_p} = \frac{\Lambda}{T^2} = 1 \quad T = \Lambda^{1/2} \quad (\text{Ec. 2.3})$$

(g_m y g_p son la aceleración de la gravedad en el modelo y en el prototipo respectivamente). Sin embargo, ya que el tiempo no es una variable involucrada en los procesos de deformación frágil (materiales coulombianos), el factor de escala T no influye en el escalamiento de estos modelos. Su comportamiento mecánico está gobernado por la ley de Mohr-Coulomb:

$$\sigma_c = C_0 + \mu_f \sigma_N \quad (\text{Ec. 2.4})$$

Donde σ_c y σ_N son los esfuerzos de cizalla y normal que actúan sobre los planos de falla, C_0 es la cohesión del material, y μ_f su coeficiente de fricción interna.

Según el criterio de Byerlee (1978), es posible estimar valores aproximados para los coeficientes de las rocas corticales, infiriendo las siguientes relaciones:

$$\sigma_c = 0,85 \times \sigma_N \quad (\text{Para profundidades menores a 10 km}) \quad (\text{Ec. 2.5})$$

$$\sigma_c = 60 \text{MPa} + 0,6 \times \sigma_N \quad (\text{Para profundidades mayores a 10 km}) \quad (\text{Ec. 2.6})$$

De acuerdo con Hubbert (1937) y Ramberg (1981), el escalamiento dinámico (Σ) que condiciona los modelos de deformación frágil se obtiene de la siguiente relación:

$$\Sigma = P \Lambda \frac{g_m}{g_p} \quad (\text{Ec. 2.7})$$

y aplicando las ecuaciones (2.2) y (2.3)

$$\Sigma = \Lambda \quad (\text{Ec. 2.8})$$

La ecuación (2.8) implica que al definir la relación de escala espacial queda determinada la relación de escala para los esfuerzos involucrados en el modelo. Ya que la cohesión se expresa en dimensiones de esfuerzo (MPa), debe ser escalada utilizando la ecuación (2.8). Considerando que los rangos de Λ utilizados van de 10^{-6}

a 10^{-4} , y dado que los valores de cohesión interna (C_0) de las rocas modeladas no superan los 60 MPa (ecuaciones 2.5 y 2.6), se deduce que el material de modelado elegido debe tener un valor de C_0 despreciable:

$$\frac{C_{0m}}{C_{0p}} \cong 10^{-6} ; C_{0m} \cong C_{0p} \times 10^{-6} \cong 6 \times 10^{-7} \text{ MPa} \rightarrow C_{0m} \ll 1 \quad (\text{Ec. 2.9})$$

El coeficiente de fricción interna del material (μ_f en la ecuación 2.4), en cambio, es una variable adimensional y, como tal, su valor debe ser equivalente en el modelo y en el prototipo. Para las rocas corticales éste varía entre 0,6 y 0,85 (ecuaciones 2.5 y 2.6; ver Yagupsky, 2009). Mientras que las arenas y otros materiales granulares reúnen estos requisitos ($C_0 \leq 100 \text{ Pa}$ y $0,5 < \mu_f < 1$) lo cual los hace adecuados para simular procesos de deformación cortical frágil.

Teniendo bajo consideración estas relaciones, es posible realizar comparaciones entre la evolución de la deformación en modelos construidos usando materiales granulares y en los prototipos naturales.

2.1.5. Comportamiento mecánico de los materiales granulares

Muchos son los materiales utilizados en experimentos de laboratorio, desde los primeros modelos llevados a cabo como ropa, arcilla, silicona, plastilina, hasta micropartículas de vidrio, escayola, yeso, cera, micropartículas de metal o arena entre otros, intentando simular condiciones de las rocas en la naturaleza (Lozano, 2008).

Básicamente, nuestros experimentos están constituidos por materiales granulares específicamente intercalaciones de capas, con un comportamiento friccional frágil (que simula la corteza superior) formadas por arena de sílice o arena seca de cuarzo.

La rotura frágil resulta del crecimiento de micro fracturas y/o el deslizamiento friccional (Byerlee, 1968), y puede ser explicado mediante el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. Este supone la relación o función lineal entre los esfuerzos de cizalla y normal en el punto de rotura del material existen multitud de roturas pre-existente de cohesión negligible, algunas de las cuales estarán orientadas

preferencialmente con respecto al campo de esfuerzos; Sibson (1974) en Yagupsky, (2009):

$$\tau = S_0 + \mu (\sigma_n - P_f) \quad (\text{Ec. 3.1})$$

En el cual τ es el esfuerzo de cizalla y σ_n el esfuerzo normal. S_0 es la cohesión o resistencia interna del material. El valor P_f es la presión de fluidos.

Desde que James Byerlee demostrase que en la corteza superior se podría alcanzar una simplificación de la ecuación anterior en los primeros 8 km (debido a que la corteza tiene una composición heterogénea tanto en la horizontal como en la vertical) expresada en la ecuación 2.5 y siendo por encima de los 30 km como se muestra en la ecuación 2.6.

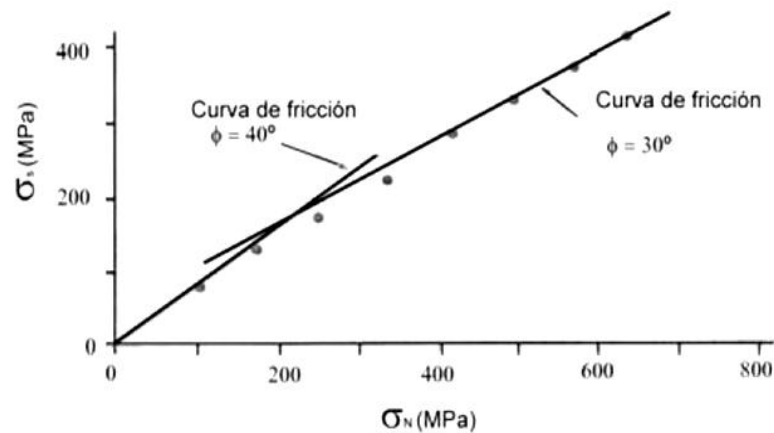


Figura 2.8. Curva esfuerzo de cizalla/esfuerzo normal (Modificado de Byerlee, 1968).

En la figura 2.8 se muestra que por encima de los 200 Mpa para el esfuerzo normal, la ecuación 2.5 es perfectamente válida, mientras que por encima de 200 Mpa, la ecuación 2.6 alcanza la mejor aproximación.

El modo en la que la arena es depositada durante la construcción del modelo tiene una gran importancia e influencia en los parámetros internos de la misma. Krantz (1991) según Yagupsky (2009) muestra observaciones que demuestran que el tamizado, vertido o esparcimiento de los granos de arena produce empaquetados más densos y que la densidad depende más de cómo es manejada físicamente que de la composición.

2.1.6. Ventajas y limitaciones de los modelos análogos

El empleo de modelos análogos surge de la necesidad de comprender fenómenos naturales ya conocidos, para solucionar problemas o para suministrar hipótesis para solucionar problemas en un sistema menos conocido que el primero (Yagupsky, 2009). Una de las ventajas que ofrece la aplicación del modelado análogo en el campo de las ciencias de la Tierra es su potencial para investigar la influencia de los diversos factores actuantes sobre un determinado proceso geológico individualmente, lo cual suele ser sumamente especulativo en la situación natural. Además, el experimentador tiene la posibilidad de definir las condiciones de contorno que pretende imponer al sistema, es decir plantear una hipótesis, y estudiar luego los resultados obtenidos detalladamente. La evolución estructural consiguiente aporta ideas concretas para la interpretación de los prototipos naturales, de los cuales en general sólo se conoce su estado final (Yagupsky, 2009).

Las técnicas de modelado análogo presentan limitaciones que le son propias: como limitantes de los experimentos se encuentran procesos como el clima, la erosión, el gradiente geotérmico, la presencia de fluidos y la presión confinante; factores que no serán considerados en este trabajo.

Los modelados analógicos en general presentan simplificaciones que deben ser tomadas en cuenta al momento de su interpretación. Aún cuando se observen similitudes entre las geometrías desarrolladas en los modelos y los prototipos esto no implica la actuación de mecanismos de deformación comunes (Yagupsky, 2009). En los experimentos se hace difícil, si no imposible, construir un modelo perfectamente escalado en todos sus aspectos, y tanto los materiales utilizados así como la configuración experimental dispuesta significan un compromiso que limita en cierta medida su correspondencia con el caso natural (Twiss y Moores, 2007).

Los materiales de modelado utilizados en este trabajo son coulombianos, no se emplean materiales dúctiles, que sin duda existen en las columnas estratigráficas de los prototipos naturales. Además, los materiales granulares presentan valores bajos de cohesión, lo cual reduce el contraste entre las zonas previamente falladas y las regiones vecinas que no sufrieron perturbaciones mecánicas. La omisión tanto

de la presión poral como del gradiente térmico en profundidad en el modelado experimental son parte de las simplificaciones asumidas. Sin embargo, el uso de materiales granulares con bajos coeficientes de fricción interna como niveles de despegue y relleno de volúmenes limitados por fallas normales, puede suplir eficazmente las variables despreciadas (Panien *et al.*, 2005).

Aunado a esto, uno de los desafíos en la aplicación de esta metodología consiste en incorporar técnicas que permitan contrastar con mayor certeza los modelos con las observaciones geológicas. Existen métodos no destructivos de monitoreo óptico como el PIV (*Particle Image Velocimetry*), aplicables a modelos análogos, que arrojan mediciones precisas de los campos de desplazamiento asociados a su evolución. Sin embargo las observaciones geológicas más significativas se refieren a la deformación de las rocas corticales, tanto activa como fósil, y no a los vectores desplazamientos asociados (Yagupsky, 2009), aun así en el presente trabajo los resultados serán mostrados a través de fotografías tomadas de una cámara fotográfica sencilla de 14,2 mega píxeles.

2.2. Geología regional

Según González de Juana *et al.* (1980) la Cordillera del Caribe se extiende desde la depresión de Barquisimeto al oeste, hasta las penínsulas de Araya y Paria al este, estando interrumpida por la depresión de Unare. La cordillera está dividida en dos regiones: una occidental constituida al norte por la Cordillera de La Costa y al sur por la Serranía del Interior Central y otra oriental conformada por la Serranía del Litoral Oriental o Cordillera de Araya-Paria en su parte norte y la Serranía del Interior Oriental en el sur. El sector oriental es de especial importancia en este trabajo por encontrarse el área de estudio.

En la región oriental se encuentra una depresión axial representada por el golfo de Cariaco, que separa a la Cordillera de Araya - Paria al norte, de la Serranía del Interior Oriental de Anzoátegui, Monagas y Sucre. Esa depresión axial está vinculada al sistema de fallas de El Pilar. La Cordillera de Araya -Paria representa una divisoria de aguas entre el Mar Caribe al norte y el golfo de Cariaco y golfo de Paria hacia el sur; comienza en Punta Barrigón, en Araya, y continúa hacia el este

hasta el promontorio de Paria, constituida casi exclusivamente por rocas metamórficas con relativamente pocas ígneas (PDVSA, Intevp 1997).

Urbani & Rodríguez (2004) explican que las unidades ígneo-metamórficas reconocidas en las penínsulas de Araya - Paria han sido correlacionadas desde los años 1950-1960 (Christensen 1961 en Revista GEOS 2007, González de Juana *et al.* 1968, Seijas 1972, Schubert 1972, Vignali 1979) con las de la parte norcentral de Venezuela (Napas Costera y Ávila de la Serranía del Litoral) donde se agrupan en las Asociaciones Metamórficas Ávila y la Costa y la Asociación Metasedimentaria Caracas.

Schubert (1972) señaló que la Cordillera de Araya - Paria estuvo durante el Cretácico al norte de la Cordillera de la Costa, y alcanzó su posición actual mediante movimientos transcurrentes dextrales a lo largo de la Falla de El Pilar. Esto implica que las rocas provenientes de la cordillera Araya - Paria son equivalentes a las del Grupo Caracas. Posteriormente se produjo el levantamiento de la región y corrimiento hacia el sur, evidenciando por el transporte tectónico norte-noreste dominante en Araya.

En cuanto a la Asociación Metamórfica Ávila (Pre-Mesozoico), Barboza & Rodríguez (2001) explican que está constituida principalmente por las litologías del Augengneis de Peña de Mora (augengneis granítico) y el Complejo San Julián (esquisto y gneis cuarzo plagioclásico micáceo, mármol, cuarcita, anfibolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita) además de otras más localizadas tales como Anfibolita de Tócome, Metagranito de Naiguatá, Metadiorita de Todasana, Metatonalita de Caruao, Anfibolita de Cabo Codera, Metagranito de Guaremal, Gneis de Cabriales, Gneis granítico de Choroní y el Gneis de la Colonia Tovar.

La Asociación Metamórfica La Costa (Mesozoico) consta de una compleja muestra de litologías fundamentalmente esquistos de variada mineralogía, mármol, anfibolita, anfibolita granatífera, anfibolita glaucofánica, eclogita y rocas metavolcánicas; en general, todas aquellas rocas que conforman el Mármol de Antímamo (esquisto cuarzo-micáceo, anfibolita y mármol), Esquisto de Tacagua (esquisto grafitoso y rocas de protolito volcánico ricas en epidoto) y el Complejo

Nirgua (anfíbolita y esquistos de diversa mineralogía). A su vez, dentro de la asociación se encuentran dispersos numerosos cuerpos de serpentinitas (Urbani, 1999).

Por último La Asociación Metasedimentaria Caracas está constituida por los esquistos de la Formación Las Brisas (esquisto cuarzo moscovítico feldespático clorítico, metarenisca y metaconglomerado), Las Mercedes (esquisto cuarzo calcáreo muscovítico grafitoso) y Chuspita (metarenisca, filita oscura y mármol) entre otras (Urbani, 1999).

2.2.1. Geología local

Dentro del marco geológico regional se encuentra la parte nororiental de Venezuela, la cual está constituida por dos unidades: la primera formada por la Cordillera Araya - Paria, compuesta esencialmente de rocas metamórficas, que se extienden desde la población de Manicuare, al oeste de la Península de Araya, hasta Punta Narizona en el extremo más oriental de la Península de Paria, ésta se encuentra separada de otra unidad por una napa de corrimiento que puede observarse en la región al sur de Carúpano (Fig. 2.9); por su parte, la segunda unidad está conformada de rocas sedimentarias de la Cordillera del Interior (González de Juana *et al.* 1980).

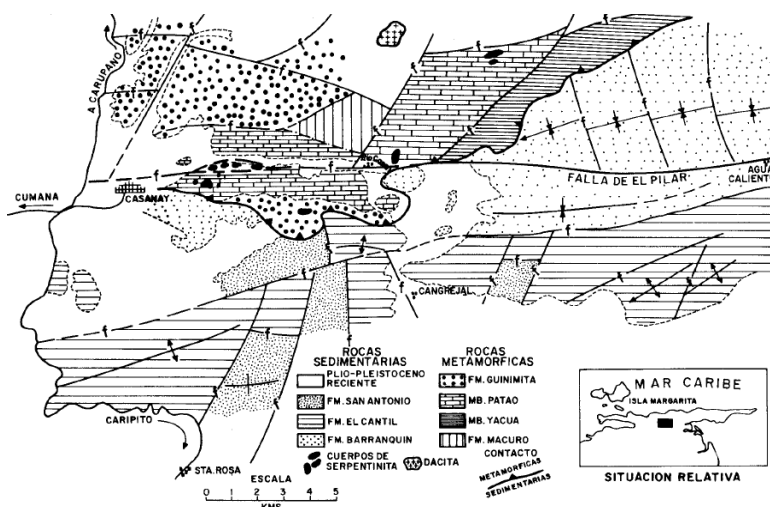


Figura 2.9. Contacto entre rocas sedimentarias y metamórficas en el área de estudio. (Tomado de González de Juana *et al.* 1980).

En la región de estudio afloran rocas de edades que van desde el Triásico al Cuaternario y de diversas litologías las cuales se muestran en la tabla 1. Las formaciones pertenecientes a la Península de Araya son: Manicuare, Laguna Chica, Carupano, El Copey, Caigüire y Cumaná; mientras que en la Península de Paria afloran las formaciones: Uquire, Macuro, Tunapui, Cariaquito y Güinimita, la mayoría de estas metamórficas (Fig. 2.10). Así mismo, en la figura 2.11 se observa el mapa geológico de la cordillera Araya- Paria.

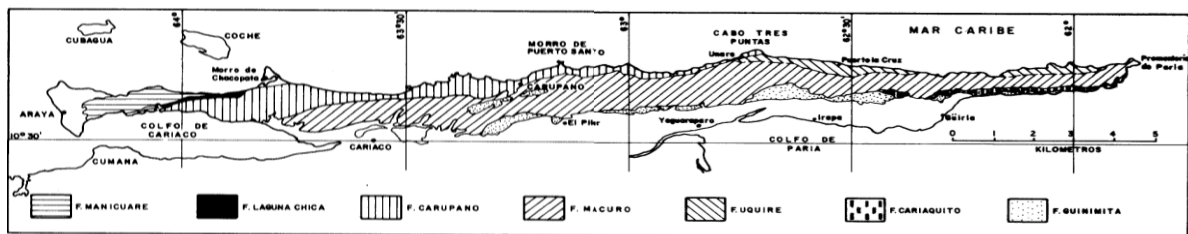


Figura 2.10. Afloramientos de unidades metamórficas de la región Araya-Paria. (Tomado de González de Juana *et al.* 1980).

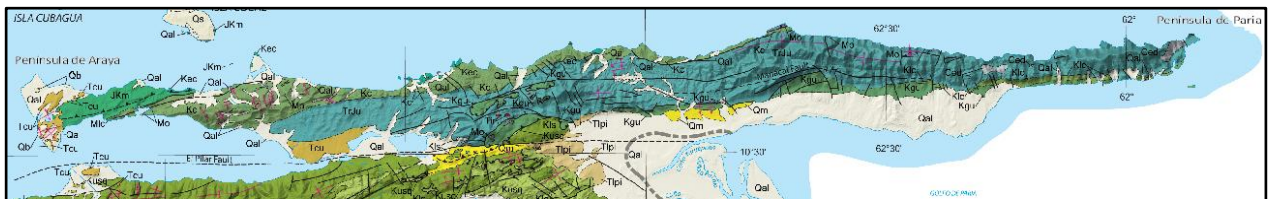


Figura 2.11. Mapa geológico de las Península Araya- Paria (Tomado de Hackley *et al.*, 2005).

Tabla 2.1. Descripción de las formaciones pertenecientes al área Araya – Paria.

| Penín- sula | Formacio- nes | Litología | Contactos |
|----------------|--|---|---|
| Araya | Cumaná Cuaternario (Pleistoceno Temprano - Pleistoceno Medio) | <p>Los sedimentos están constituidos en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios; restos de corales; calizas micríticas, fragmentadas; calizas orgánicas de colores claros; calizas oolítica, de color gris claro intercaladas con arcillas de color gris claro a gris azulado, con abundantes fragmentos de equinodermos, moluscos; calcarenitas fosilíferas; areniscas calcáreas; areniscas cuarzosas, grisáceas, también hay limolitas color oliva. Además se consiguen como materiales accesorios nódulos de pirita, lignito, glauconita, chert, granos de cuarzo y micas claras. Hay también en parte rocas volcánicas y basálticas transportadas.</p> | <p>La Formación Cumaná, en los cerros de Caigüire, suprayace con discontinuidad a la Formación Caigüire (Ascanio, 1969), anteriormente asignada a la Formación Cumaná. En la península de Araya, conocida actualmente como Formación Barrigón, suprayace discordantemente a la Formación Cubagua.</p> |
| | Caigüire Terciario (plioceno) - Cuaternario (pleistoceno) | <p>Ascanio (1972) subdivide la Formación Caigüire en dos miembros informales: el Miembro Inferior posee arcilla marrón, yesífera, poco fosilífera, intercalación de grave arenosa, gravilla arenosa de grano fino a grueso con muy pocas lentes de arcilla. Las guijas y guijarros son de chert gris y negro, arenisca, esquisto sericítico y cuarzo blanco y ahumado. El Miembro Superior contiene marga fosilífera, yesífera, con abundantes conchas de <i>Ostrea</i>, capas lenticulares de arcillas y areniscas intercaladas, capas de arcilla gris, intercalación de arenisca de grano fino con estratificación cruzada, con conglomerados y gravas. Las guijas y guijarros son de caliza, chert negro, cuarzo blanco y esquisto sericítico, intercalación de arcillas y arenas de grano fino con pocas lentes conglomeráticas, entre otros.</p> | <p>Aunque su base se desconoce, se presume que la Formación Caigüire yace discordante sobre el Grupo Guayuta. El tope es un contacto discordante con la Formación Cumaná suprayacente (Ascanio, 1972).</p> |

| | | | |
|--|--|---|---|
| | Manicuare (Jurásico Tardío a Cretácico Temprano) | <p>Schubert en 1972 describió un conjunto de esquistos cuarzo-micáceos, frecuentemente granatíferos o epidóticos, con intercalaciones de cuarcitas, mármol y abundantes vetas de cuarzo. La topografía de esta zona está caracterizada por cerros redondeados con cimas constituidas por vetas y bloques de cuarzo (Vignali, 1965; Schubert, 1972; González de Juana, 1980; Alvarado, 2005). Los esquistos y cuarcitas son los más abundantes llegando a un 70% de la formación, mientras que el resto de rocas suman el faltante 30%. Puede contener inclusiones de muscovita y el cuarzo es comúnmente angular/sub-angular con evidencias de recristalización, bordes suturados, estructuras de mortero y cataclásticas (Schubert, 1972).</p> | <p>El único contacto con otra unidad metamórfica, es con la Formación Laguna Chica, el cual es de falla. El contacto con el conglomerado basal de la secuencia sedimentaria miocena (Fm. Cubagua), en la parte occidental de la Península de Araya, es discordante (Vignali, 1965).</p> |
| | Laguna Chica (Mesozoico) | <p>Casi en su totalidad por filitas cloríticas (99%). El resto son cuarcitas y esquistos cloríticos Schubert (1972). Schubert (1972) y Alvarado (2005), indican que las filitas están compuestas principalmente por cuarzo, clorita y muscovita, con accesorios de calcita y óxidos. El tamaño de los granos es menor a 0,1 mm. El cuarzo es sub-angular principalmente y con abundantes evidencias de recristalización. Por otra parte, las cuarcitas poseen cuarzos sub-angulares/sub-redondeados, con estructuras cataclásticas e inclusiones de mica muscovita.</p> | <p>Está en contacto de falla con la Formación Carúpano hacia el este. (González de Juana, 1980)</p> |

| | | | |
|---|--|--|---|
| | <p style="text-align: center;">Carúpano (Cretácico / Barremiense - Aptiense)</p> | <p>Secuencia de esquistos cuarzo-micáceos calcáreos, esquistos filíticos cuarzo-cloríticos y calizas negras grafitosas. Cubre una ancha faja que atraviesa la Península de Araya desde Saucedo hasta Punta Salazar (Alvarado, 2005). Las filitas y esquistos carbonáticos conforman casi el 80% de la unidad. Puede contener hasta un 60% de cuarzo, 20% de muscovita y cantidad varias de clorita, epidoto y accesorios. Los tamaños de granos generalmente no son mayores a 0,1 mm, pero pueden llegar hasta 0,5 mm (Alvarado, 2005). En esta formación están incluidos pequeños fragmentos de rocas serpentinizadas muy cerca de los contactos de falla de la formación Laguna chica.</p> | <p>El contacto entre las formaciones Carúpano y Laguna Chica es de falla y se extiende desde punta Salazar hasta Guayacán. En el área de Carúpano. González de Juana <i>et al.</i>, (1972) postulan para esta formación en su límite sur un contacto de falla de corrimiento con las formaciones más antiguas, Macuro y Uquire.</p> |
| | <p style="text-align: center;">El Copey (Mesozoico /Jurásico - Cretácico Temp.)</p> | <p>Metalavas básicas macizas finamente foliadas, afaníticas, de color verde pistacho y meteorización pardo-rojiza. Consisten en general de una mesa dense pseudoisotrópica, formada por agregados de glomérulos de epidoto y clorita con algo de actinolita y pumpellyita en pequeñas agujas, junto con escasos restos de cristales de plagioclasas con desarrollo de estructuras volcánicas, como son almohadillas y amígdalas; en mayor proporción metatobas foliadas, afaníticas a porfidoblásticas, de color verde con bandas de epidoto y esquistos cuarzo-clorítico epidóticos, localmente actinolíticos; las vetas de calcita son bastante frecuentes. (Léxico estratigráfico)</p> | <p>Originalmente estas rocas fueron incluidas como un miembro de la Fm. Carúpano (Zambrano y Seijas, 1972,); sin embargo, autores posteriores (Vignali, 1976; Bladier, 1977 y Campos, en Bellizza, 1985) consideran que el contacto entre dichas unidades es de origen tectónico el cual yuxtapone provincias diferentes.</p> |
| <p style="text-align: center;">Paria</p> | <p style="text-align: center;">Uquire (Triásico a Jurásico)</p> | <p>González de Juana (1965) describe metasedimentos como cuarcitas grafitosas que meteorizan en gris negruzco y esquistos grafitosospiriticos, con una intercalación intermedia de cuarcitas micáceas blanquecinas, muy duras, que meteorizan en colores crema.</p> | <p>En su base la unidad está cubierta por el mar; su tope es concordante y transicional con la Formación Macuro, suprayacente</p> |

| | | | |
|--|---|---|---|
| | <p>Macuro (Triásico a Jurásico)</p> | <p>Los minerales distintivos del Esquisto de Macuro son: cuarzo, clorita, muscovita, sericita, biotita, en menor proporción minerales opacos y calcita, la cual es dominante en los cuerpos de mármol intercalados a la secuencias esquistosa. Los cristales de cuarzo están alargados según el eje C, son subhedricos; la mica muscovita se presenta en láminas concentradas formando bandas paralelamente a ellas, se disponen los cristales de cuarzo y albita; la mica ocasionalmente se ve al microscopio formando micropliegues. (Petrásh D. & Revanales C., 2006)</p> | <p>La unidad es transicional sobre la Formación Uquire e infrayace concordantemente a la Formación Cariaquito.</p> |
| | <p>Tunapai (Cretácico Temprano)</p> | <p>Esquistos cuarzo-micáceos cloríticos, filitas grafitosas y cuarcitas. Los esquistos ocupan la mayor parte de esta formación y están conformados por 70% de cuarzo y 30% de muscovita (Alvarado, 2005). La Formación Tinapui posee una secuencia de esquistos cuarzo-micáceos, micáceo-calcáreo-grafitosos, filitas, meta-conglomerados, cuarcitas y calizas cristalinas. Las condiciones sedimentarias que dieron lugar a las rocas de la Formación Tunapai fueron variables, lo cual induce a postular una cuenca con movimientos oscilatorios frecuentes (Seijas, 1972).</p> | <p>El contacto inferior de la unidad no se ha observado. Su contacto superior es normal con la Fm. Carúpano, que la sobreyace en toda su extensión; excepto en la región comprendida entre los poblados de Medina y la zona este de Cangua, donde el contacto entre ambas unidades es de falla.</p> |
| | <p>Cariaquito (Cretácico / Neocomiense- Barremiense)</p> | <p>Esquistos grafitosos y cuarzo-grafitosos de colores negruzcos, con frecuentes intercalaciones cloríticas hacia la base; en la parte media abundan los esquistos cuarzo-muscovíticos de tonalidades pardo amarillentas; el intervalo superior se caracteriza por esquistos calcáreos interestratificados con esquistos cuarzografitosos y micáceos. Hacia el oeste la formación se subdivide en los miembros Guatay, Patao y Yacua, en orden ascendente.</p> | <p>La unidad suprayace concordantemente a la Fm. Macuro; no se observa su contacto superior. En el borde occidental de la ensenada de Acarigua, hacia el oeste, el Miembro Guatay, inferior, es concordante sobre la Formación Macuro.</p> |

| | | | |
|--|--|---|---|
| | Güinimita (Cretácico / Barremiense - Aptiense) | Este nombre fue introducido por González de Juana <i>et al.</i> (1965) para designar metasedimentos y calizas expuestos en el flanco sur de Paria. Esquistos sericíticos ferruginosos con metaconglomerados cuarzo-ferruginosos de grano fino aumentado de tamaño hacia la base. Siguen metaconglomerados que se interrumpen por la aparición de calizas delgadas, muy fosilíferas, interestratificadas con meta-areniscas conglomeráticas y conglomerados. Continúa una sección dominada por calizas gris oscuras, fosilífera, maciza y compacta, con abundantes vetas de calcita blanca. Sigue una secuencia de filitas cuarzo-sericíticas, micáceas y ferruginosas, con intercalaciones de filitas cuarzosas grises y metaconglomerados cuarzo-ferruginosos; en la parte superior alternan capas de calizas fosilíferas y metaconglomerados cuarzo-ferruginosos rojizas, con un nivel característico de meta-conglomerados con granos elipsoidales de ferrolita. | En su base la Formación Güinimita yace concordantemente por encima del Miembro Yacua de la Formación Cariaquito; su contacto superior no se conoce ya que se pierde por debajo del agua |
|--|--|---|---|

2.2.2. Geología estructural regional

El norte de Venezuela forma parte del límite de placas del Caribe y de Suramérica que posee una orientación este-oeste. Debido a la interacción entre estas placas la región nororiental ha sido la de mayor actividad sísmica en el país desde tiempos históricos, incluido el periodo reciente según información sustentada por registros instrumentales (Grases *et al.*, 2004). Este límite de placas produce una compleja zona de deformación que puede llegar a tener hasta 250 km de ancho. Audemard *et al.* (2000) indican que esta zona de límite tiene aproximadamente 100 km de anchura; sin embargo, las medidas de Weber *et al.* (2001) en Trinidad sugieren que la zona es más estrecha. La placa del Caribe tiene un movimiento relativo hacia el este con respecto a la placa de Suramérica y de Norteamérica (Weber 2001), la placa del Caribe se desplaza respecto a la de Suramérica a una tasa de $20 \pm 1-2$ mm/año (Pérez *et al.*, 2001).

El movimiento relativo entre las placas Caribe y Suramérica es facilitado por la existencia de un gran sistema transcurrente dextral (Fig 2.12) representado por las fallas de Boconó, San Sebastián, El Pilar, Los Bajos - El Soldado y/o Warm Springs (Schubert, 1984, Beltrán and Giraldo, 1989; Singer and Audemard, 1997; Audemard *et al.*, 2000; Pérez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001; Audemard *et al.*, 2005, entre muchos otros). Pero, el límite entre estas placas no está representado por un accidente tectónico único (Beltrán, 1994) pues ha sido considerado una franja de deformación transpresiva (transcurrente - compresiva) en el Oriente venezolano de más de 100 km de ancho (Audemard, 1993; Singer and Audemard, 1997; Audemard, 1998, Audemard *et al.*, 2005).

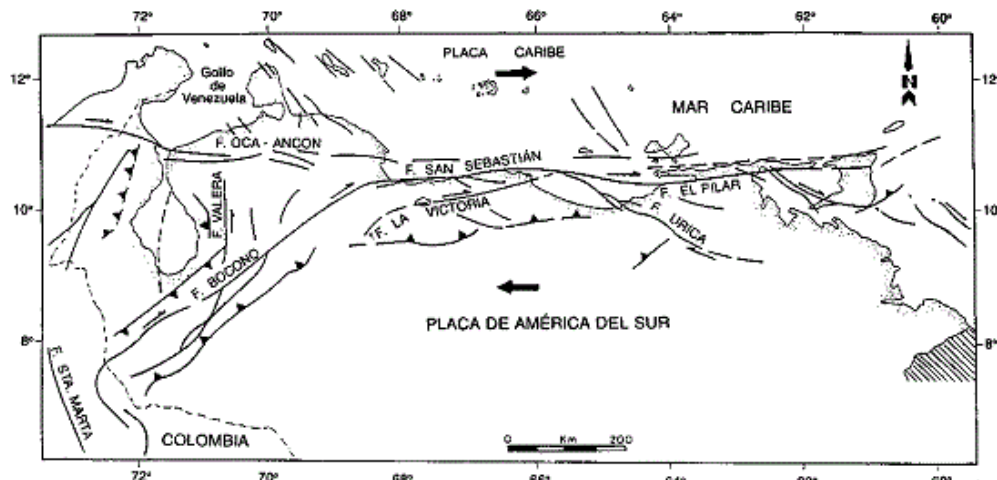


Figura 2.12. Dinámica entre placas del Caribe y Suramericana y sistema de fallas transcurrentes dextrales de Venezuela (Tomada de Cabezas, 2013

<http://otonielcabezas.blogspot.com/>)

Así mismo, Beltrán y Giraldo (1989) determinaron que el movimiento de transcurrencia proviene de una franja costera de fallas con orientación este-oeste en el nororiente venezolano. La falla del Pilar constituye el límite sur de esta zona. Más al este, en el Golfo de Paria, la tendencia noroeste-sureste de las fallas Los Bajos-El Soldado se encuentra en la actualidad sísmicamente activa con un movimiento dextral transcurrente (Beltrán y Giraldo, 1989) y según Weber *et al.* (2001) este movimiento es probablemente transferido al sistema de fallas del Central Range en Trinidad.

En la región nororiental y cuencas costa afuera, las relaciones cinemáticas existentes entre los accidentes estructurales presentes derivan del proceso de deformación activa que afecta la zona oriental de Venezuela desde el Oligoceno (Erllich & Barret 1990). Ésta es fundamentalmente una zona de deformación de tipo transpresiva, con la existencia de regímenes localmente transtensivos compatibles con el actual campo de esfuerzos, que en el área de estudio presenta una dirección noroeste-sureste (Soulas *et al.*, 1986 en Audemard *et al.*, 2007). La existencia de deformación distensivas en un régimen de tipo compresivo resulta de complicaciones geométricas propias de la traza de las discontinuidades que conforman el sistema de fallas de Morón - El Pilar, donde se disipa gran parte del movimiento dextral generado por la geodinámica oblicua entre las placas del Caribe y de Suramérica.

En la península de Araya - Paria las primeras unidades afloran del lado norte, las segundas, se encuentran al sur y conforman el cinturón de plegamiento y deformación del antepaís conocido como Cuenca Oriental de Venezuela, este cinturón de plegamiento y deformación conforma la Serranía del Interior (Urbani, 2011). La parte oriental de la Serranía del Interior, a la cual pertenece el estado Sucre, está separada de la cordillera de Araya - Paria por una depresión axial representada por el Golfo de Cariaco, la cual está a su vez relacionada al sistema de fallas de El Pilar (Grases *et al.*, 2004).

2.2.3. Geología estructural local

La falla El Pilar constituye la parte más oriental en el territorio venezolano del importante sistema de fallas dextrales. Dicha falla posee una dirección este-oeste con una longitud de 350 km entre Cariaco al oeste y el golfo de Paria al este (Audemard *et al.*, 2000). La traza de la falla de El Pilar es mayormente submarina, tanto en mar afuera al norte de la ensenada de Barcelona como en los golfos de Cariaco y Paria, esto a excepción de un fragmento en tierra de aproximadamente 80 km de longitud, entre los golfos de Cariaco y Paria, y las trazas que limitan los cerros de Caigüire en Cumaná (Fig 2.13).

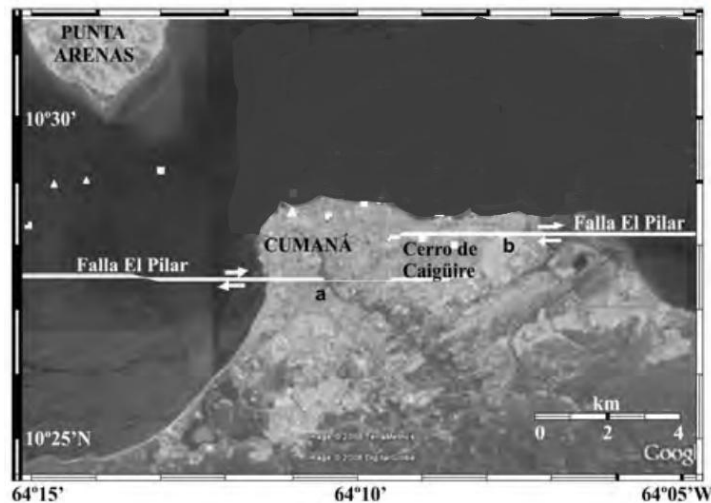


Figura 2.13. Ubicación de los Cerros de Caigüire y trazas de la Falla El Pilar (Tomado y modificado de Beauperthuy *et al.*, 2011).

El debate referente a la cinemática de la falla de El Pilar se mantuvo hasta la ocurrencia del sismo de Cariaco de 1997 (Altez y Audemard, 2008), ocasión en que su sentido de movimiento lateral derecho quedó evidenciado y demostrado (Audemard, 1999a). Este debate aún se mantenía a pesar que la traza activa de la falla de El Pilar había sido cartografiada con base en criterios geomórficos de actividad cuaternaria por FUNVISIS (1994) en Altez y Audemard (2008), publicada luego por Beltrán *et al.* (1996). Estos autores reportaron evidencias geomórficas diagnósticas de transcurrencia dextral a lo largo de su traza activa tales como: drenajes desplazados dextrales, trincheras y ensilladuras de falla, colinas de presión (*pop up*), lagunas y escarpes de fallas.

Luego de varios estudios, la falla El Pilar fue subdividida en cuatro segmentos o secciones (Audemard, 1999b; Audemard *et al.*, 2000), de oeste a este (Fig. 2.14): El primer segmento (VE-13a) es una traza submarina al oeste de Cumaná de orientación este-oeste, posee una longitud de al menos 120 km a más de 200 km, según lo inferido por la traza en alta mar; la segunda porción de la falla de El Pilar (VE-13b) se extiende desde Cumaná a Casanay con una longitud de unos 80 km entre ambas localidades. La sección Casanay - El Pilar (VE-13c) se extiende de extremo a extremo por 17 km, pero también datos GIS informaron de unos 30 km de largo, ésta traza diverge ligeramente hacia el ENE con un rumbo

promedio $N061^{\circ} \pm 8^{\circ}$, con un buzamiento alto al Norte, extendiéndose entre los poblados de Río Casanay y El Pilar y conectándose con la falla de Tunapuy y la cuarta partición (VE-13d) es la sección Guaraunos que está situada al Sur de la cordillera metamórfica de Paria es denominada por Ysaccis (1997) falla de Casanay, este accidente se extiende con un rumbo promedio $N89^{\circ}E \pm 2^{\circ}$ desde la localidad de El Pilar hacia el este por 102 km, donde conecta con la falla Los Bajos en el golfo de Paria y cambia de orientación a NW-SE (Fig. 2.14), y éste a su vez con las fallas de Warm Springs en territorio trinitario y un sistema inverso de orientación este-oeste ubicado al sur de la costa sur de Trinidad (Audemard *et al.*, 2000).

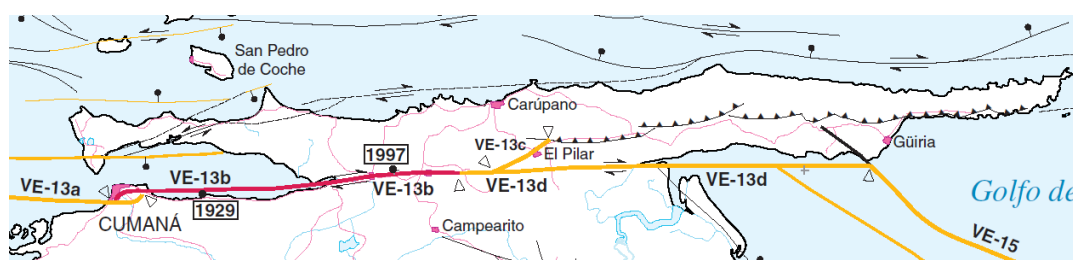


Figura 2.14. Mapa de fallas Cuaternarias (Araya-Paria). (Tomado y modificado de USGS, FUNVISIS, INTEVEP y PDVSA, 2000).

2.2.4. Estructuras transpresivas descritas en Araya-Paria

En tres segmentos de los cuatro en los que ha sido subdividida la falla El Pilar se han identificado estructuras transpresivas. Diferentes autores han estudiado y descrito dichas estructuras, las cuales se muestran a continuación:

El primer segmento de oeste a este de la Falla de El Pilar limita por el Sur con la fosa o cuenca en tracción (“*pull-apart basin*”) de Cariaco, la cual se amortigua en los cerros de Caigüire en Cumaná, por una curva de restricción formando un relevo transpresivo, esto fue descrito por Audemard *et al.* (2000). Así mismo dichos autores expresan que el segundo segmento se extiende desde el flanco norte de la colina de presión (*pop up*) de Caigüire hasta la curvatura transpresiva de Casanay - Guarapiche, estando gran parte de su traza en el fondo marino del golfo de Cariaco y para la tercera traza describen patrones consistentes con fallamiento transpresivo, tales como escarpes de falla, drenaje con desplazamiento lateral dextral y estructuras de levantamiento compresivo local (*pop-up*) que incluye además varias

hebras de fallas anastomosadas que no se muestran en la escala del mapa de la figura 2.14 (Audemard *et al.*, 2000).

Así mismo, según Beltrán y Singer (1996) y Mocquet *et al.* (1996) indican que la falla principal activa (falla El Pilar) que cruza la ciudad, posee un salto sinistral en escalón cerca del litoral norte de Cumaná; afirman que esta discontinuidad genera una zona transpresiva entre las dos trazas paralelas, formando la barrera tectónica de los cerros de Caigüire, de manera que ambas trazas se ubicarían adyacentes respectivamente a los pies Norte y Sur del referido cerro. En cuanto a la transferencia entre ambas trazas a nivel del extremo oeste del cerro de Caigüire, se han propuesto dos versiones: una de ellas aparece en un estudio sobre la vulnerabilidad del hospital de Cumaná Antonio Patricio Alcalá (OPS, 1994), donde se propone que la traza norte se desviaría hacia el Suroeste adyacente a la parte noroeste del cerro hasta conectar con la traza sur, como se muestra con línea punteada en la figura 2.15. Sin embargo, Giraldo & Beltrán (1989) en Beuperthuy *et al.*, (2011) proponen que esa falla no desvía su orientación a nivel del extremo oeste del cerro, sino que se prolonga manteniendo su dirección este-oeste (línea segmentada en la figura 2.15) debajo de la ciudad, separándose de la parte noroeste del cerro, pero cegándose en algún punto frente al extremo oeste del cerro, donde hace el relevo senestro hacia la traza adyacente con el pie sur del cerro (Beltrán & Giraldo, 1989 en Beuperthuy *et al.*, 2011).

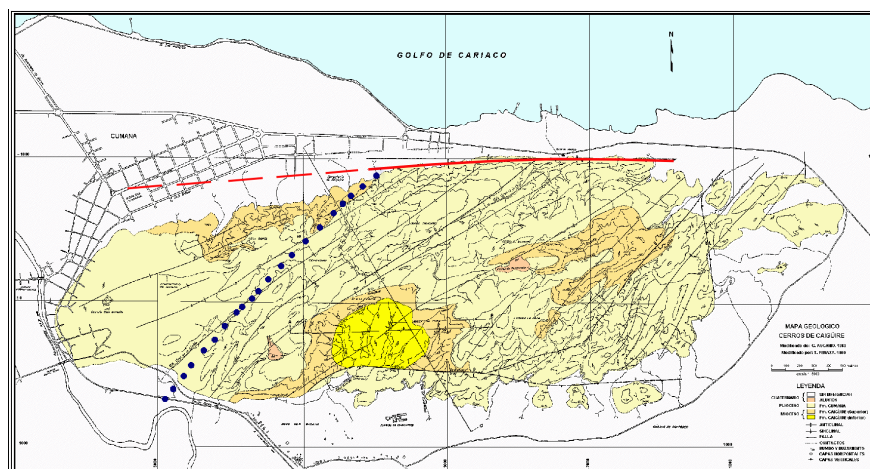


Figura 2.15. Versiones sobre orientación de la traza de la falla El Pilar en la esquina noroeste de los Cerros de Caigüire (Tomado y modificado de Ascanio, 1972, OPS, 1994).

Audemard *et al.*, (2006) mediante un estudio sísmico submarino realizado en el golfo de Cariaco, también describen la existencia de la estructura transpresiva presente en esta zona; indican que la falla El Pilar no está constituida por una traza única, sino que está segmentada, presentando solapes transpresivos o transtensivos, a semejanza de lo que la falla de El Pilar muestra a escala más regional, con la presencia de curvaturas o relevos compresivos tales como los lomos o colinas de presión ("*pop-up*"), de dimensiones muy variables desde pocas centenas de metros a unos pocos kilómetros, de Caigüire (Cumaná), Las Manóas (Cariaco) y Guarapiche; y curvaturas o relevos transtensivos, siendo el ejemplo más notorio la fosa de Cariaco, limitada por las fallas de San Sebastián al norte y El Pilar al Sur (Audemard *et al.*, 2006).

Aunado a todo esto, Ascanio (1972) y OPS (1994) propusieron una transferencia tipo "cola de caballo" (Fig. 2.16) entre los ramales norte y sur de la falla de El Pilar que posteriormente ha sido interpretada de forma diferente por Beltrán y Giraldo (1989) en Beuperthuy *et al.* (2011). En esta última interpretación, los autores sugieren una posible continuación de la falla de El Pilar en línea recta debajo de los sedimentos cuaternarios y no al pie de los Cerros de Caigüire como propone Ascanio (1972). Los Cerros de Caigüire (Fig 2.13 y 2.15), que se ubican entre las desembocaduras de los ríos Manzanares y Cautaro son formados por una estructura transpresiva, localizada entre dos ramales de la falla de El Pilar, donde afloran a lo largo de un relieve de dimensiones modestas (pocos kilómetros de largo y ancho) sedimentos de las formaciones Caigüire y Cumaná (Ascanio, 1972) de edad Plio-Pleistocena, conformados principalmente por arenas y arcillas intercaladas con gravas y conglomerados.

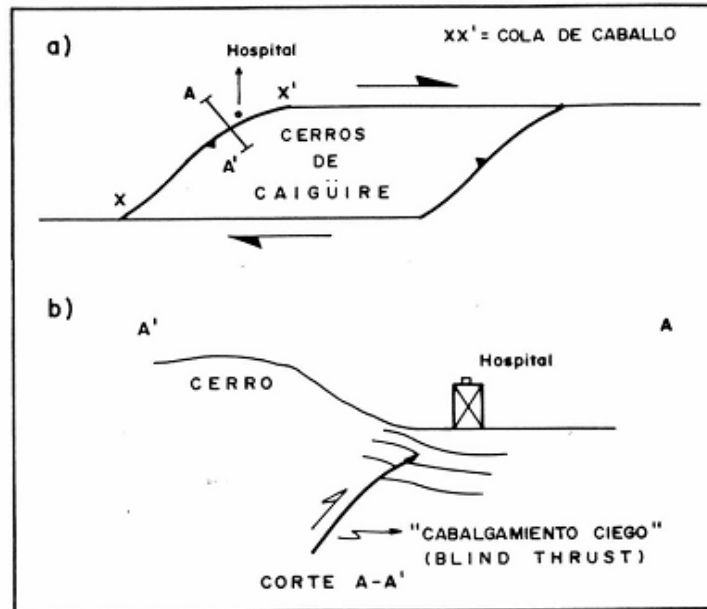


Figura 2.16. Transferencia tipo "cola de caballo" entre los ramales norte y sur de la falla de El Pilar en los cerros de Caigüire (Tomado de OPS, 1994 en Schmitz *et al.*, 2006).

Estas estructuras transpresivas han sido en muchos casos responsables de la actividad sísmica de la región, así quedó demostrado en el sismo de Cariaco ocurrido el 09 de Julio de 1997 donde Audemard (1998) afirmó que es probable que la nucleación del sismo de Ms 6,8 como su unidireccionalidad este claramente condicionado por la gran curvatura transpresiva que presenta la falla de El Pilar entre los poblados de Casanay y Guarapiche; éste último ubicado más al este del anterior. Esta doble inflexión de la traza de la falla de El Pilar que se opone a movimiento transcurrente dextral de la misma en un sitio ideal tanto para la acumulación de esfuerzos como para la formación de una barrera geométrica a la propagación de la ruptura cosísmica. En consecuencia, el sismo de Cariaco del 09 de Julio de 1997 responde a la ruptura de un segmento relativamente rectilíneo y sencillo de dirección WSW-ENE de la falla de El Pilar que se extiende en tierra hacia el Oeste, por lo menos por unos 30 km, desde una curvatura transpresiva ubicada entre Casanay y Guarapiche; y probablemente prosigue por unos 15 km en mar hasta las cercanías de San Antonio del Golfo. Adicionalmente el sismo parece pertenecer a una secuencia sísmica ya que rompe el segmento sismogénico contiguo correspondiente al del sismo del 17 de Enero de 1929 (Fig. 2.17). En dicha ocasión, la falla de El Pilar rompió desde los Cerros de Caigüire hacia el este, por

unos 30 km (4 km en tierra y el resto en mar, hasta las proximidades de San Antonio del Golfo; según Mocquet *et al.*, 1996). Ambas rupturas parecen completar la longitud total de un segmento bastante rectilíneo de la falla El Pilar que se extiende entre dos grandes barreras geométricas transpresivas (el relevo transpresivo de los cerros de Caigüire y la curvatura transpresiva de Casanay - Guarapiche) (FUNVISIS 1994 en Audemard, 1999b).

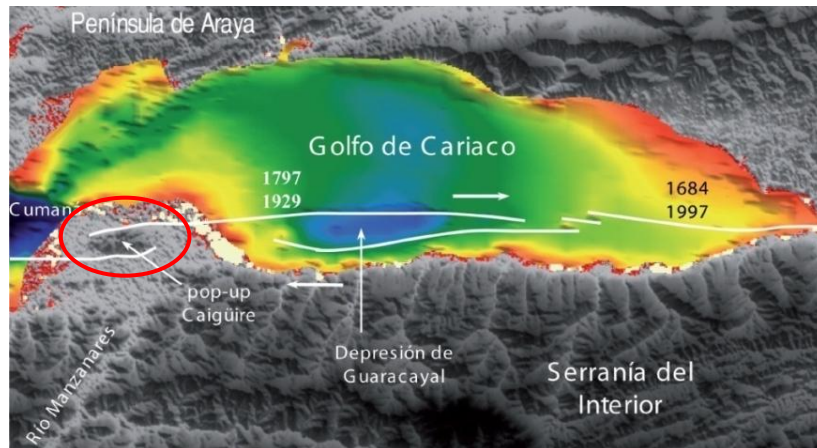


Figura 2.17. Interpretación estructural de la falla El Pilar en el Golfo de Cariaco y asignación de los sismos (año de ocurrencia) a las trazas, se señala la colina de Caigüire (salto de restricción) encerrado en el ovalo rojo (Tomado y modificado de Audemard *et al.* 2007).

Otro estudio realizado por Audemard (2006) con el objetivo realizar un reconocimiento de campo adyacente a la ruptura de la superficie de Cariaco producida por el terremoto de magnitud 6.8 ocurrido el 09 julio de 1997 permitió corroborar el deslizamiento de tipo dextral a lo largo de esta falla por el estilo estructural de la ruptura compuesta por cizallas R dextrales y grietas de tensión con un arreglo en escalón (Fig. 2.18) que luego son conectadas a un salto de restricción, además de complejidades geométricas mayores como pop-ups en Las Manoas y en Guarapiche, así como por las respuestas de los mecanismos focales determinados para el evento por varios autores (Audemard, 2006). El cerro Guarapiche (pop up) crece en un solapamiento de restricción de esta porción oblicua (curva de restricción) a largo de la falla de El Pilar (Fig. 2.19).

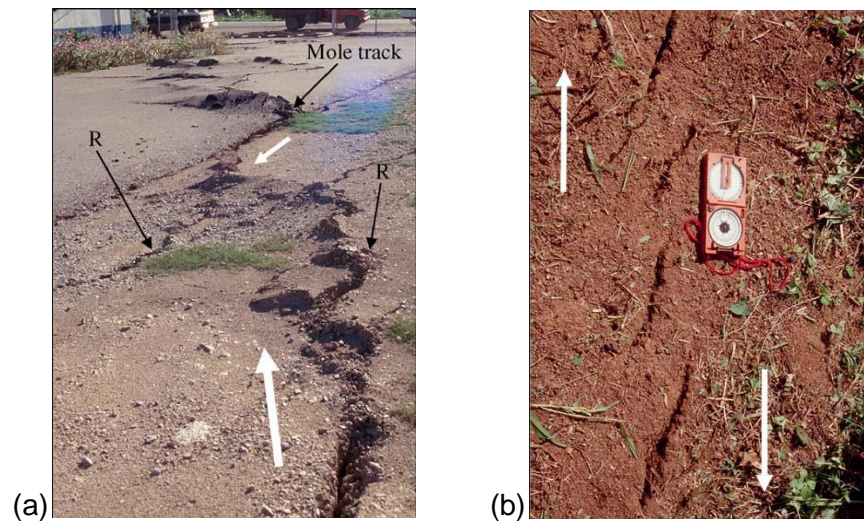


Figura 2.18. (a) Cizallas R con arreglo escalonado y (b) grietas de tensión a lo largo de la falla El Pilar. (Tomado y modificado de Audemard, 2006).

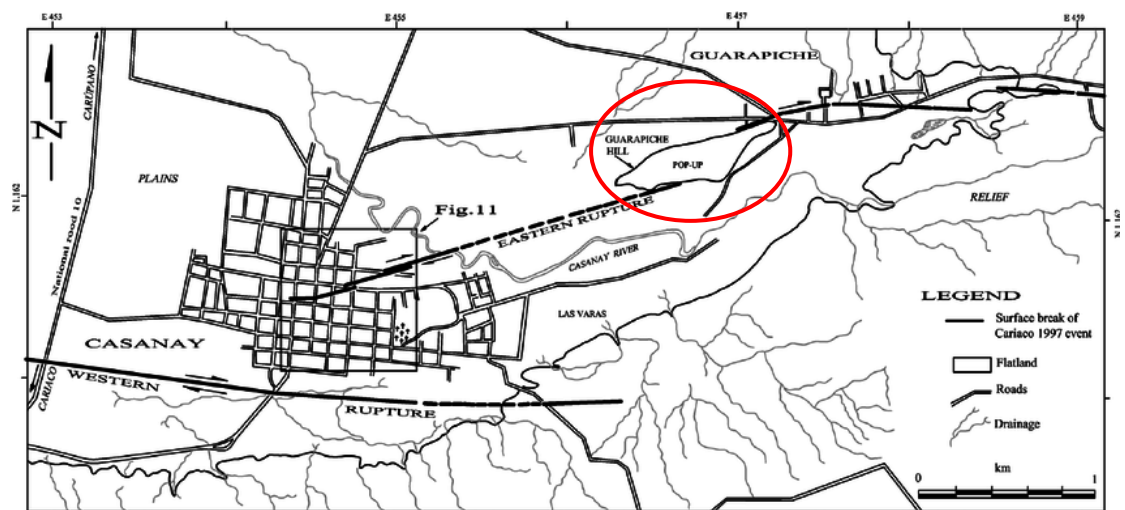


Figura 2.19. Rupturas en la superficie ocasionadas por el terremoto de 1997. Se observa la colina en Guarapiche en el círculo rojo. (Tomado y modificado de Audemard, 2006).

La ruptura en superficie de 1997 está compuesta por dos secciones distintas (Audemard, 2006), los análisis permitieron deducir que la nucleación del terremoto ocurrió en o cerca de la curva de restricción Casanay – Guarapiche (Fig. 2.19) y que la ruptura se propagó rápidamente hacia el oeste, permitiendo que sólo una pequeña fracción progresara hacia el este más allá de la curva. Además, la gran fracción de post-deslizamiento liberado está relacionada con dicha curva de

restricción, que parece tener parcialmente bloqueado el deslizamiento durante la ruptura (Audemard, 2006).

En un estudio realizado mediante mediciones sísmicas en torno al Hospital Dr. Antonio Patricio de Alcalá de Cumaná para analizar la dinámica de suelo y ubicar la ubicación de la traza de la falla El Pilar se observaron cambios entre los perfiles, lo que podría asociarse a una estructura "pop up" de los Cerros de Caigüire, así como una estructura en flor positiva, por lo que se eleva material que muestran velocidades sísmicas más altas hacia la superficie. Esa estructura podría dejar en evidencia la traza de la falla El Pilar en la zona. (Schmitz *et al.*, 2006)

2.2.5. Estructuras transpresivas descritas a nivel nacional

- **Falla de Boconó**

Mediante los resultados obtenidos de un estudio realizado usando un georadar o radar de suelo, con el objetivo de identificar y caracterizar de fallas geológicas activas realizado al sector central de la falla de Boconó, específicamente entre las localidades de Apartaderos y Santo Domingo se logró precisar lo siguiente: que la traza principal de la Falla de Boconó es discontinua superficialmente, por lo que se muestran segmentos con arreglos en escalón (Audemard *et al.* 2006), los cuales forman parte del conjunto que describen la traza principal de la falla de Boconó en este sector (Fig. 2.20). Así mismo describen posibles fracturas tipo P asociadas a la cizalla principal de la falla de Boconó debido a una serie menor de fracturas en escalón oblicuas a las trazas principales, las mismas no habían podido ser identificadas a partir de su expresión morfológica.

Audemard *et al.* 2006 afirman que son observados claramente en superficie lomos de presión (*pop ups*), los cuales son generados por los segmentos principales dispuestos en escalón presentan relevos senestros (saltos izquierdos) específicamente en la localidad "Mesa del Caballo" (Fig. 2.20).

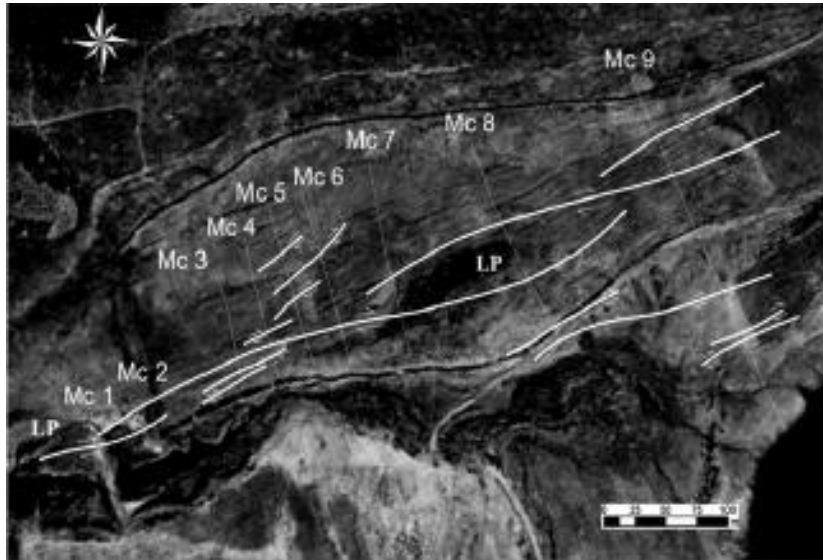


Figura 2.20. Perfiles interpretados de GPR en la localidad de Mesa del Caballo, y la cartografía de las estructuras interpretadas sobre fotografía aérea 004 de la misión 010455 del Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar (Tomado de Audermard *et al.* 2006).

En la localidad “Loma del Caballo” al SO de la Laguna de Mucubají también describen estructuras transpresivas, pues Audemard *et al.* 2006 señalan que las trazas de la falla de Boconó evidencian un estilo de deformación conformado por una traza principal que presenta curvaturas o relevos (saltos) que desarrollan localmente pequeñas estructuras *pull-apart* o *push-up*, según su disposición geométrica, y bajo el cizallamiento dextral con orientación NE-SW, esto debido a la presencia de lomos de presión y lagunas de fallas generados ambos por la falla de Boconó.

A pesar de ciertas limitaciones, en las imágenes (Fig. 2.21) se aprecian algunos cortes verticales que cortan la secuencia sedimentaria. El plano principal pareciera estar ubicado en posición axial del lomo de presión (Audemard *et al.* 2006). Además, el perfil CAB1 pareciera corresponder con una estructura en flor positiva por la geometría de las fallas, pues los planos de falla posiblemente tienden a converger en profundidad y de esta manera los resultados concuerdan perfectamente con la presencia de un lomo de presión (*pop-up*).

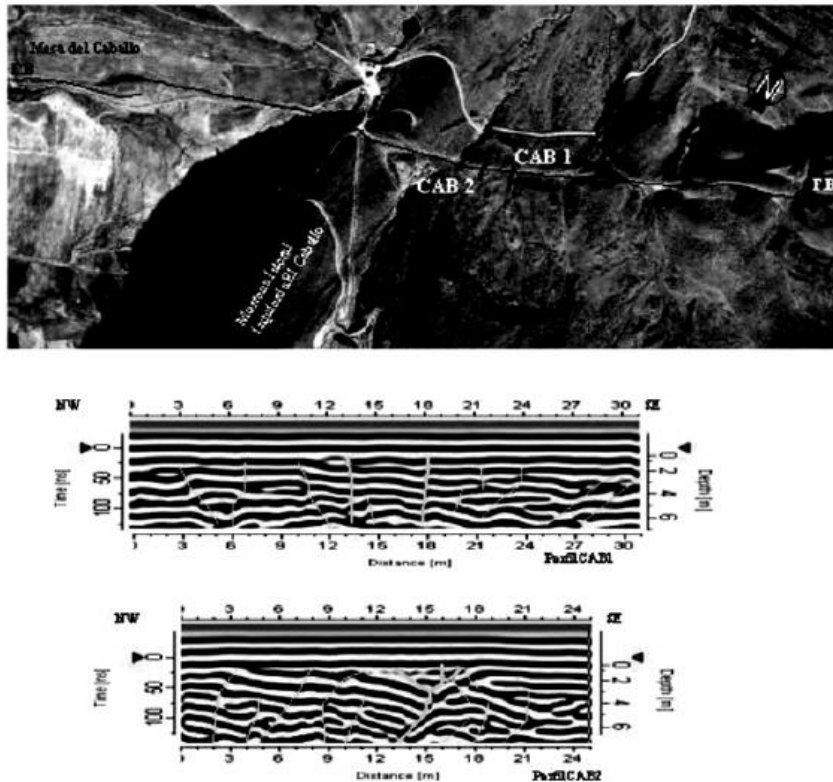


Figura 2.21. Interpretación de las líneas GPR adquiridas en la localidad de “Loma del Caballo”. El perfil (CAB1) una estructura en flor positiva (Tomado de Audermard *et al.* 2006).

La falla de Boconó ha sido dividida en 5 secciones, las cuales se han descrito como estructuras tectónicas que generan cuencas en tracción, a excepción de la barrera entre los segmentos Boc-c y Boc-d (Fig. 2.22) en proximidad a la población de Boconó, que es de tipo transpresiva (Audermard, 2014).



Figura 2.22. Segmentación de la falla de Boconó (Tomado de Audermard, 2014).

Audemard *et al.* 2008 describe trincheras paleosísmicas en la localidad “La Mesa del Caballo” y concluye que la traza estudiada muestra cizallas *Riedel* sintéticas dispuestas en escalón, presentando varios metros de longitud. Las cizallas *Riedel* están conectadas a un solapamiento modesto (pocos metros de largo) representado por colinas de presión (Fig. 2.23). La trinchera excavada en la “Mesa del Caballo” fue a realizada a través de una de esas cizallas *Riedel* y su relacionada colina de presión en abril de 2004.

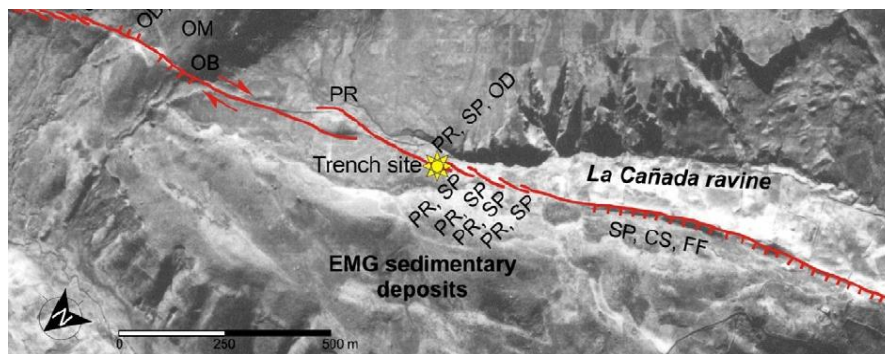


Figura 2.23. Cizallas *Riedel* conectadas a un lomo de presión modesto en “La Mesa del Caballo” (Tomado de Audermard *et al.* 2008).

Audemard, 2016, afirma en un estudio realizado al tramo La Virgen - Yaritagua de la falla de Boconó, que en adyacencias a La Virgen-Camunare, la traza principal presenta un salto senestro (izquierdo), pero el más prominente se encuentra ubicado entre Sabana de Parra y Urachiche donde la traza se ramifica nuevamente y delimita una estructura elevada “con forma en planta de almendra” que asemeja una gran estructura *pop-up* (Fig. 2.24), como se observa en la figura, las fallas más internas son relativamente lineales en su trazado mientras que el de la falla que corre a lo largo de su flanco oriental se muestra más curva. La morfología presenta una estructura en flor positiva, en este gran solape senestro que se extiende entre las poblaciones El Salto y Urachiche.

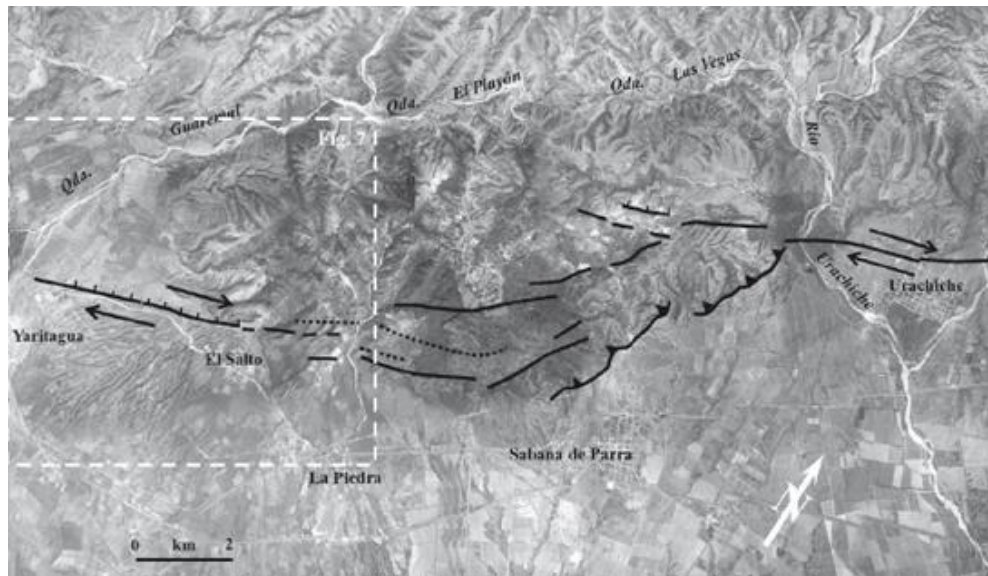


Figura 2.24. Interpretación de la vista aérea misión 020317 donde se muestra una colina de presión de gran tamaño entre Yaritagua y Urachiche (Tomado de Audemard, 2016).

Aunado a esto, en el sector de Sabana de Guachire, la traza activa de la falla queda evidenciada por una laguna de falla de 7 m de diámetro, represada contra un lomo de obturación de escasos metros de desnivel. Luego hacia el SO, la falla continúa como una traza que se encaja en el relieve con aspecto de “pop-up” y es evidenciada como una trinchera de falla, con algunos escarpes y contraescarpes de exposición norte y sur respectivamente. También se observan en el sector fallas secundarias sub-paralelas a la traza principal (Fig 2.24), expresadas por facetas triangulares y pequeños escarpes (Audermard, 2016).

- **Zonas transpresivas en Maracaibo, Zulia, Venezuela**

En estudios realizados en los campos Barúa y Motatán del estado Zulia, Pérez (2000) haciendo uso de secciones sísmicas, muestra que el NE del área presenta fallas de alto ángulo y pliegues relacionados con estructuras en flor positiva (Fig. 2.25) delimitadas por fallamiento producido por episodios transpresionales (Pérez, 2000). La estructura en flor positiva se expresa en planta como un “pop up” el cual es controlado por la flexión hacia el oeste de la falla de desgarre con interferencia oblicua y su conjugada de alto ángulo con inmersión hacia el este (Fig. 2.26).

El dominio de pliegues relacionados con las fallas de Motatán se dividen en tres zonas: al norte, un conjunto anticlinal-sinclinal-anticlinal definida por pliegues abiertos, en la zona central una estructura en flor positiva que comprende un anticlinal o *pop up* estrecho (Fig. 2.27) y la zona sur una estructura en flor positiva formando un anticlinal con orientación del eje del pliegue hacia el NE (Pérez, 2000).

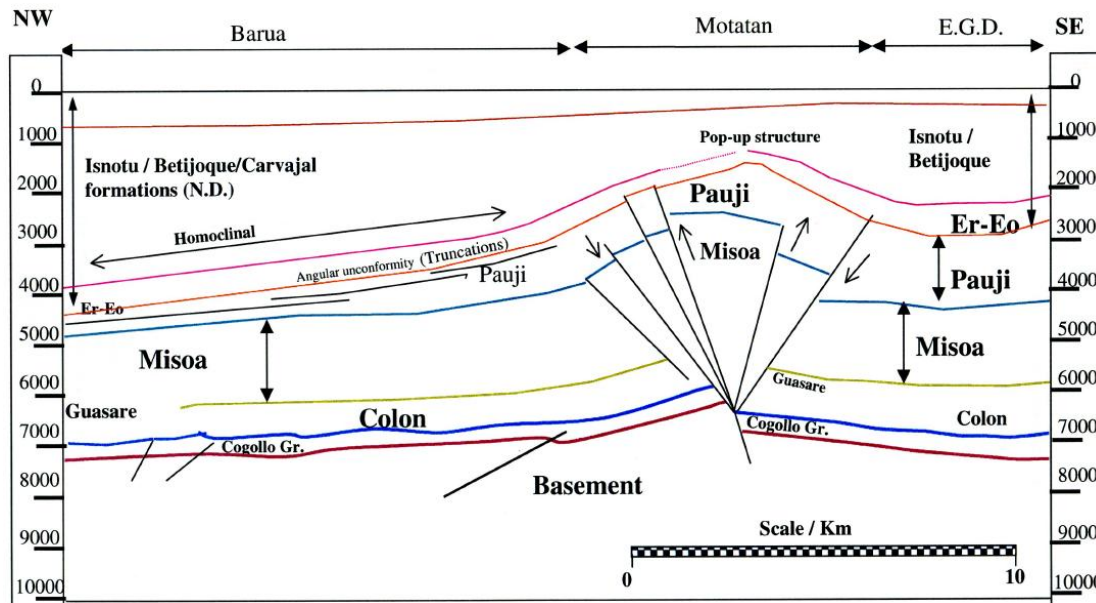


Figura 2.25. Estructura en flor positiva mediante la interpretación de una sección sísmica (Tomada de Pérez, 2000).

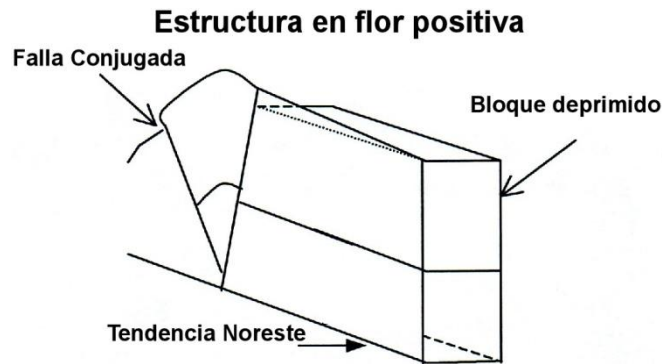


Figura 2.26. Ilustración de la estructura en flor positiva formada por la flexión hacia el Oeste de la falla de Barúa (Tomada de Pérez, 2000).

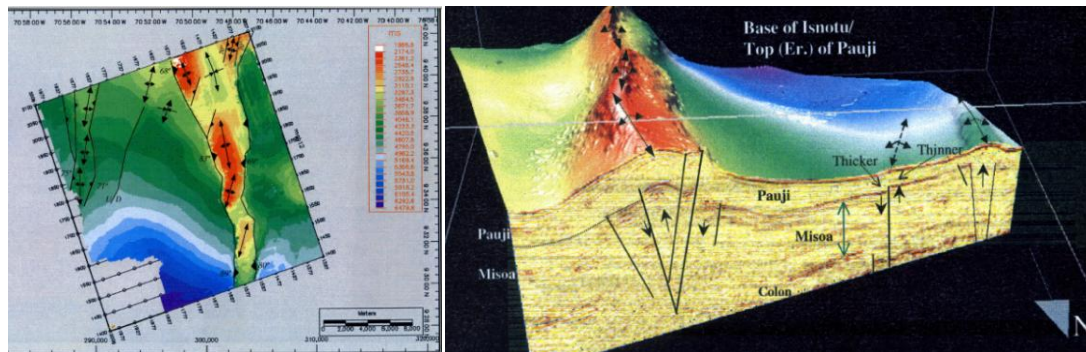


Figura 2.27. (a) Mapa estructural de la Fm. Misoa y (b) Vista en 3D de las estructuras que afectan a Fm Isnotú (Tomada de Pérez, 2000)

En otra zona del estado Zulia, específicamente en la Región de Ático, Cuenca de Maracaibo en Venezuela se realizó un estudio a la falla transcurrente Lama - Icotea, en el que muestran que como resultado al proceso de inversión estructural, el Ático surgió como un bloque de falla tipo colina de presión formada bajo fenómenos transpresionales (González *et al.* 2014), el cual se encuentra limitado internamente por fallas Intra - Ático cuyo origen se asoció al movimiento transcurrente sinistral de la falla Lama - Icotea (Fig. 2.28) durante la etapa de inversión estructural. El Ático forma una estructura compleja debido a una serie de eventos tectónicos que afectaron la parte central de la Cuenca de Maracaibo desde el Cretácico temprano hasta la actualidad, pasando por: tectónica de margen pasivo y activo (Cretácico inferior - Paleoceno tardío), dualidad estructural Eocena (fase distensiva y fase compresiva) y fase compresiva (transcurrencia durante el Neógeno).

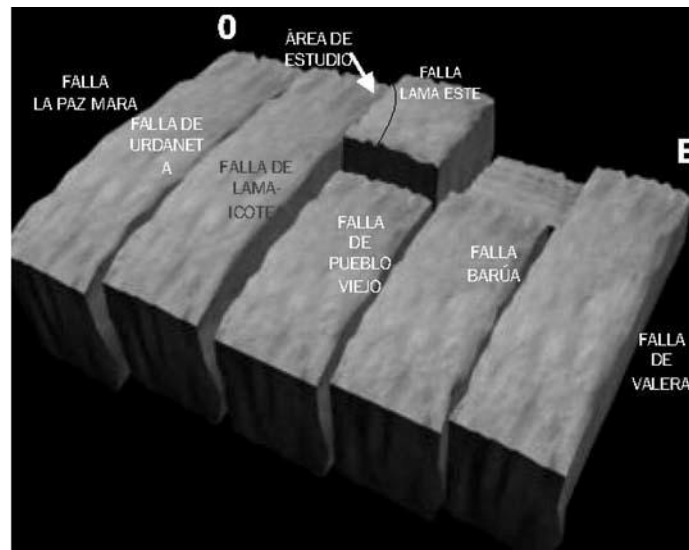


Figura 2.28. Bloque Ático limitado internamente por fallas Intra-Ático cuyo origen fue asociado al movimiento transcurrente sinistral de la falla Lama - Icotea (Tomado de González *et al.* 2014).

La configuración estructural del Ático está definida por la falla Lama - Icotea, la falla del Ático y el conjunto de fallas Intra - Ático. La línea sísmica oeste-este se encuentra en el Ático Norte mostrando las fallas principales Lama - Icotea, Ático, las secundarias intra - Ático 1 e intra - Ático 2 y el conjunto de fallas de Flanco Oeste (estas últimas no forman parte del estudio). Igualmente se observa la estructura en flor positiva (Fig. 2.29) generada por la transurrencia de Lama - Icotea.

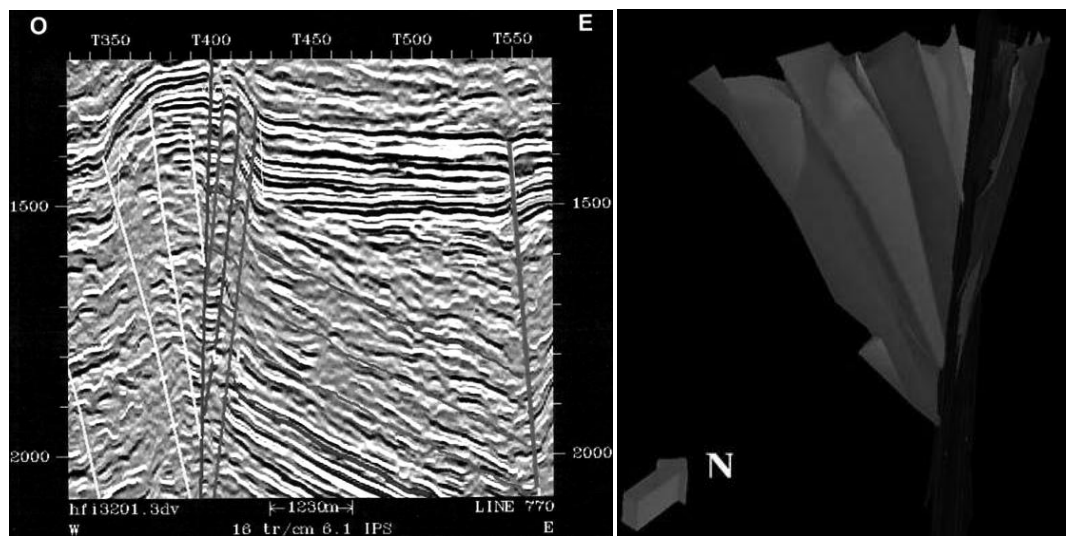


Figura 2.29. Sección sísmica oeste-este y modelo 3D donde se observa la estructura en flor positiva en la que se encuentra el bloque del Ático (Tomado de González *et al.* 2014).

González *et al.*, (2014) señalan que la zona muestra la parte terminal de las estructuras que se observan en el Bloque 1. Representa el flanco oriental del antiforme con aspecto de estructura en flor positiva que generó la colina (Fig. 2.30).

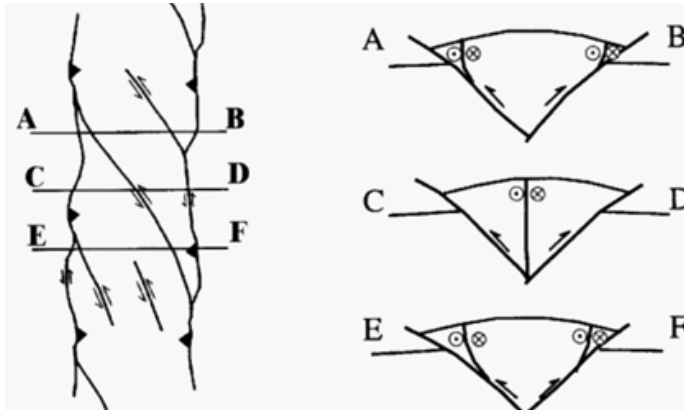


Figura 2.30. Sistema de fallas que conllevaron a la formación de la colina de presión (Tomado de González, 2004 en González *et al.*, 2014).

La compleja configuración estructural que presentaron González *et al.* 2014 para el Bloque I se evidencia en la figura 2.31; la inversión tectónica ocurrida entre el Eoceno tardío y el Plioceno evidencia una relación oblicua de esfuerzos NO-SE bajo un sistema transpresional que se observa en el modelo de transcurrancia sinistral visto en el presente.

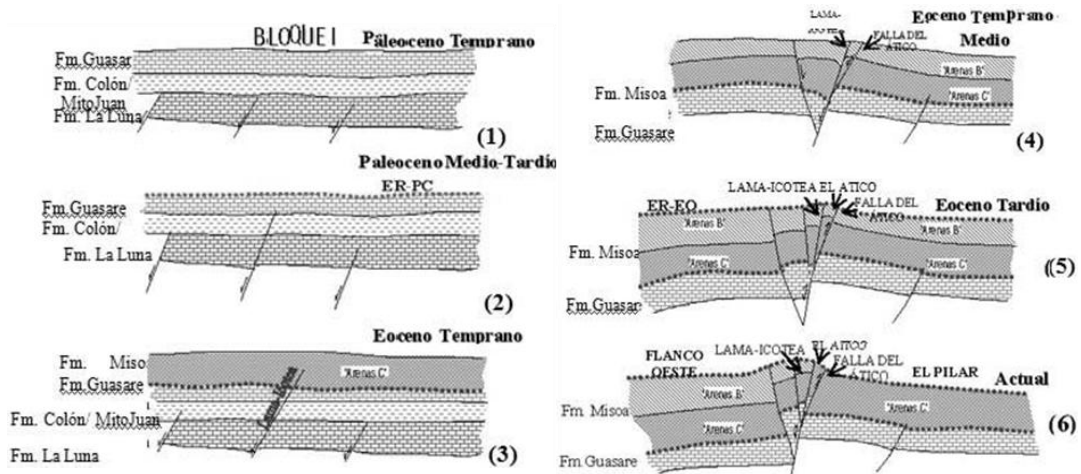


Figura 2.31. Evolución estructural interpretada al norte del Bloque I, se observa la estructura en flor positiva actual por inversión tectónica (Tomado de González *et al.*, 2014).

CAPÍTULO III

3. METODOLOGÍA

En este apartado se describen las cuatro etapas que se llevaron a cabo para realizar este trabajo (Fig. 3.1), además de los métodos, materiales e instrumentos empleados. Ésta investigación consistió en el desarrollo de dos modelos análogos, el montaje experimental de estos fue realizado en el Laboratorio de Procesamiento de Muestras y Modelos Análogos de la Universidad Simón Bolívar.

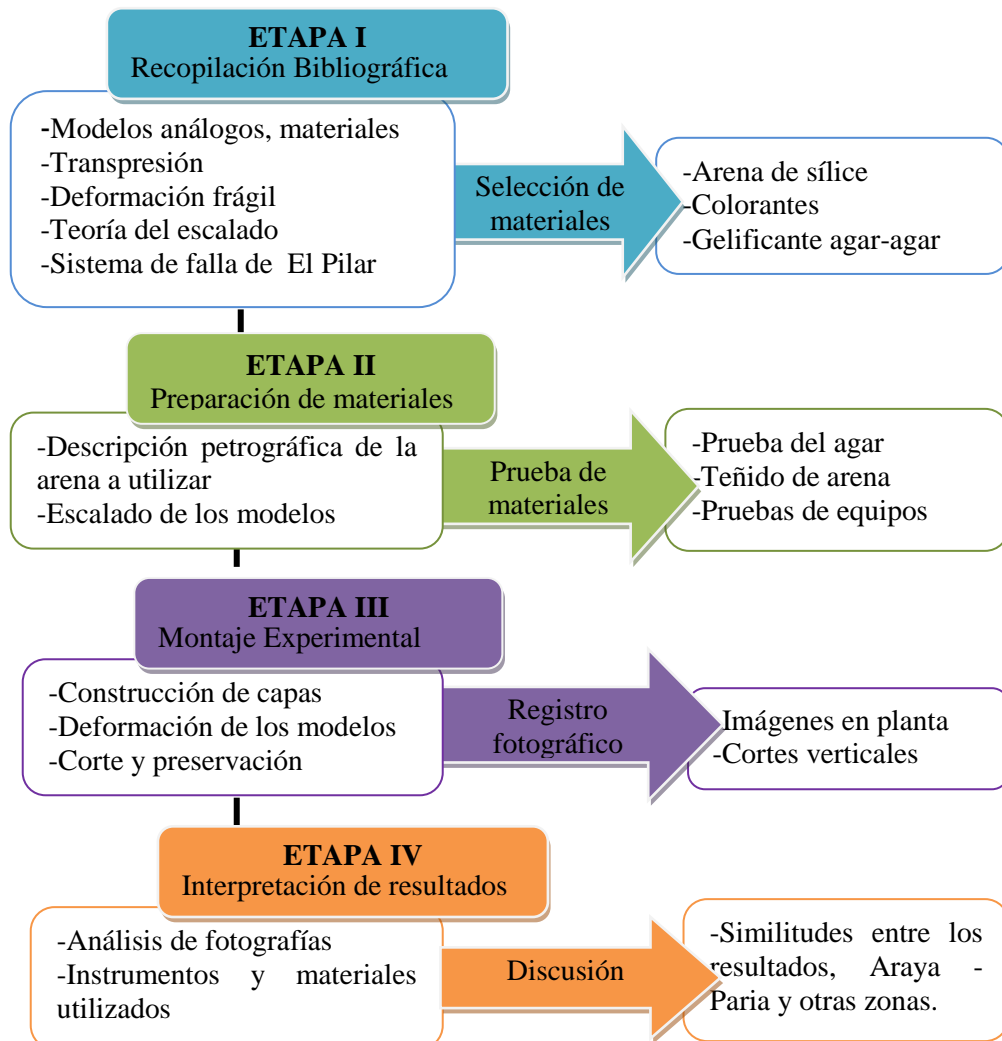


Figura 3.1. Esquema de la metodología empleada.

3.1. ETAPA I: Recopilación Bibliográfica

Comprendió la búsqueda de información que permitió estructurar los fundamentos teóricos y experimentales relacionados al tema. Dicha información fue recopilada mediante artículos nacionales e internacionales, trabajos especiales de grado, publicaciones seriales, libros y fuentes electrónicas usando el Internet. En esta fase del trabajo se determinaron los materiales e instrumentos necesarios para llevar a cabo los modelos y el tamaño de grano del material granular a emplear.

3.1.1. Selección de materiales

Según Lozano (2008), para evaluar si un material es apropiado para su utilización en la modelización análoga es esencial conocer las propiedades reológicas de los materiales en la naturaleza, con los que serán comparados. Para ello técnicas geofísicas como gravimetría, sísmica, tanto de reflexión como refracción, así como ensayos de laboratorio se llevan a cabo desde las últimas décadas con el fin de conocer las características y factores que influyen en el comportamiento de las rocas en profundidad. Las arenas y otros materiales granulares reúnen requisitos que los hacen adecuados para simular procesos de deformación cortical frágil (Yagupsky, 2009), teniendo bajo consideración estas relaciones es posible realizar comparaciones entre la evolución de la deformación en modelos construidos usando materiales granulares y en los prototipos naturales (Yagupsky, 2009). Es por ello que se seleccionó como el material más idóneo la arena de sílice seca para simular la zona de estudio, pues presenta propiedades similares al prototipo.

Las densidades aparentes estimadas a partir de la litología existente en el área de estudio son las siguientes: Cuaternario sin diferenciar $1,80 \text{ g/cm}^3$, Cumaná $2,25 \text{ g/cm}^3$, Caigüire Superior $2,30 \text{ g/cm}^3$, Caigüire Inferior $2,35 \text{ g/cm}^3$, Grupo Guayuta $2,45 \text{ g/cm}^3$ (Cruces, 2008) y corteza superior $2,71 \text{ g/cm}^3$; mientras que la densidad aparente de la arena de sílice empleada presenta una densidad de $2,68 \text{ g/cm}^3$ (Panien *et al.* 2006). Los datos experimentales sugieren además que la corteza superior exhibe un comportamiento Coulombiano con una cohesión de aproximadamente 50-60 MPa (Byerlee, 1978) y la arena de sílice seca tiene una

resistencia de cohesión insignificante ($1,05 \times 10^{-3}$ MPa) y se deforma de acuerdo con el criterio de ruptura de Mohr – Coulomb (McClay, 1990), todo lo antes planteado corrobora que el material escogido es favorable para la simulación de la deformación frágil de sedimentos en la corteza superior.

Además de la arena de sílice se seleccionaron colorantes como lo son Azul de Metileno, Safranina y tinta china negra para teñir la arena, gelatina agar - agar para preservar el modelo, además de lentes, mascarillas, cámara fotográfica de 14,2 megapíxeles y otros materiales e instrumentos presentes en el Laboratorio de Procesamiento de Muestras y Modelos Análogos del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Simón Bolívar en donde se destacan entre otros la mesa o plataforma de deformación y el rizador.

3.2. ETAPA II: Prueba y preparación de materiales

Luego de investigar los materiales adecuados que se emplearían en los modelos análogos, se dió paso a la obtención de los mismos, para ello se contactó a proveedores de la arena de sílice, gelatina agar-agar, colorantes y demás elementos hasta finalmente adquirir cada uno de estos. Posteriormente se realizaron las pruebas y preparación de cada uno:

3.2.1. Descripción de las arenas empleada mediante microscopio petrográfico:

El microscopio petrográfico (o polarizador) es una de las técnicas más utilizadas en los trabajos geológicos. Sirve para la determinación de las propiedades ópticas, identificación y tamaño de los minerales, estudio de texturas y relaciones entre los minerales y clasificación de rocas, es por esto que se hizo uso de uno de estos para realizar una descripción mineralógica y textural de la arena de sílice utilizada. Para su estudio, se tomaron tres muestras significativas de ambas arenas adquiridas de las cuales se lograron establecer las siguientes características:

- Composición mineralógica: las muestras están constituidas mayoritariamente por cuarzo representando un 99% (Fig. 3.2), mientras que tan solo el 1% se compone por fragmentos de roca y óxidos (Fig. 3.3).

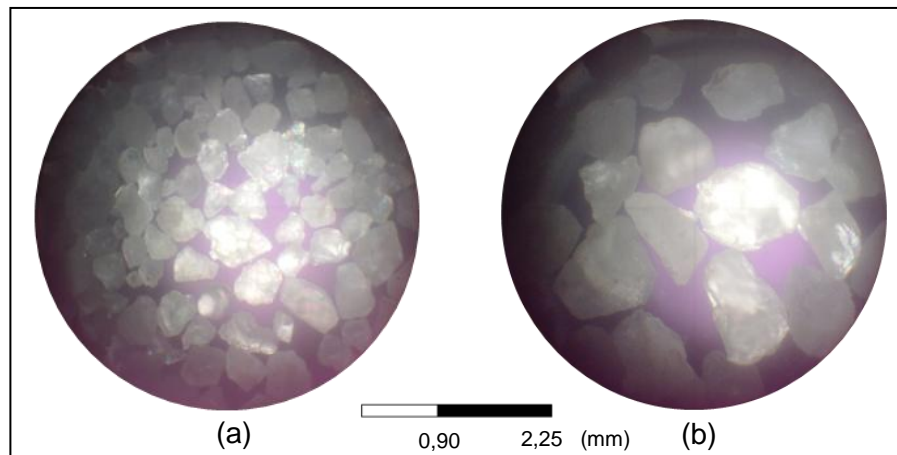


Figura 3.2. Composición mineralógica 99% cuarzo. Obj 4X. Nícoles X (a) Arena de grano fino (b) Arena de grano grueso.

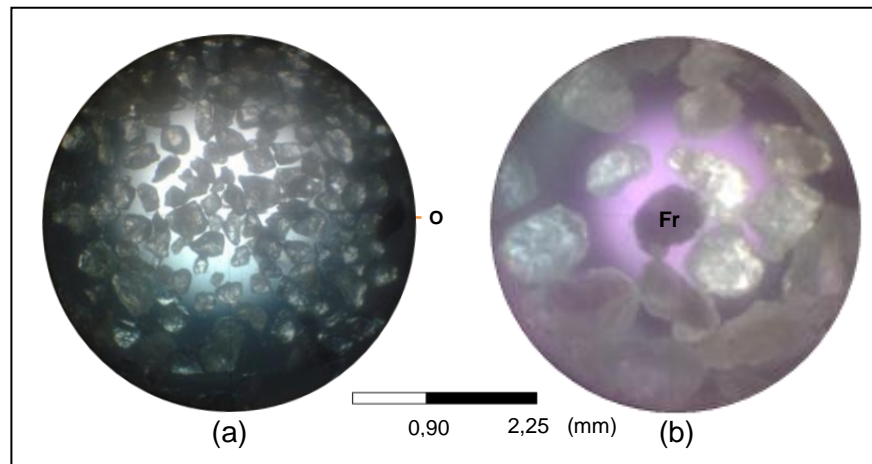


Figura 3.3. Composición mineral. (a) O= Óxido, N // (b) Fr= Fragmento de roca, N X.

A las muestras de arenas se les determinó además el tamaño de grano máximo, mínimo y promedio ($T_{m\acute{a}x}$, $T_{m\acute{i}n}$, y T_{prom}), siendo estos los resultados: 1.238mm, 0.068mm y 0.281 mm respectivamente lo que se traduce en un rango de mallado de 14-230 según la tabla anexa (tabla 3.1) para la arena de grano fino (ver figura 3.4) y para la muestra de arena de grano grueso los tamaños fueron 1.35 mm, 0.135 mm y 0.945 indicando un rango de mallado 16/100 (Fig. 3.5).

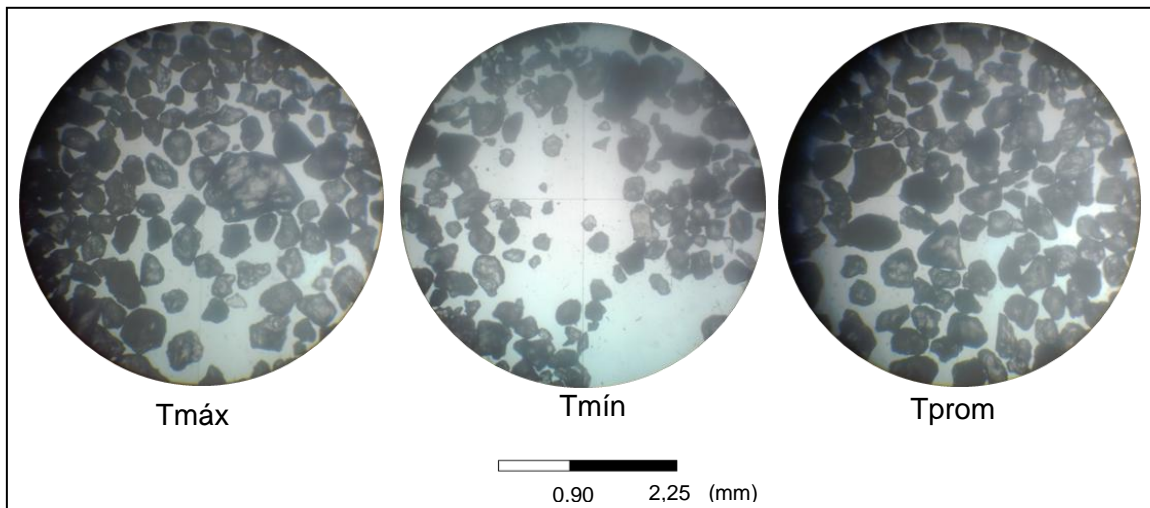


Figura 3.4. Tamaños de grano máximo, mínimo y promedio para la arena de grano fino.

Obj 4X. Nícoles //

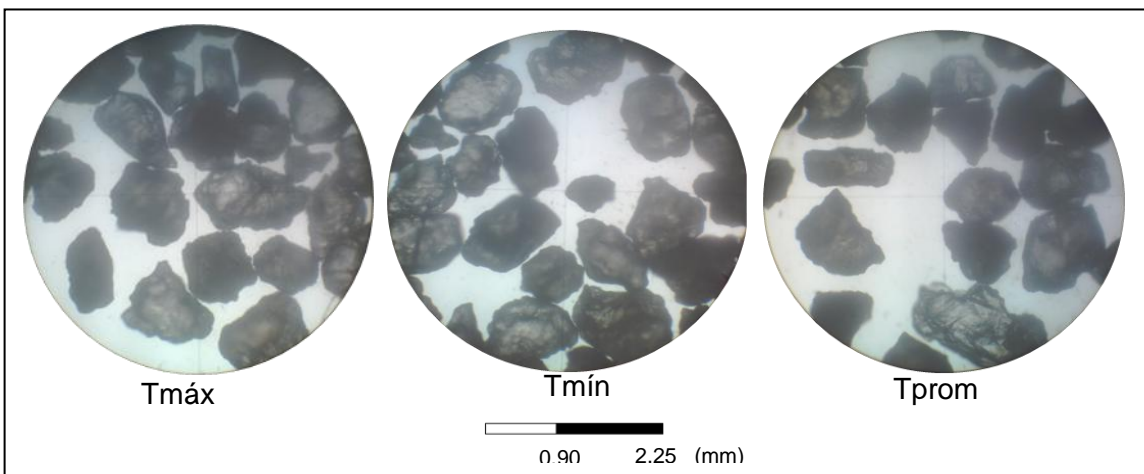


Figura 3.5. Tamaños de grano máximo, mínimo y promedio para la arena de grano grueso.

Obj 4X. Nícoles //

- Textura, hábito, redondez y esfericidad: los granos presentan una textura lustre pulido, poseen hábitos irregulares principalmente aunque se pueden encontrar tabulares (Fig. 3.6), en cuanto a la redondez se observan granos subredondeados, redondeados, subangulares y angulares; con esfericidades que varían entre prismático, esférico, subdiscoidal a discoidal. Dichas características fueron comparadas con la carta de estimación visual de Powers, 1982.

| US MALLA | PULGADAS | MICRONES | MILÍMETROS |
|----------|----------|----------|------------|
| 3 | 0.2650 | 6730 | 6.730 |
| 4 | 0.1870 | 4760 | 4.760 |
| 5 | 0.1570 | 4000 | 4.000 |
| 6 | 0.1320 | 3360 | 3.360 |
| 7 | 0.1110 | 2830 | 2.830 |
| 8 | 0.0937 | 2380 | 2.380 |
| 10 | 0.0787 | 2000 | 2.000 |
| 12 | 0.0661 | 1680 | 1.680 |
| 14 | 0.0555 | 1410 | 1.410 |
| 16 | 0.0469 | 1190 | 1.190 |
| 18 | 0.0394 | 1000 | 1.000 |
| 20 | 0.0331 | 841 | 0.841 |
| 25 | 0.0280 | 707 | 0.707 |
| 30 | 0.0232 | 595 | 0.595 |
| 35 | 0.0197 | 500 | 0.500 |
| 40 | 0.0165 | 400 | 0.400 |
| 45 | 0.0138 | 354 | 0.354 |
| 50 | 0.0117 | 297 | 0.297 |
| 60 | 0.0098 | 250 | 0.250 |
| 70 | 0.0083 | 210 | 0.210 |
| 80 | 0.0070 | 177 | 0.177 |
| 100 | 0.0059 | 149 | 0.149 |
| 120 | 0.0049 | 125 | 0.125 |
| 140 | 0.0041 | 105 | 0.105 |
| 170 | 0.0035 | 88 | 0.088 |
| 200 | 0.0029 | 74 | 0.074 |
| 230 | 0.0024 | 63 | 0.063 |
| 270 | 0.0021 | 53 | 0.053 |
| 325 | 0.0017 | 44 | 0.044 |
| 400 | 0.0015 | 37 | 0.037 |

Tabla 3.1. Conversiones de milímetros a mallado (Tomado de Padilla, Sf.).

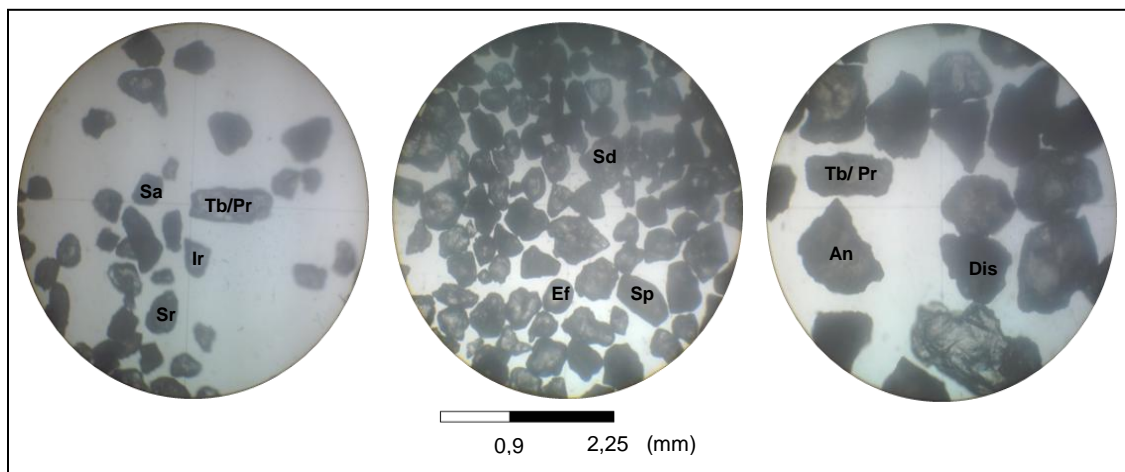


Figura 3.6. Propiedades de los granos. Hábito: Tb=Tabular, Ir=Irregular, Redondez: An=Angular, Sa= Subangular, Sr= Subredondeado y Esfericidad: Pr=Prismático, Sp=Subprismático, Ef=Esférico, Sd=Subdiscoidal y Dis=Discoidal.

3.2.2. Escalado de los modelos

Haciendo uso de los fundamentos teóricos, se deduce que para que los modelos estén escalados se debe respetar el siguiente factor de escala $\Sigma = P \Lambda \frac{g_m}{g_p}$,

dado que en nuestro estudio se determinó anteriormente que $\frac{g_m}{g_p} = 1$ y las densidades de la arena de sílice ($2,68 \text{ g/cm}^3$) y la de las rocas en el área de estudio ($1,80$ a $2,71 \text{ g/cm}^3$) están en el mismo orden de magnitudes, el factor de escala se reduce a la ecuación 2.8 ($\Sigma = \Lambda$), la cual implica que al definir la relación de escala espacial queda determinada la relación de escala para los esfuerzos involucrados en el modelo. Según Yagupsky (2009) ya que la cohesión se expresa en dimensiones de esfuerzo (MPa), debe ser escalada utilizando la ecuación (2.8). Considerando que los rangos de Λ utilizados van de 10^{-6} a 10^{-4} , y dado que los valores de cohesión interna (C_0) de las rocas modeladas no superan los 60 MPa (ecuaciones 2.5 y 2.6), se determina que el material del modelado elegido debe tener un valor de C_0 despreciable, y en efecto la arena de sílice seca tiene una resistencia de cohesión insignificante ($1,05 \times 10^{-3}$ MPa) y se deforma de acuerdo con el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb.

Ahora bien, ya teniendo en cuenta las propiedades físicas de los materiales utilizados y asumido los valores de sus equivalentes en la naturaleza se obtiene una relación de escalado a emplear de $1 = 2 \times 10^5$, lo que implica una escala geométrica de 1 cm en el modelo representa 2 km en la realidad.

Se aclara que es sumamente difícil, si no imposible, construir un modelo perfectamente escalado en todos sus aspectos y, aunque esto fuera experimentalmente posible, sería necesario en primer lugar conocer completamente la reología de las rocas y los esfuerzos actuantes en el prototipo natural, lo cual en la mayoría de los casos no es factible (Yagupsky, 2009).

3.2.3. Prueba de materiales

-Prueba de la gelatina agar- agar: Se realizaron dos pruebas con la finalidad de probar las propiedades de coagulación de la gelatina, la cual sirvió para preservar los modelos luego de la deformación y es uno de los procedimientos más importantes del modelado análogo ya que de ello depende la calidad de la preservación de las estructuras al momento de cortar las secciones verticales. Para llevar a cabo dicha prueba se contó con ollas previamente bien limpias y

preferiblemente un batidor en lugar de una paleta para evitar la formación de grumos.

La primera prueba fue realizada con una concentración del 1%, lo que quiere decir que por cada gramo de agar se deben añadir 100ml de agua. En este caso, se colocaron 200ml de agua a calentar y al alcanzar aproximadamente los 80°C se añadieron poco a poco 2gr de agar revolviendo bien sin parar, luego de transcurridos 5 minutos se observó un cambio de turbio a cristalino por lo que la mezcla estaba lista para dejar reposar. Luego de transcurridos 20 minutos se observaron resultados satisfactorios pues la mezcla coaguló, cuando ya estaba fría.

La segunda prueba se realizó al 2% (por cada 2gr corresponden 100ml de agua). Se efectuó la metodología anterior, con la diferencia de que se le incorporaron a los 200ml de agua 4gr de agar. Al dejar en reposo se observó que inició a coagular rápidamente por lo que terminó este proceso estando aún tibia.

En conclusión ambas recetas cumplen con la propiedad buscada (la coagulación, fig. 3.7), la diferencia fue el tiempo de coagulación y que la del 2% presentó una consistencia más firme o dura que la del 1%; sin embargo se decidió usar la prueba 1 puesto que la otra coagularía en tibio no permitiendo que la gelatina percole hasta lo más profundo de los modelos antes de coagular.

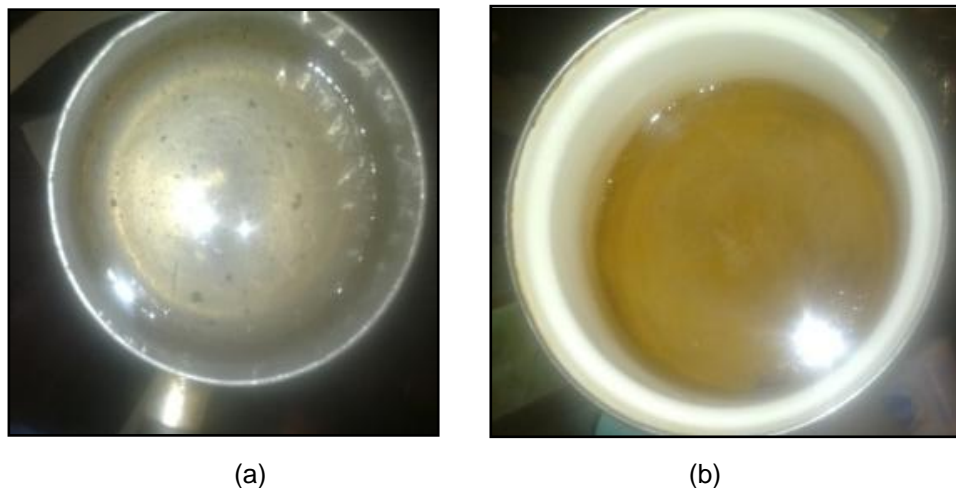


Figura 3.7. Gelatina agar-agar. (a) al 1%, solidificó en frío (b) al 2%, coaguló en tibio.

Posteriormente se realizó otra prueba con el agar, pero en esta oportunidad con la arena de sílice para asegurarse que la gelatina agar-agar no pierde sus propiedades de coagulación cuando está en contacto con la misma. Igualmente se asearon todos los instrumentos y se procedió a preparar la mezcla al 1%; se llevaron 250ml de agua hasta los 80°C para luego incorporar y mezclar 2,5gr del agar, luego de que el agua se vio cristalina se vertió sobre una taza con 250gr de arena teñida de azul. A los 30 min ya la mezcla había solidificado de manera prevista y satisfactoria sin alterar a la arena por lo que se deduce que el material adquirido (gelatina agar-agar) es adecuado para ser usada en este trabajo.

- Teñido de la arena: Se procedió a dar el aspecto final a la arena de sílice, para ello se tiñeron de colores azul, rojo y negro con el objetivo de diferenciar los estratos o capas geológicas en el modelado luego de su deformación.

Para teñir la arena se utilizaron los colorantes Azul de Metileno, tinta china negra y Safranina los cuales no alteran las propiedades físicas de la arena (Yamada *et al.*, 2006). Se determinó la cantidad exacta de arena a la cual corresponde una capa (60x40x0,5cm) en los modelados para ahorrar arena. Posteriormente, se separó la arena de sílice sin teñir en bandejas de aluminio y se procedió a incorporar poco a poco los colorantes. Es indispensable usar bata, guantes, tapabocas y lentes para proteger la ropa de los colorantes así como la piel y las vías respiratorias de posibles infecciones o alergias.

Luego de añadir los colorantes se deben mezclar bien con la cuchara para que no queden porciones de arena sin teñir, así mismo se deben eliminar los grumos hasta lograr una completa homogenización (Fig. 3.8). Por último, al alcanzar dichas características se introdujeron las bandejas con la arena ya teñida al horno presente en el laboratorio para asegurar un secado total de la misma (Fig. 3.9).



Figura 3.8. Arena teñida de azul bien homogénea con la cuchara empleada.



Figura 3.9. Bandejas con las arenas ya teñidas en el horno para su secado.

3.3. ETAPA III: Montaje experimental y deformación de los modelos

Esta etapa consistió en la construcción y deformación de los modelos. Ambos experimentos se llevaron a cabo colocando paquetes de arena con un rango de mallado 14/230 y 16/100 en una plataforma de deformación que tiene unas dimensiones de 150 x 60 x 10 cm.

Ésta plataforma posee como base dos placas de aluminio cortadas de tal manera que genere una restricción de rumbo con un ángulo de 30° formando sistemas de fallas rumbo deslizantes en la base del modelo con un escalonamiento de 10cm de ancho (Fig. 3.10). Debajo de las placas se encuentra una lámina fina de caucho que tiene como función transmitir la compresión a la arena en la porción central de mesa, donde las placas se están acortando. Las placas que forman la base de los modelos fueron desplazadas por un motor paso a paso conectado y

controlado por un ordenador mediante el programa Arduino, de tal manera que se produjo un acordamiento dextral con una velocidad constante.

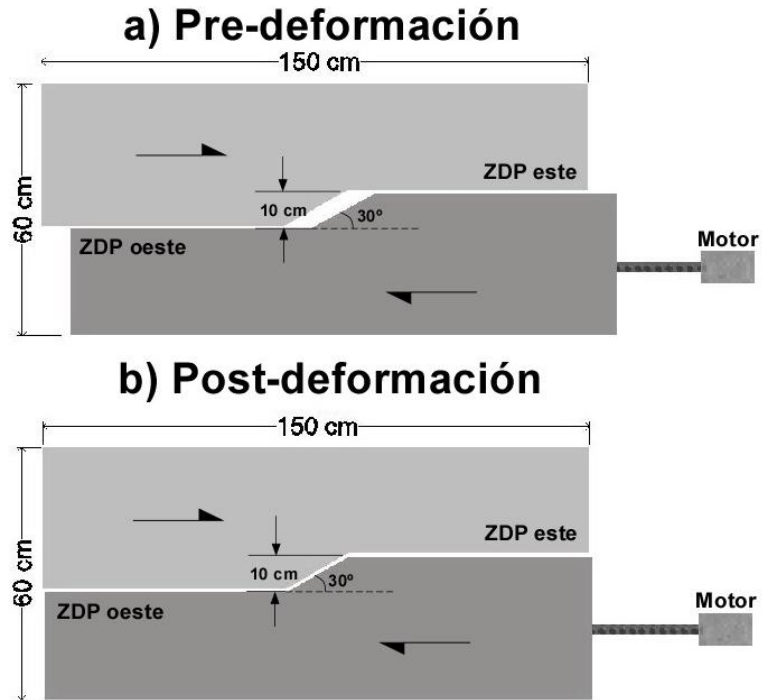


Figura 3.10. Características de la mesa o plataforma de deformación.

Dentro de la plataforma de deformación se construyeron paquetes de arenas homogéneos con unas dimensiones de 60x40 cm (Fig. 3.11) y se alternaron los colores de las capas horizontales para tener una mejor observación de las estructuras, los colores empleados fueron: blanco (sin teñir) y azul, negro, rojo (teñidos) y la disposición de colores y espesores para cada modelo se muestra mediante las figuras 3.12 y 3.13.

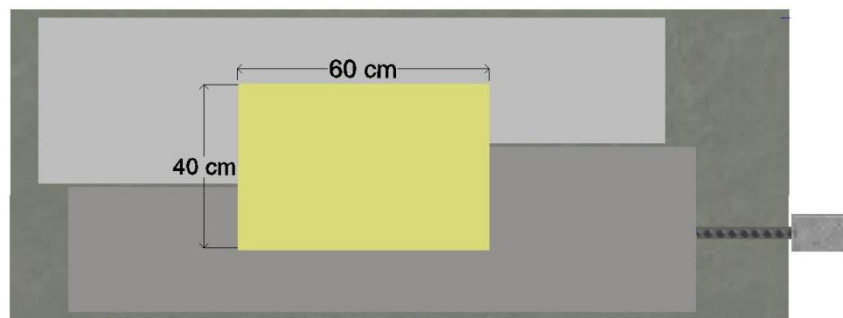


Figura 3.11. Dimensiones en planta del arreglo de las capas.

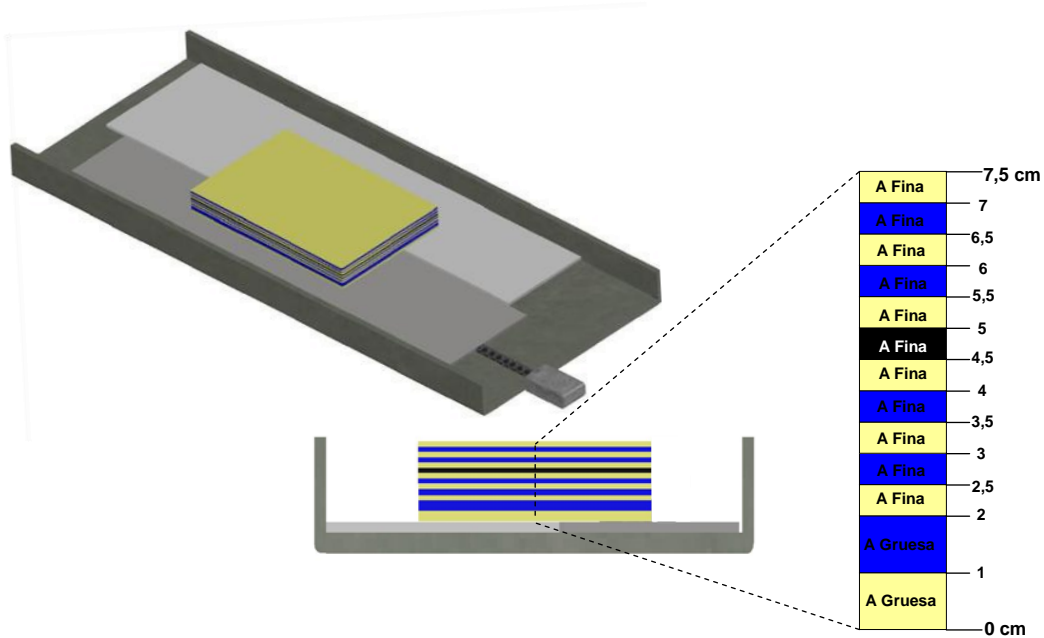


Figura 3.12. Disposición de las capas para el modelo 1.

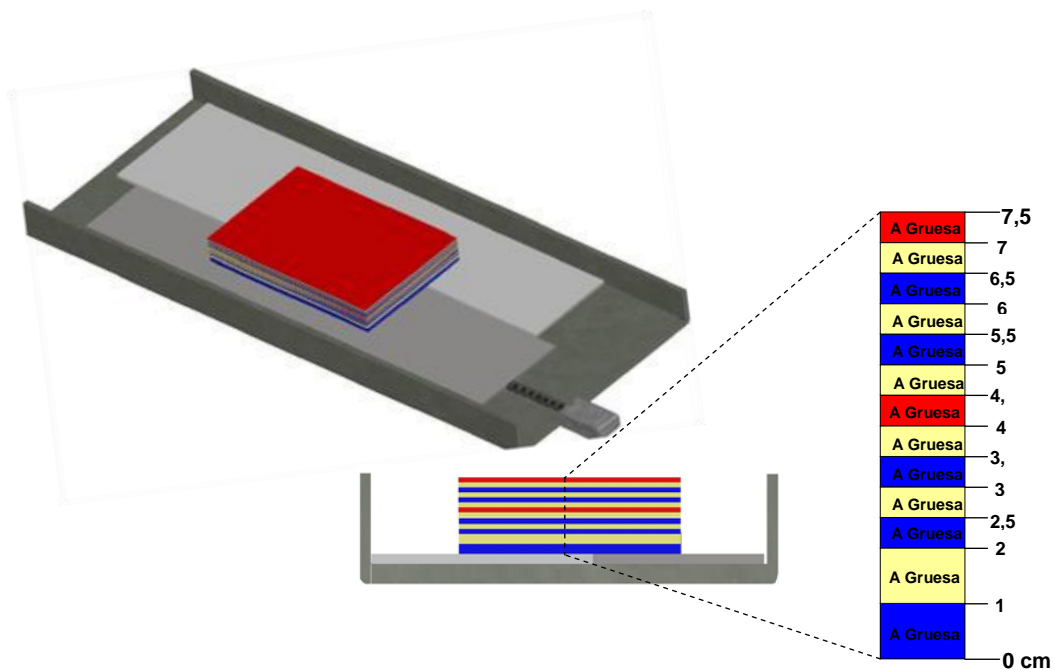


Figura 3.13. Disposición de las capas para el modelo 2.

Al momento de la construcción de las capas se debe tener mucho cuidado con el manejo de los instrumentos, ya que cualquier irregularidad o error puede arruinar las capas ya realizadas. Además, las capas no deben ser compactadas pues se alteran las propiedades de la arena. El rizador juega un papel fundamental

en la construcción de las capas de los modelos, ya que permite extender o esparcir las capas de una forma homogénea y sin compactar sobre todo el modelo, además se gradúa según el espesor deseado para cada capa (Fig. 3.14). Al momento de construir una capa primero se forma con la arena deseada un rectángulo de 60x40 cm con una cuchara, para posteriormente rellenar ese rectángulo con la ayuda del rizador ya graduado; por último se cubre el resto de la mesa con arena de reciclaje y se extiende de extremo a extremo con el rizador para de esta manera asegurarse del esparcido homogéneo de la arena que formará la nueva capa (Fig. 3.15).



Figura 3.14. El rizador juega un papel fundamental en la construcción de las capas.

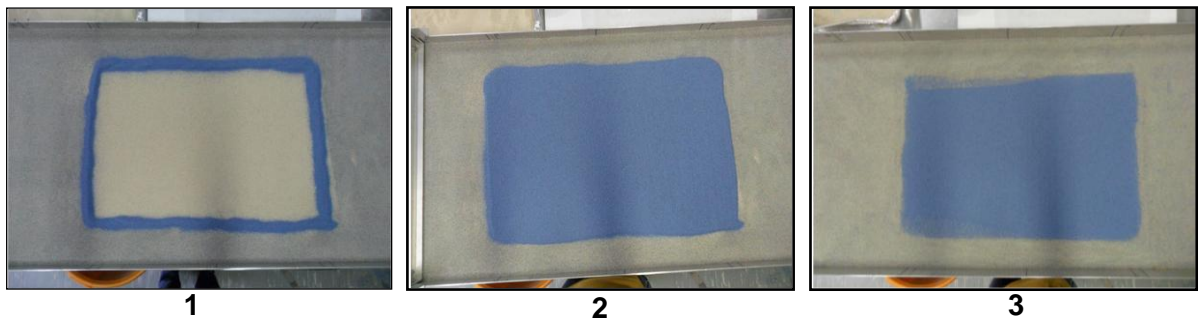


Figura 3.15. Pasos para la construcción de una capa. (1: Borear un rectángulo de 60x40cm, 2: Rellenar el rectángulo con la ayuda del rizador ya graduado, 3: Rellenar el resto de la mesa con arena reciclada extendiendo el rizador de un extremo al otro)

Luego de la construcción de todas las capas (fig. 3.16) según la disposición para cada modelo (ver fig. 3.12 y 3.13), se procedió a la deformación de los modelos; para esto se deben hacer conexiones entre la fuente de poder, el motor

paso a paso, la tarjeta Arduino y un ordenador (Fig. 3.17). Dicho motor es de tipo NEMA 34 posee un torque de 48 Kg.cm y un ángulo de pasos de 1.8°. Luego de concluir la etapa de deformación, se cortaron los modelos mediante un marco de metal de 56x36x12cm y se impregnaron con el agente gelificante (Fig. 3.18). Finalmente se cortaron los modelos en secciones verticales haciendo uso de 2 espátulas de diferentes tamaños y un cuchillo (ver fig. 3.19a). Es importante que al realizar los cortes se verifique que éstos queden totalmente perpendiculares a la mesa, y para asegurar que las fotografías de cada una de las secciones sean tomadas perpendicularmente y en iguales posiciones se hizo uso de una base de metal en la cual se incrustó la cámara de 14.2 mega píxeles utilizada (fig. 3.19b).

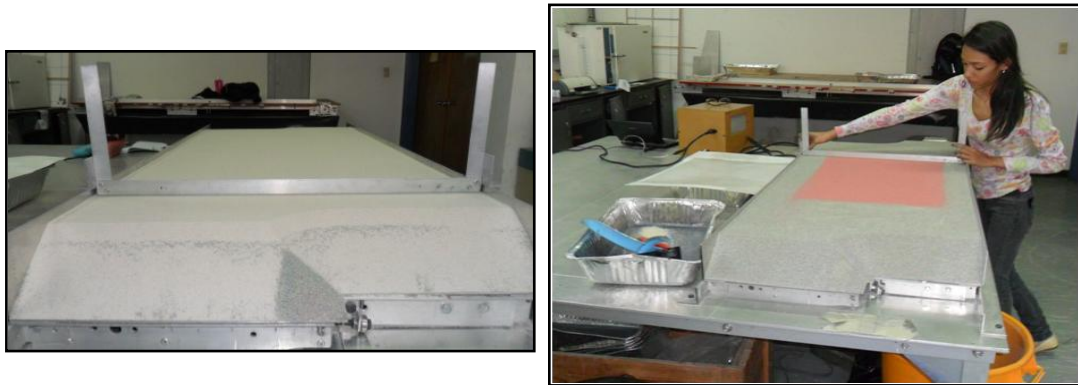


Figura 3.16. Modelos con las 13 capas construidas (Modelo 1 izquierda, modelo 2 derecha).



Figura 3.17. Motor conectado y controlado al ordenador.

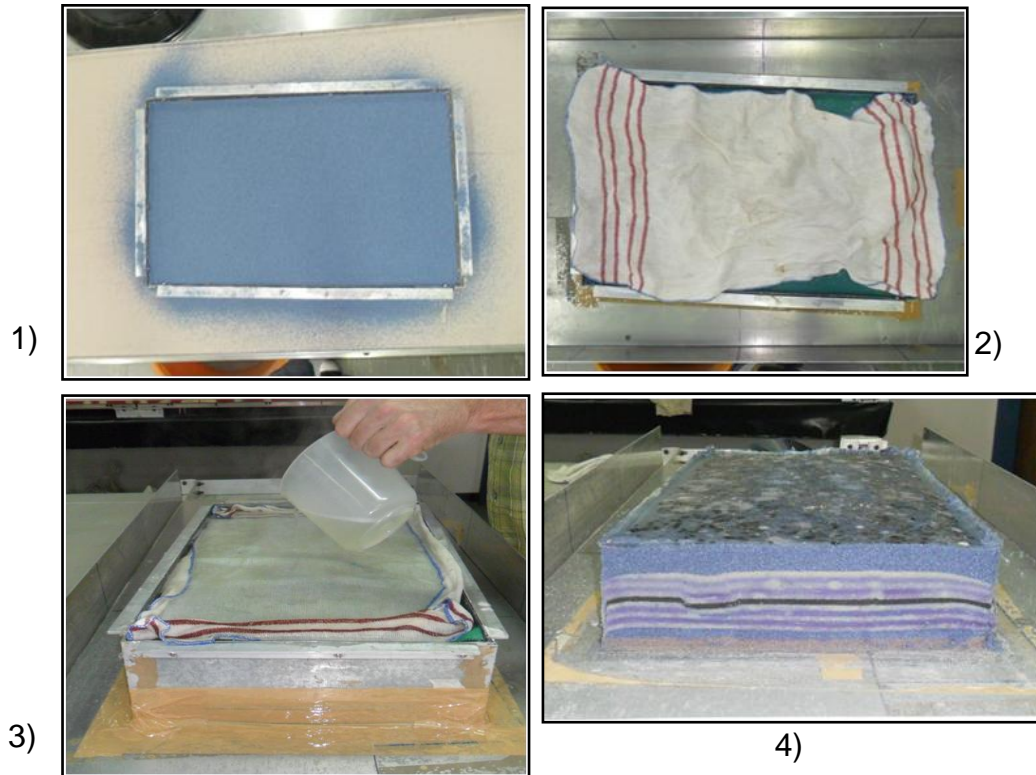


Figura 3.18. Fotografías de los pasos realizados para preservar ambos modelos.

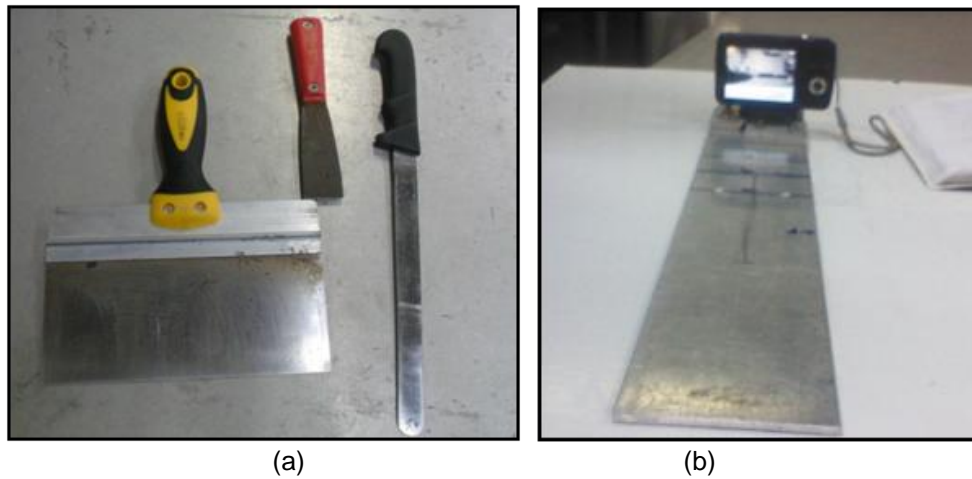


Figura 3.19. (a) Instrumentos utilizados para realizar los cortes verticales para ambos modelos y (b) base de metal para colocar la cámara fotográfica.

Tabla 3.2: Deformación, preservación y cortes verticales de los modelos 1 y 2.

| | MODELO 1 | MODELO 2 |
|--------------------------|--|---|
| Deformación | El experimento 1 incluyó un acortamiento total rumbo deslizante de 6 cm, el cual se realizó en 1 hora y 36 minutos tiempo durante el cual se desarrollaron las fallas en el modelo; la velocidad de acortamiento fue de 0,0104 mm/s. Se tomaron fotografías cada 0,5 cm de desplazamiento para observar el desarrollo de las estructuras en planta. | La deformación del modelo 2 se realizó en un acortamiento de 10 cm, tuvo una duración de 2 horas y 34 minutos, es decir se realizó a una velocidad de 0,0108 mm/s. Durante este tiempo se tomaron fotografías cada 0,5 cm de acortamiento para tener detalles en planta de las estructuras que se desarrollaban en el modelo. |
| Preservación | Sobre el modelo 1 se añadieron un total de 11,5 litros de gelatina agar con una concentración del 1%. Esos 11,5 litros de gelatina agar-agar fueron agregados en tres fases. En la primera fase se añadieron 6 litros de mezcla. La segunda fase se agregó dos horas después y constó de 3 litros de gelatina a igual concentración y temperatura, luego se dejó solidificar por una semana. La tercera y última fase consistió en agregar 2,5 litros de gelatina al 1% para asegurar una buena preservación del modelo. Transcurridos 4 días se retiró el marco de metal y se procedió a realizar los cortes verticales del modelo 1. | Se añadieron un total de 11 litros de gelatina con una concentración del 1%, la cual fue agregada en 3 fases: la primera fue de 6 litros a una temperatura de 80°C, la segunda fue añadida 3 horas más tarde y constó de 3 litros, luego se dejó secar. La tercera y última fase fue agregada luego de transcurridos 2 días, la preparación estuvo constituida por 2 litros. Posteriormente se dejó solidificar la gelatina por una semana para posteriormente quitar el marco y proceder a realizar los cortes verticales. |
| Cortes verticales | Para el modelo 1 se realizaron 54 cortes de 1 cm de espesor cada uno. | Para el modelo 2 se efectuaron un total de 28 cortes verticales de 1 cm de longitud cada uno. |

3.4 ETAPA IV: Interpretación y comparación de resultados

Finalmente, en la cuarta etapa se procedió a realizar una evaluación de los métodos y materiales empleados durante la ejecución de los experimentos así como discusión y análisis de los resultados, es decir, de las fotografías en planta y secciones verticales. Las fotografías de las secciones verticales se interpretaron

similares a una sección sísmica, donde una interrupción en la continuidad entre las capas de arena se interpretó como una estructura fallada. Haciendo uso de los cortes verticales de los modelos se elaboró un mapa estructural a los 4 cm de profundidad para el modelo 1 y de 3 cm de profundidad para el modelo 2.

Aunado a esto se realiza la comparación de dichos resultados con el sistema de fallas de El Pilar ubicado en la región Araya - Paria basándose en los fundamentos teóricos y estudios previos realizados en el área por distintos autores. Adicionalmente se comparan los resultados con otras zonas transpresivas nacionales (Falla de Boconó, Cuenca Ático y los campos Barùa y Motatàn), con los modelos análogos realizados por McClay y Bonora (2001) y por último con ejemplos naturales internacionales.

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS EXPERIMENTALES

Los resultados obtenidos a partir de los modelos se presentan en la siguiente sección y se resumen en la Tabla 4.1. Para facilitar la interpretación y comprensión de los resultados se emplearon términos geográficos mediante los que se indica la ubicación de las estructuras. En tal sentido, se dividió la mesa de deformación en: norte, sur, zona de desplazamiento principal este (ZDP Este) y zona de desplazamiento principal oeste (ZDP Oeste), lo que se muestra en la figura 4.1.

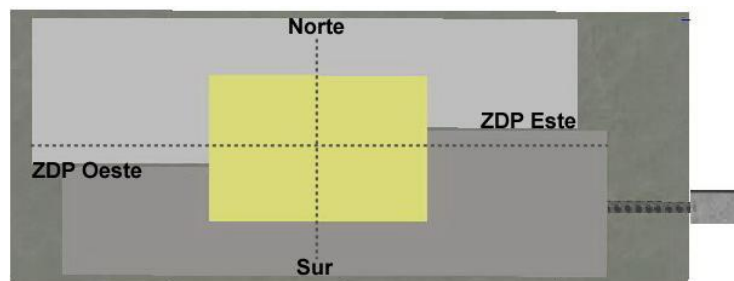


Figura 4.1. Sistema geográfico empleado para facilitar la interpretación de las estructuras en los modelos.

4.1. Interpretación de fotografías en planta

4.1.1. Fotografías en planta del modelo 1

1 cm de desplazamiento: luego de 1cm de desplazamiento empezaron a formarse fracturas *Riedel* sintéticas al movimiento (cizallas R) sobre la superficie del modelo a ambos lados de la zona de desplazamiento principal (ZDP); las trazas de dichas fracturas son bastante rectilíneas y forman un ángulo de 20° con respecto a la ZDP (Fig. 4.2.A'). Las trazas de la ZDP este describen un patrón escalonado (*en échelon*) y poseen una longitud de 10 cm, mientras que la ZDP oeste está caracterizada solo por una traza, la cual tiene un tamaño mayor a las de la ZDP este correspondiente a 15 cm.

2 cm de desplazamiento: la longitud de las fracturas *Riedel* (cizallas R) ubicadas sobre las ZDPs aumenta, mientras que el ángulo respecto a la ZDP disminuye levemente a 18° , así mismo se desarrollan a ambos lados de las ZDPs nuevas

fracturas denominadas “P” en medio de las fracturas “R” preexistentes con una longitud menor 6 cm e inclinación mayor de 20°. Las trazas escalonadas prolongadas más la formación de las fracturas “P” produjeron el entrelace de las mismas a las ZDPs creando una zona de falla que describe un patrón anastomosado. La zona del escalonamiento (salto de restricción) presenta un levantamiento mínimo por lo que se infiere mediante líneas punteadas (Fig. 4.2.B’) que comienza el desarrollo de fallas inversas adyacentes las cuales son responsables de la elevación de la parte central del modelo, sin embargo aún no hay fallas propagadas hasta la superficie.

3 cm de desplazamiento: las fracturas R se prolongan y rotan hacia la ZDP, al mismo tiempo se forman nuevas fracturas P mostrando un arreglo anastomosado un poco más complejo. Con el aumento del desplazamiento, las fallas inversas se observan bien definidas y se unen con las fracturas R más cercanas lo que sugiere que se está produciendo deslizamiento oblicuo. La parte central del modelo muestra mayor elevación generando una estructura denominada colina de presión (*Pop Up*) la cual es originada y limitada por las fallas inversas que se propagan en forma relativamente curvas hasta la ZDP del lado opuesto describiendo de esta manera una geometría sigmoideal (Fig. 4.2.C’). Sobre las ZDP se observan levantamientos leves identificados con el símbolo “⊕” en las figuras, dichas zonas de abultamiento mínimo son producto de la compresión causada al coincidir desplazamientos opuestos de las trazas de las fracturas R por estar éstas progresivamente más cercanas al rotar y prolongarse simulando a pequeña escala lo que sucede en zonas con saltos de restricción. Se deduce mediante líneas punteadas el desarrollo de un segundo conjunto de fallas hacia los extremos de la zona levantada.

4 cm de desplazamiento: el progresivo aumento y rotación de las fracturas R existentes genera el entrelazamiento entre ellas produciendo unas zonas de cizalla bien definidas (Fig. 4.2.D’). La colina de presión aumenta en amplitud y elevación mientras que sobre él dos segmentos de fallas inversas comienzan a propagarse: el segmento norte presenta una traza recta desde la ZDP este y luego adquiere una trayectoria cóncava hacia la parte central de la estructura quedando próxima a la falla inversa norte exterior, por su parte el segmento sur es totalmente rectilíneo

desde la ZDP oeste hasta el centro de la colina de presión. Todas las fallas inversas generadas sobre el modelo buzan hacia el centro de la estructura principal. El conjunto de fallas exteriores cambian de forma específicamente en sus puntas describiendo ahora una geometría romboidal. Hacia el suroeste se desarrolla una especie de lóbulo que se desprende desde la ZDP oeste hasta un pequeño tramo de la falla exterior sur donde se une ella.

5 cm de desplazamiento: las fracturas P se prolongan con trayectoria ligeramente curva y se unen con las fracturas R para formar a ambos lados de las ZDP una especie de lentes de cizallamiento (Fig. 4.2.E'). La colina de presión está bien definido por dos conjuntos de fallas inversas dextrales: las fallas inversas exteriores son las responsables de la elevación y sus trazas describen el levantamiento romboidal, mientras que el par de fallas inversas internas comprenden una zona de mayor alivio. En cuanto a estas últimas: la falla interna norte se propaga siguiendo una trayectoria curva hasta unirse a la falla exterior norte mientras que para la falla interior sur se infiere el desarrollo de una leve curvatura que toma su trazo rectilíneo posteriormente. De igual manera se infiere mediante líneas punteadas (Fig. 4.2. E') el avance de la fractura R este más cercana a la colina de presión hasta la parte central del modelo describiendo una trayectoria similar a la falla exterior norte.

6 cm de desplazamiento: La colina de presión alcanza su máxima elevación. Hay muy pocos cambios en las fallas inversas exteriores ya que la deformación se concentra principalmente en la parte interior de la colina (Fig. 4.2. F'), en donde la falla interior sur continua su trazo recto hasta unirse al extremo oeste con la falla inversa exterior sur. La fractura R este más cercana al levantamiento describe una mayor propagación siguiendo su trayectoria curva hasta llegar al extremo oeste, se presume que de continuar el desplazamiento se convertiría en una nueva falla inversa generadora de un nuevo proceso emergente. El lóbulo sur formado desde la ZDP oeste hasta un tramo de la falla exterior sur exhibe un leve abultamiento. La estructura final consistió en una colina de presión alargada y deformada describiendo una geometría romboidal.

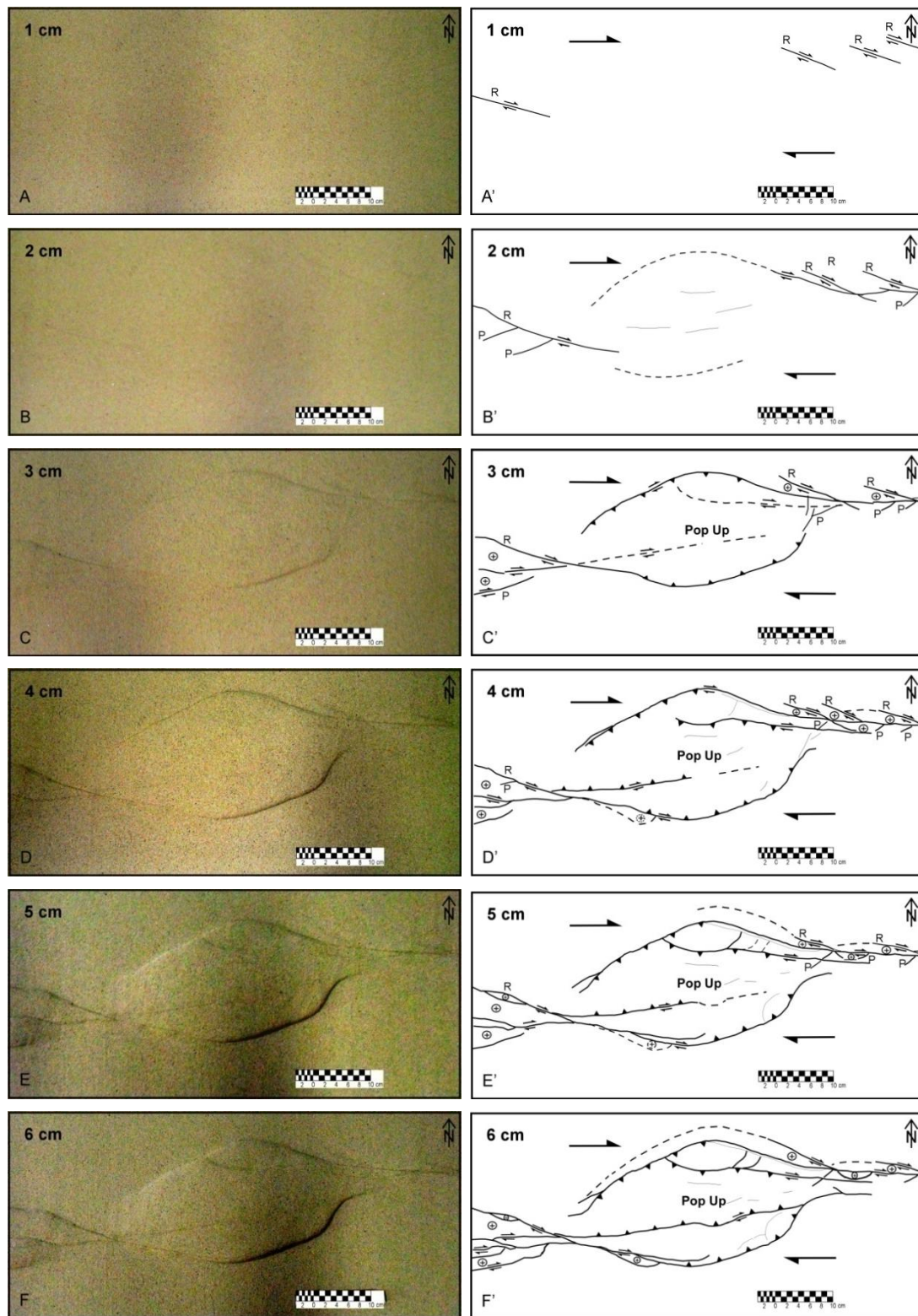


Figura 4.2. Fotografías en planta e interpretación de la evolución de las estructuras desarrolladas en el modelo 1.

4.1.2. Fotografías en planta del modelo 2

2 cm de desplazamiento: comienzan a desarrollarse las primeras estructuras sobre la superficie del modelo, éstas corresponden a fracturas *Riedel* sintéticas (cizallas de componente dextral R) por encima de los bordes de la lámina de aluminio que describen las fallas del basamento, es decir en las ZDP. Las trazas de las fracturas son rectas y amplias entre los 12 y 16 cm de longitud. En la ZDP oeste se generan trazas con una disposición escalonada mientras que la ZDP este muestra solo una fractura; no obstante todas las fracturas describen un ángulo de 14° con respecto a la ZDP. Se infiere con líneas punteada (Fig 4.3. A') la formación de una falla hacia el centro-norte del modelo.

4 cm de desplazamiento: sobre la ZDP este se desarrolla una fractura que muestra un nuevo patrón y corresponde a las denominadas fracturas P (Fig. 4.3. B'), posee una traza recta de 3 cm de longitud y una inclinación con respecto a la ZDP de 35° . Simultáneamente, las fracturas *Riedel* preexistentes bien definidas se propagan y aumentan su longitud, así mismo experimentan rotación en sentido antihorario exhibiendo ahora un ángulo de 10° . Se deducen dos segmentos de fallas aún sin propagarse sobre la superficie del modelo, los cuales poseen un recorrido notoriamente curvilíneo debido a la formación de un levantamiento mínimo sobre la curva de restricción.

6 cm de desplazamiento: nuevas fracturas P se producen a ambos lados de las ZDPs en la separación entre cada fractura R. El segmento sur de una falla inversa se desarrolla hasta la superficie, ésta se conecta a dos ramales que se forman en la ZDP oeste debido a la continua rotación y aumento de las fracturas R por el incremento de desplazamiento mientras que la ZDP este se caracteriza por mostrar un arreglo anastomosado inicial. La falla inversa norte también ha comenzado a propagarse de este a oeste. Además, ocurre un desplazamiento oblicuo para ambas fallas inversas por el aumento en la parte central del modelo, generando una colina de presión que describe un levantamiento sigmoidal. Se infiere el desarrollo de un segundo conjunto de fallas, en este caso interiores sobre la zona central de la colina de presión (Fig. 4.3. C'). Debido a la ocurrencia de desplazamientos opuestos de las trazas de las fracturas R se generan pequeñas zonas de compresión por lo que se

observan leves prominencias, se indican dichas zonas mediante el símbolo “⊕” en las figuras.

8 cm de desplazamiento: las fracturas continúan rotando y propagándose hasta que se unen entre ellas, por lo que en la ZDP oeste se evidencia una falla principal y una zona de cizallamiento lenticular (Fig. 4.3. D'), desarrollando esto a su vez patrones anastomosados mejor definidos. Aunado a esto, se confirma la existencia de fallas inversas sobre la colina de presión: la falla interior norte presenta una traza relativamente recta desde la parte central del levantamiento que posteriormente se hace curva y se enlaza a la ZDP este y la falla interior sur se ramifica de la falla principal de la ZDP oeste hasta el centro de la colina, con una trayectoria que varía ligeramente en ciertos tramos entre curvada y rectilínea.

10 cm de desplazamiento: la falla inversa exterior norte se fusiona a la falla principal de la ZDP oeste mientras que la actividad de la falla inversa exterior sur cesa y así la colina de presión alcanza su máxima elevación definiéndose una estructura final con geometría sigmoidal. Las fallas interiores no tienen cambios significativos pues conservan la forma de sus trazas sin llegar a conectarse con otras ni atravesar la colina de presión en su totalidad (Fig. 4.3. E'), sin embargo se infiere que el segmento sur de la falla interior podría bifurcarse y uno de sus ramales unirse a la falla exterior sur; así mismo se argumenta con líneas punteadas una posible prolongación importante de las fracturas R más cercanas a dicha colina de presión lo que generaría nuevas fallas inversas y por lo tanto un nuevo proceso de elevación en sus adyacencias.

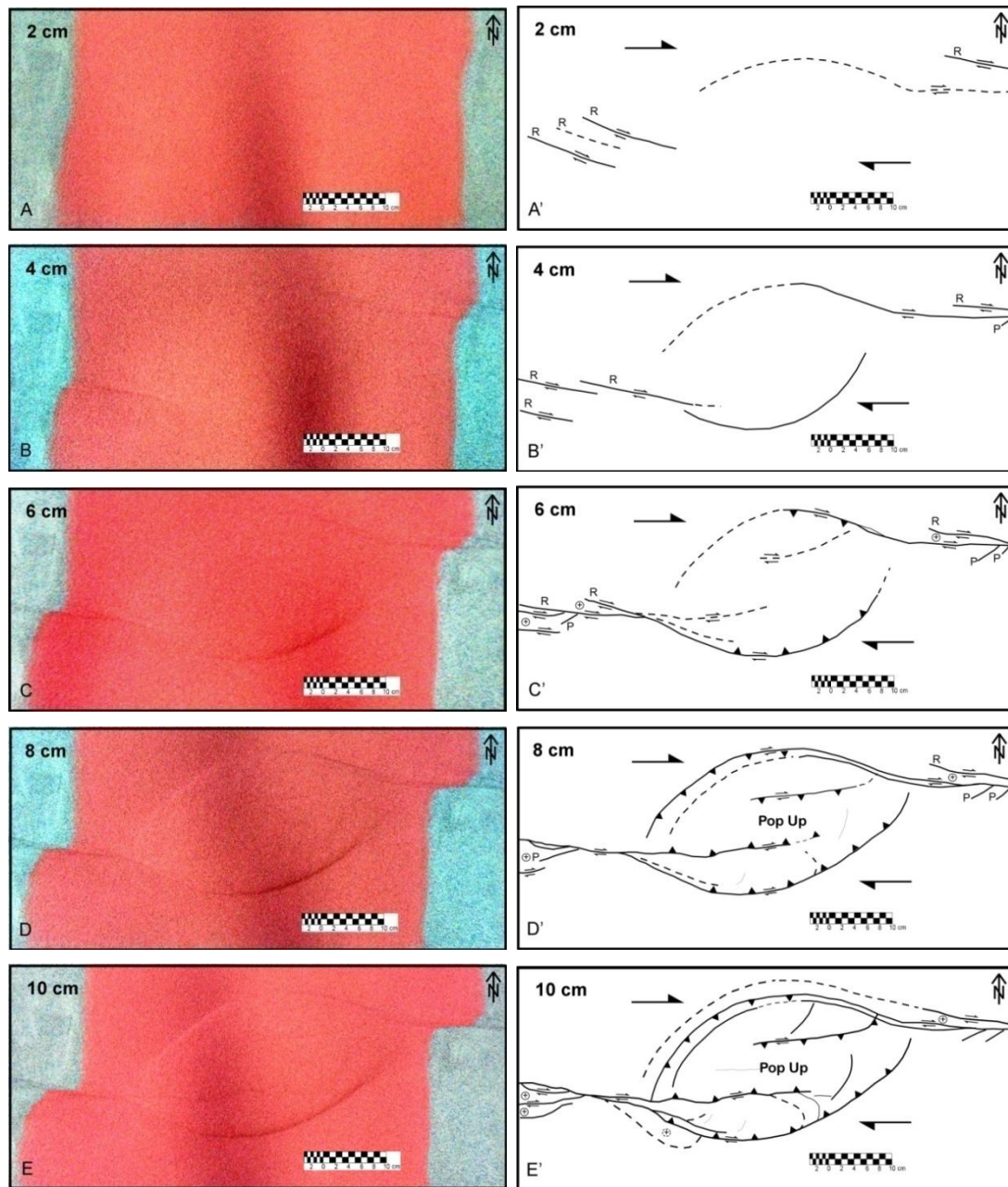


Figura 4.3. Fotografías en planta e interpretación de la evolución de las estructuras desarrolladas en el modelo 2.

4.2. Interpretación de secciones o cortes verticales

Las estructuras originadas durante la deformación de los modelos análogos se muestran en profundidad mediante los cortes verticales mostrados en esta sección. Estos fueron estudiados de forma similar a la interpretación sísmica donde las interrupciones de continuidad entre las capas se interpretan como una falla. Para una mejor descripción de los mismos, se dividió la estructura principal a la mitad indicando lado izquierdo y lado derecho, así mismo se describen fallas según la ubicación dentro de la estructura, es decir si son externas o internas. Por otra parte se clasifican las fallas presentes como: claramente fallada (color rojo), ligeramente fallada (color azul) y muy ligeramente fallada (color verde); con el objetivo de observar el desarrollo alcanzado para cada una de ellas.

4.2.1. Cortes verticales del modelo 1

La ubicación espacial de los cortes verticales interpretados para el modelo 1 se muestran en la figura 4.4 mediante líneas segmentadas color azul. La descripción de dichos cortes permite observar la evolución de las estructuras a través del modelo.

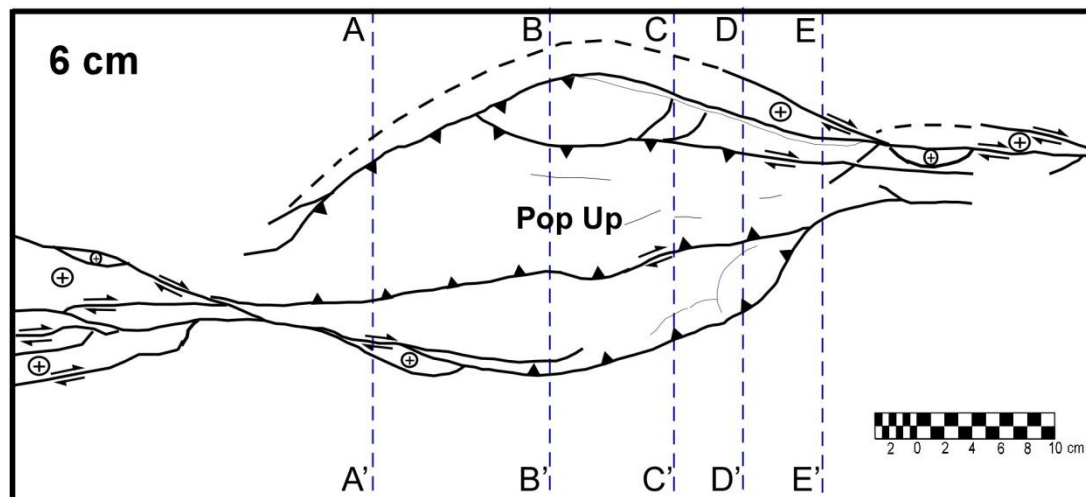


Figura 4.4. Ubicación de los cortes verticales interpretados del modelo 1 (Líneas azules segmentadas).

Corte A-A': Se observa una estructura en flor positiva, la cual está constituida en sus extremos por dos fallas inversas externas divergentes: la falla externa izquierda

(FEI, color rojo) posee un buzamiento aproximado de 42° y su traza es ligeramente cóncava hacia la base mientras que la falla externa derecha (FED, color verde) posee un buzamiento de 65° y su trayectoria es relativamente sigmoïdal; no obstante, ambas fallas externas convergen hacia la falla rumbo deslizante principal de la ZDP (Fig 4.4.A). Hacia el lado izquierdo de la estructura hay cuatro fallas secundarias las cuales muestran geometrías similares a la FEI, pero éstas no llegan a propagarse hasta la superficie. En el lado derecho se encuentra una falla interna derecha (FID, color azul) que presenta una traza rectilínea con inclinación de 80° , además se observa una falla secundaria con características similares a la FED y cercana a ella; ambas se encuentran propagadas hacia la superficie. El tope de la estructura presenta un ancho de 14.5 cm y en la base es de 2,5 cm. La colina de presión en la sección transversal alcanza los 8.1 cm de elevación formándose una estructura en flor positiva asimétrica.

Corte B-B': La estructura principal continúa siendo una flor positiva pero ahora es simétrica. El número de fallas inversas aumenta, por lo que la estructura se amplía horizontalmente notablemente alcanzando su máximo desarrollo, la distancia entre las fallas inversas externas (FEI y FED, ambas de color rojo) en el tope de la estructura es de 21.5 cm y en la base es de 3.2 cm presentando una elevación de 8.7 cm. Ambas fallas externas buzán 38° hacia la ZDP y presentan una geometría levemente cóncavas hacia la superficie. En el lado izquierdo de la estructura se desarrolla la falla inversa interna izquierda (FII, color verde) con una traza cóncava hacia la base y con una inclinación igual a la de la FID (traza recta, color rojo) correspondiente a 50° , estas fallas se unen en la base del modelo en forma de "V" (Fig. 4.4.B). Adicionalmente, hay fallas adyacentes al resto que no se propagan hacia la superficie, a excepción de la falla secundaria descrita anteriormente cercana a la FED y con características similares a ella que si llega a propagarse a la superficie del modelo.

Corte C-C': La distancia entre las fallas externas disminuye presentando ahora un ancho en el tope de la estructura de 18.5 cm mientras que en la base dos fallas convergen en forma de "V" (Fig. 4.4.C). El lado izquierdo de la estructura está compuesto por cinco fallas inversas con trazas rectas, de las cuales solo cuatro se

propagan hasta la superficie, tanto la FEI (color azul) como la FII (color rojo) poseen buzamientos iguales a 40° , todas estas fallas junto con las del lado derecho (también compuesto de 5 fallas) se unen en profundidad con una falla inversa de color azul que posee una geometría ligeramente cóncava hacia la base y con un ángulo de inclinación de 65° que no llega a superficie. A excepción de ésta última, las fallas del lado derecho también poseen trazas rectas con buzamientos similares que promedian los 36° donde solo se propagan a superficie la FED y la FID ambas de color rojo. La similitud de ambos lados entre el número de fallas y características genera nuevamente una estructura en flor positiva simétrica con una elevación de 8.4 cm.

Corte D-D': Continúa la presencia de la estructura en flor positiva pero cambia a una forma asimétrica. La estructura en general disminuye: el ancho en el tope es de 15.2 cm y en la base de 1.1cm, con una elevación de la colina en sección transversal de 8.1 cm. En cuanto a las fallas: el lado izquierdo posee tres fallas con trazas rectas proyectadas a superficie que aumentaron su ángulo de buzamiento, en la FEI (color verde) es de 70° y en la FII (color azul) es de 72° ; por su parte el lado derecho contiene cuatro fallas, donde la FED (color rojo y con buzamiento de 46°) se ramifica generando una nueva falla que no llega a propagarse a superficie y la geometría de su traza es cóncava hacia la base (Fig. 4.4.D). La FID (color azul) posee un buzamiento de 60° y una trayectoria relativamente rectilínea hasta la superficie del modelo.

Corte E-E': Están presentes siete fallas inversas con altos ángulos de buzamientos que convergen en forma de "V" hacia la falla principal rumbo deslizante (ZDP). El lado izquierdo de la estructura se compone de cuatro fallas, de las cuales solo tres se han propagado hasta la superficie, las FEI y FII (de color rojo ambas) poseen trazas parcialmente rectas y con buzamientos de 70° y 82° respectivamente. Por su parte el lado derecho posee tres fallas, donde solo la FED (color azul) se extiende a la superficie con geometría cóncava hasta la superficie y ángulo de inclinación de 65° , mientras que la FID ya no se encuentra presente. La estructura en flor positiva presenta su menor desarrollo y su geometría es relativamente simétrica. Exhibe un

ancho en el tope de 8 cm y en la base de 0.3 cm, mientras que la altura es de 7.7 cm (Fig 4.4.E).

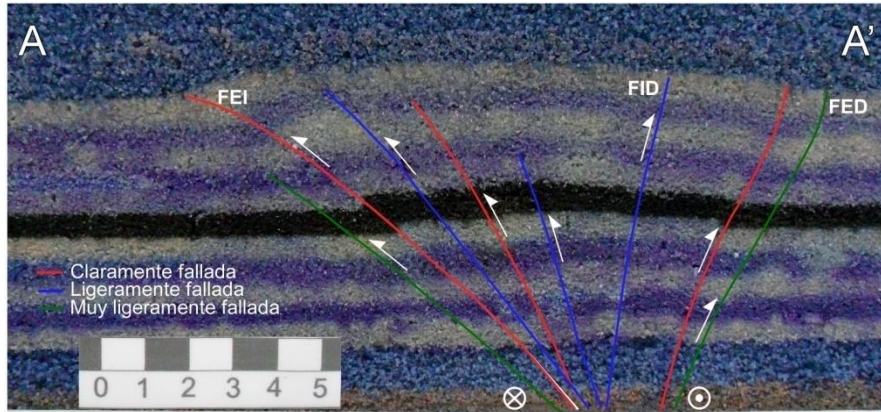


Figura 4.4.A. Corte A – A' del modelo 1.

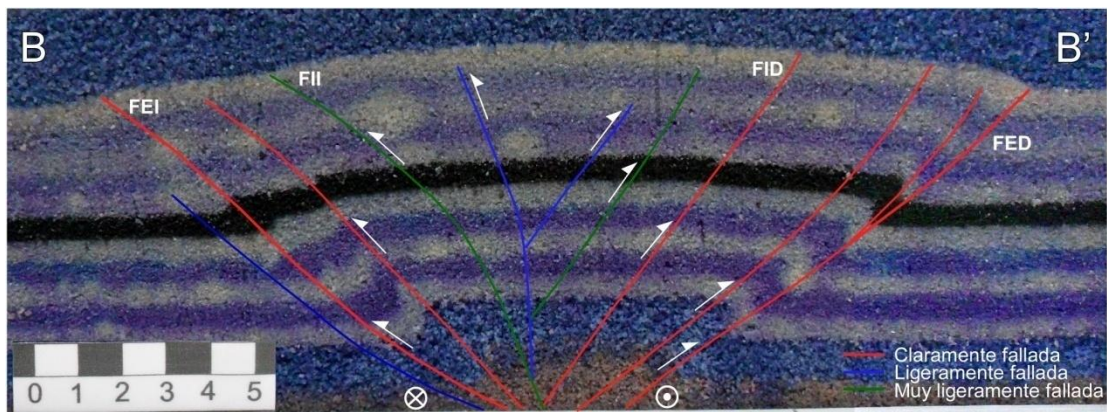


Figura 4.4.B. Corte B – B' del modelo 1.

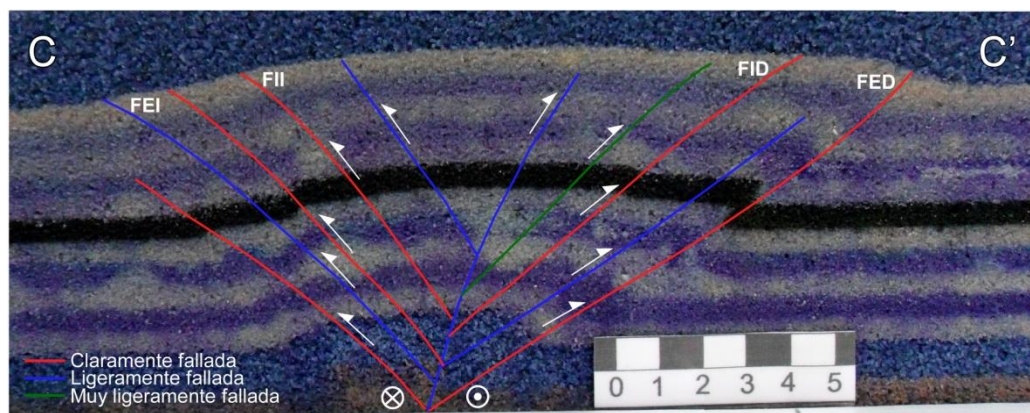


Figura 4.4.C. Corte C – C' del modelo 1.

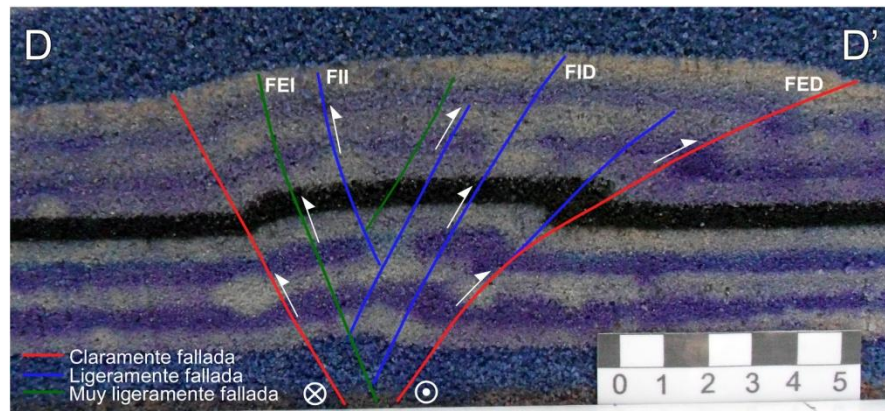


Figura 4.4.D. Corte D – D' del modelo 1.

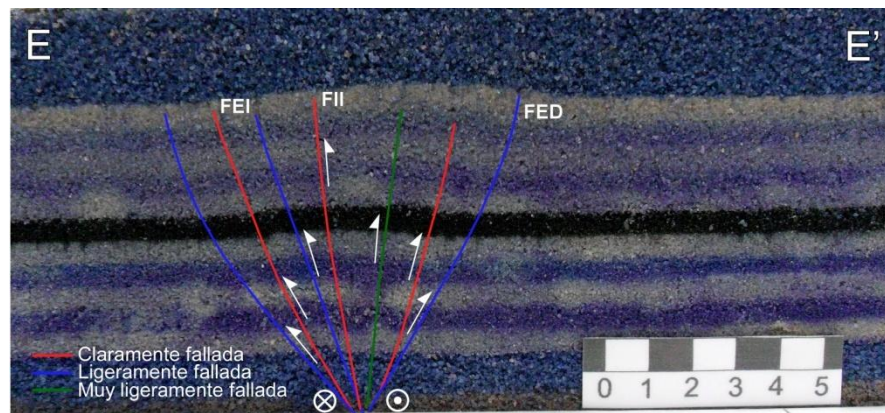


Figura 4.4.E. Corte E – E' del modelo 1.

Haciendo uso de los cortes verticales del modelo 1, se generó un mapa de fallas a los 4 cm de profundidad (Fig. 4.5), donde se observan las estructuras desarrolladas a los 6 cm de desplazamiento, así mismo se muestra la ubicación de los cortes interpretados. Para elaborar dicho mapa se tomaron las fotografías de las secciones verticales y se cortaron a los 4 cm de profundidad, luego se ubicaron todas las secciones verticales respetando la distancia que correspondía a cada corte y por último se procedió a realizar el trazado de las estructuras que se interpretaban. Se observa en el mapa que a los 4 cm de profundidad hay un mayor número de fallas inversas desarrolladas a diferencia de lo que se observa en la superficie del modelo 1, estas fallas se encuentran estrechas entre ellas, distinto también a lo observado en planta confirmando el carácter oblicuo de estas. Describen en conjunto una geometría levemente sigmoidal.

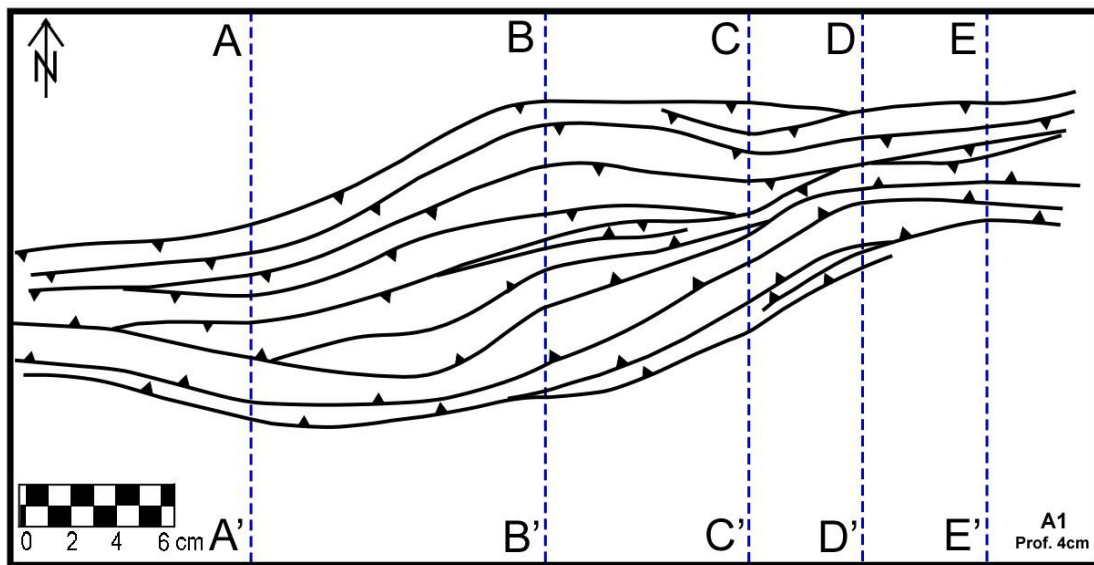


Figura 4.5. Mapa de fallas a los 4 cm de profundidad del modelo 1.

4.2.2. Cortes verticales del modelo 2

Los cortes verticales interpretados para el modelo 2 se muestran en la figura 4.6 y se describen a continuación:

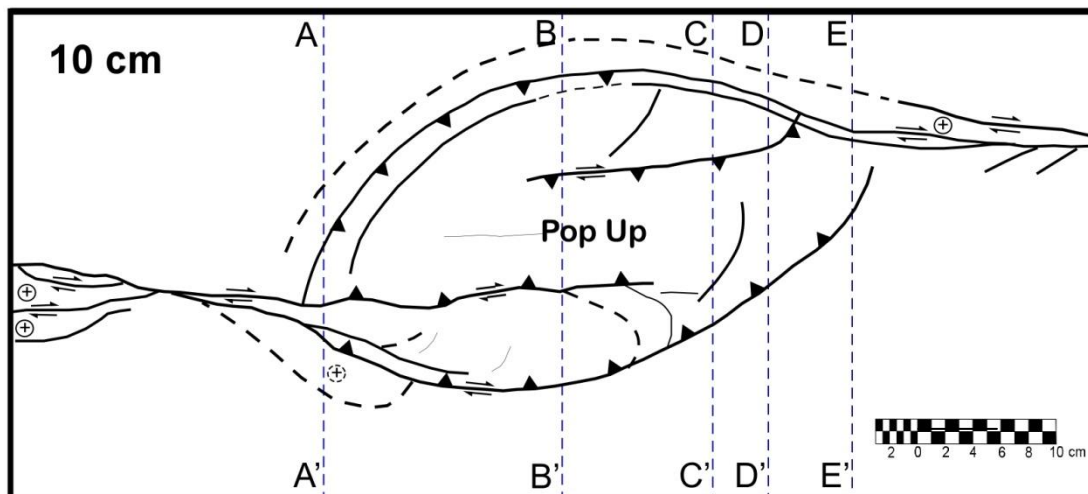


Figura 4.6. Ubicación de los cortes verticales interpretados del modelo 2 (Líneas azules segmentadas).

Corte A-A': Se observan un conjunto de fallas inversas con tendencias a buzarse hacia la ZDP (falla rumbo deslizante principal), las cuales en general han originado el desarrollo de una estructura en flor positiva. El lado izquierdo de la estructura está

formado por una falla inversa totalmente propagada a superficie que será denominada FEI (falla externa izquierda, color rojo); ésta posee una geometría recta que se hace ligeramente cóncava hacia abajo en el tope de la estructura y su buzamiento es de 65° , adyacente a ella se observan fallas inversas secundarias que no se extienden hasta la superficie del modelo, entre éstas se destaca la FII también de color rojo (Fig. 4.6.A). El lado derecho muestra tres fallas inversas propagadas a superficie: la falla externa derecha (FED, color azul) que presenta una traza rectilínea y un buzamiento igual al de la FEI, es decir de 65° ; así mismo se observa una falla interna derecha (FID, color azul) con geometría suavemente cóncava hacia la base y un ángulo de 74° la cual se ramifica en tres fallas que no se prolongan hasta la superficie. La estructura principal presenta una elevación relativamente simétrica de 8.4 cm, el ancho entre las fallas externas divergentes es de 8.3 cm en el tope mientras que la base de la estructura presenta un ancho de 1.2 cm.

Corte B-B': La estructura cambia drásticamente ya que las fallas se separan entre sí, además el número de fallas presentes aumenta, por lo que la estructura en flor positiva alcanza su mayor desarrollo mostrando una forma simétrica de 9.3 cm de elevación (Fig. 4.6.B). En el lado izquierdo de la estructura se han propagado dos fallas a la superficie: la FEI (color rojo) y la FII (color azul) ambas con geometrías ligeramente sigmoidales y con buzamientos de 36° y 54° respectivamente, adyacentes a ellas se encuentran otras fallas inversas que no llegan a desarrollarse hasta el tope del modelo. El lado derecho también expone dos fallas desarrolladas a superficie de color rojo: la FED con una traza cóncava hacia la superficie que buza 30° , ésta última se bifurca en una nueva falla inversa con una trayectoria recta que no se prolonga a superficie, y la FID que muestra una geometría marcada cóncava hacia la superficie y con un buzamiento aproximado de 50° . Hacia la parte central - derecha de la estructura se observan fallas escalonadas sin desarrollo hasta la superficie. El ancho de la estructura es de 20 cm en el tope y 1.8 cm en la base.

Corte C-C': La FID ya no está presente en esta sección y la estructura principal describe una flor positiva pero ahora de menor tamaño y claramente asimétrica con una elevación de 9 cm. El ancho de la estructura en el tope es de 16.8 cm y en la base es de 1.1 cm. El lado izquierdo de la estructura muestra cinco fallas inversas,

pero solo tres se propagan hasta la superficie; las FEI y FII (ambas de color rojo) presentan geometrías suavemente cóncavas hacia la base y sus buzamientos son de 58° y 70° respectivamente. En el lado derecho se observan también cinco fallas, de las cuales dos se extienden hacia la superficie: la FED (color rojo) con un buzamiento de 35° y una trayectoria recta que se hace levemente cóncava hacia abajo en el tope de la estructura y otra falla cercana y similar a ella de color verde; el resto está compuesto por fallas secundarias que se formaron en profundidad sin llegar a exhibirse en la superficie (Fig. 4.6.C).

Corte D-D': La estructura principal continúa disminuyendo su tamaño (Fig. 4.6.D), pues la distancia entre las fallas externas divergentes que limitan la estructura en flor positiva se ha reducido a 12.3 cm en el tope, en la base éstas fallas se entrecruzan y muestran una distancia de tan solo 0,3 cm. El lado izquierdo de la estructura se compone de cinco fallas que se unen en profundidad a fallas del lado derecho, cuatro de ellas se han propagado a superficie; la FEI (color rojo) posee un buzamiento de 58° y una trayectoria recta que luego se curva hacia el tope, la FII (color azul) se bifurca en dos fallas proyectadas hasta la superficie que poseen entre 62° y 75° . Respecto al lado derecho, se observa una falla inversa principal de color rojo que corresponde a la FED con una traza cóncava hacia la base y un buzamiento aproximado de 60° que luego cambia a 25° hacia el tope. La colina de presión en sección transversal posee una altura de 8.6 cm.

Corte E-E': Se observa un menor desarrollo de la estructura con una elevación de 8 cm. La flor positiva solo posee 6 cm de ancho en el tope al mismo tiempo que sus fallas externas se unen en profundidad hacia la ZDP en forma de "V". Las fallas se unen y muestran trayectorias similares: el lado izquierdo posee cuatro fallas con trazas relativamente rectas y con un ángulo de inclinación que promedia los 57° , pero solo la FEI y la FII ambas de color rojo se propaga a superficie (Fig. 4.6.E). Por su parte, las fallas del lado derecho poseen trazas con una geometría levemente cóncava hacia la superficie que luego se hacen rectas cuando están cercanas al tope, más sin embargo solo se exhibe en superficie la FED (color azul) con un buzamiento que varía de 60° en profundidad y luego cambia a 80° hasta alcanzar el tope del modelo.

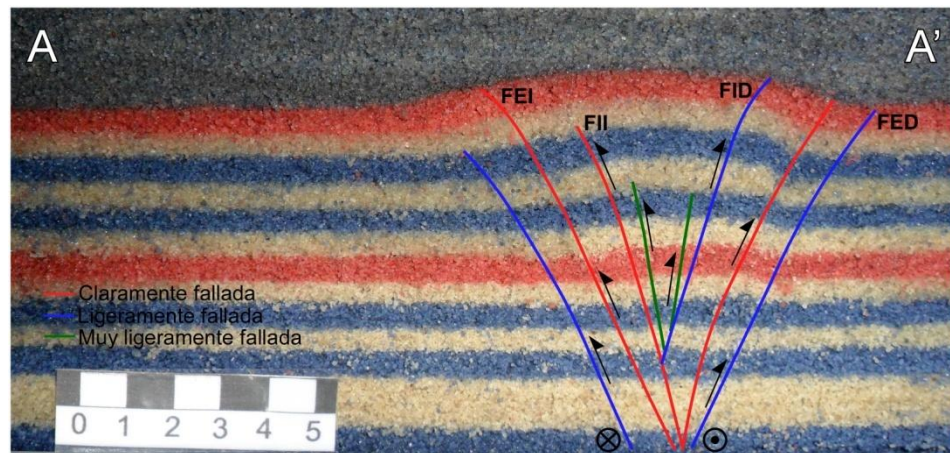


Figura 4.6.A. Corte A – A' del modelo 2.

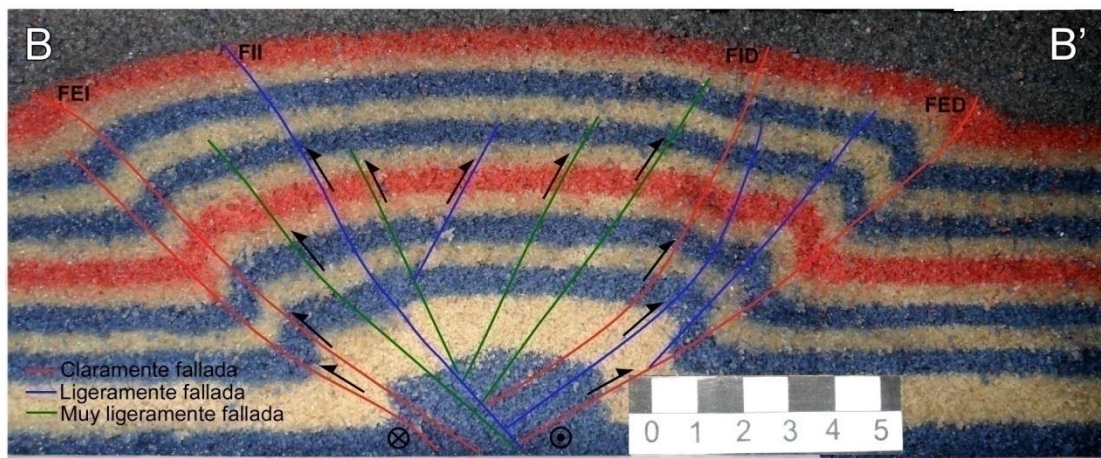


Figura 4.6.B. Corte B – B' del modelo 2.

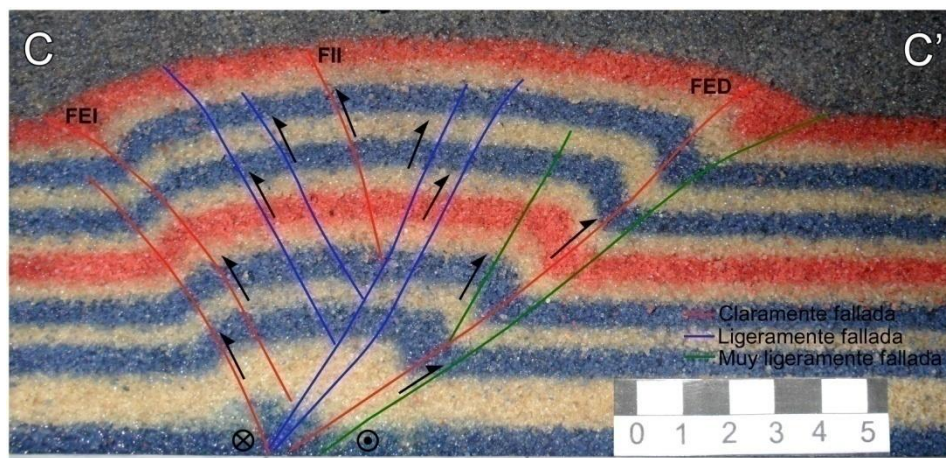


Figura 4.6.C. Corte C – C' del modelo 2.

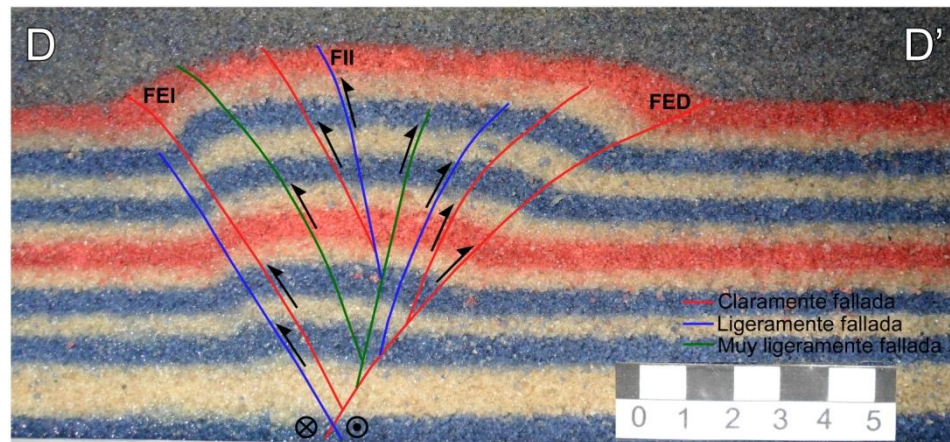


Figura 4.6.D. Corte D – D' del modelo 2.

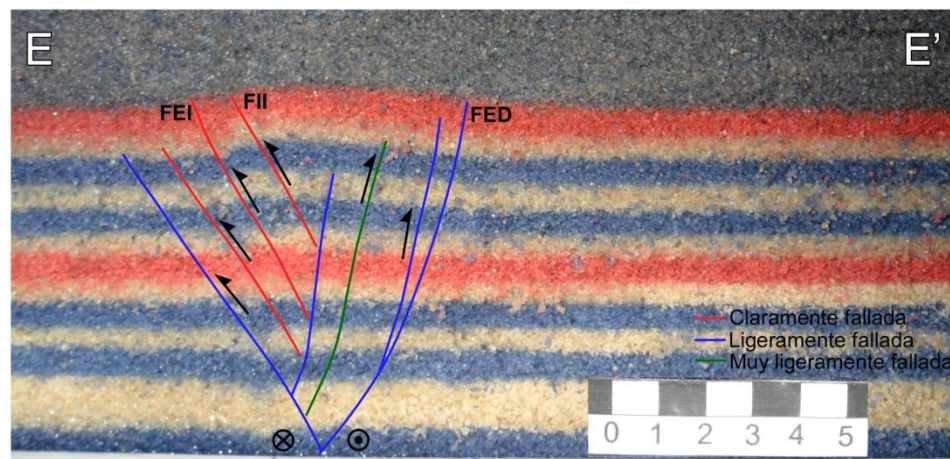


Figura 4.6.E. Corte E – E' del modelo 2.

Al igual que para el modelo 1, se generó un mapa de fallas pero a los 3 cm de profundidad (Fig. 4.7), con el objetivo de observar las estructuras desarrolladas a los 10 cm de desplazamiento a dicha profundidad, así mismo se muestra la ubicación de los cortes interpretados en el modelo 2. Se observa claramente como las fallas a los 3 cm de profundidad disminuyen el tamaño entre fallas externas así como entre ellas, todo esto con respecto a lo que se observa en planta, corroborando que son fallas inversas con una clara componente oblicua. Las fallas en conjunto describen una forma sigmoideal.

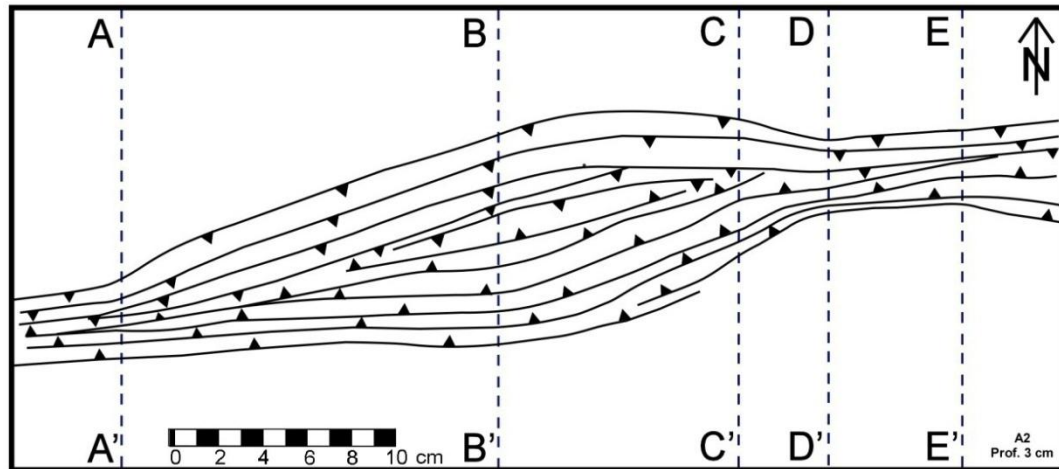


Figura 4.7. Mapa de fallas a los 3 cm de profundidad del modelo 2.

Tabla 4.1. Resumen de las estructuras generadas en planta en los modelos 1 y 2.

| Modelos | Modelo 1 | Modelo 2 |
|--|--|--|
| Evolución Progresiva | 2cm: Cizallas <i>Riedel</i> sobre las ZDPs, aparecen fracturas P que se entrelazan. Leve levantamiento formado por dos fallas inversas exteriores. 4cm: Se define la colina de presión, sobre ella dos fallas inversas interiores. Cizallas anastomosadas. 6cm: Una de las fallas interiores se propaga al lado opuesto. | 2cm: Cizallas R sintéticas sobre la superficie del modelo. 4cm: Cizallas tipo P. Se infieren segmentos de fallas inversas sin propagarse. 8cm: Patrón anastomosado entre cizallas. Dos falla inversas exteriores y dos interiores, estas últimas se propagan solo hasta el centro de la colina de presión. |
| Geometría Final de la colina de presión | Máxima elevación genera una colina de presión romboidal. Dos fallas inversas exteriores y dos interiores. Leves prominencias entre fracturas R. | Máxima elevación sobre las ZDPs, Colina sigmoidal. Dos fallas inversas-oblicuas exteriores y dos interiores. Leves abombamientos entre fracturas R. |
| Estructuras en cortes verticales | Estructuras en flor positiva sobre la colina de presión. Estructuras asimétricas en los extremos de la colina de presión y simétricas hacia el centro de la misma. Fallas inversas oblicuas tanto cóncavas hacia la base como hacia la superficie. | La colina de presión desarrolla estructuras en flor positiva. Estas estructuras son asimétricas en los extremos de la colina y simétricas hacia el centro. Hay fallas inversas oblicuas tanto cóncavas hacia la base como hacia la superficie. |

CAPÍTULO V

5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

5.1. Discusión de los materiales

Los materiales e instrumentos empleados para llevar a cabo este tipo de investigaciones (modelados analógicos) juegan un papel fundamental, pues de ellos dependerá tener o no buenas analogías, es decir determinan los resultados a obtener. En tal sentido, en esta sección se comparan los resultados obtenidos de los modelos 1 y 2 con otros modelos realizados previamente en el Laboratorio de Procesamiento de Muestras y Modelos Análogos de la Universidad Simón Bolívar, dicha comparación es realizada en cuanto a los materiales utilizados y no estructuralmente ya que los modelos 1 y 2 aquí mostrados son los primeros empleando el fenómeno de transpresión.

Al comparar los resultados obtenidos con los modelos realizados anteriormente en el Laboratorio por Sánchez (2016) (ver fig. 5.1 y 5.2) se puede observar que debido a la elección de arena de sílice con tamaños de granos más finos las estructuras muestran mayor detalle así como un mejor desarrollo. Los tamaños de granos de la arena de sílice utilizada anteriormente en el Laboratorio corresponden a tamices de 20/40 y 40/100 (fig. 5.1) mientras que los utilizados en los modelos análogos para ésta investigación son de 14/230 (1410 - 63 μm) para el modelo 1 y 16/100 (1190 - 149 μm) para el modelo 2 (Fig. 5.2).

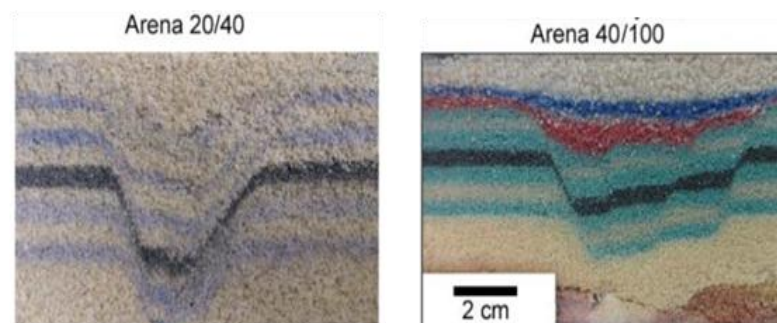


Figura 5.1. Modelos análogos realizados anteriormente en el Laboratorio (tomada de Sánchez, 2016)

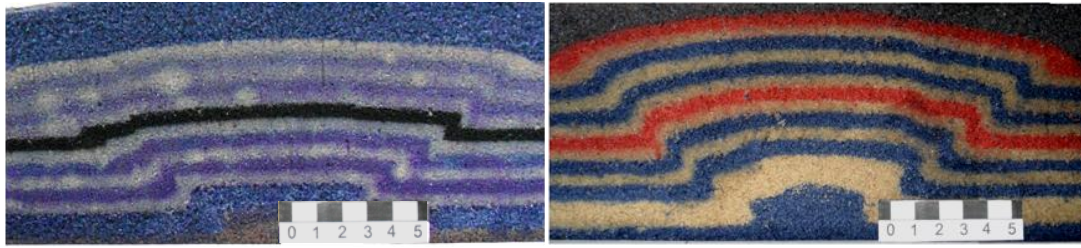


Figura 5.2. Modelo 1 y 2 del presente trabajo.

Por otra parte, es importante ser cuidadosos en la fase de preservar el modelo con la gelatina agar-agar, ya que al momento de seccionar el modelo 2 se presentaron zonas con derrumbes importantes, pero que no interfirieron en la interpretación final de las estructuras, probablemente sucedió por utilizar un agente gelificante distinto para cada modelo; esta situación también fue reportada en el trabajo de Sánchez (2016), por lo que se cree necesario realizar un estudio detallado de la gelatina agar – agar, ya que existe una variedad de proveedores y marcas, y cada una de estas posiblemente requieren diferentes concentraciones para que originen los resultados esperados, pues muchas traen impurezas y se corre el riesgo de perder un modelo lo que representa una desventaja o limitación en esta fase.

5.2. Comparación entre ambos resultados experimentales

Los experimentos llevados a cabo en el presente trabajo permiten interpretar y comprender los mecanismos de deformación compresiva que conllevan la formación de estructuras tipo colina de presión. Es por esto que en este apartado, se realiza una comparación entre los resultados de ambos modelos analizando los efectos de emplear diferentes tamaños de granos así como desplazamientos rumbos deslizantes distintos en los resultados finales.

Haciendo uso de las fotografías en planta y los cortes verticales se pudieron observar las similitudes y diferencias entre los modelos 1 y 2, las cuales han sido generadas por efectos como: la diferencia entre los tamaños de granos empleados (grano fino para el modelo 1 y grano grueso para el modelo 2) y los desplazamientos (6 cm para el modelo 1 y 10 cm para el modelo 2).

En cuanto a las fotografías en planta se destacan las siguientes características: en ambos modelos el mecanismo de deformación estuvo controlado por las cizallas *Riedel* y fracturas P las cuales se encontraban sobre las ZDPs y luego generaban regiones de cizallamiento complejo de tipo anastomosadas; sin embargo, en el modelo 1 estas estructuras se desarrollan primero y poseen mayores longitudes que en modelo 2. En la Figura 5.3 podemos observar ambos modelos a los 2 cm de desplazamiento (acortamiento), y en efecto las cizallas *Riedel* describen trayectorias más amplias en el modelo 1 mientras que las fracturas P sólo se habían formado en el modelo 1 para éste instante, así mismo se muestra un mayor desarrollo en general por parte del modelo 1.

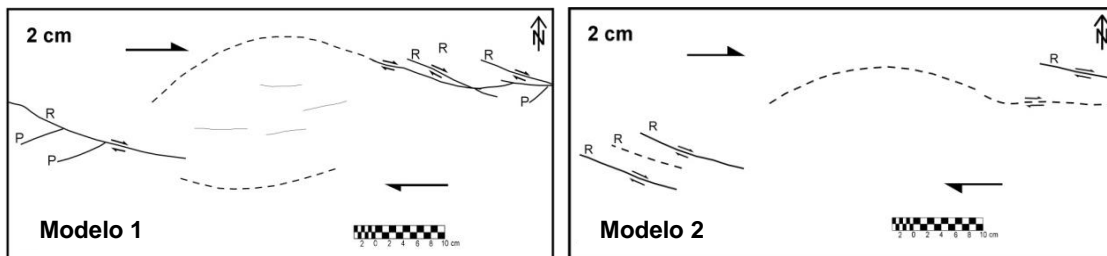


Figura 5.3. Comparación de las estructuras formadas en planta a los 2 cm de acortamiento.

En los modelos se observaron zonas con leves prominencias, las cuales estaban ubicadas adyacentes a las trazas de las fracturas R (cizallas *Riedel*), las cuales fueron identificadas en las interpretaciones con el símbolo “ \oplus ” y son señaladas en la figura 5.4 mediante círculos rojos, dichas elevaciones son producidas al coincidir direcciones opuestas del movimiento de las trazas de las cizallas *Riedel* ocasionando pequeñas áreas de compresión que tienden a elevarse un poco y simulan a pequeña escala sectores donde ocurre el fenómeno conocido como salto de restricción (*stepovers restraining*).

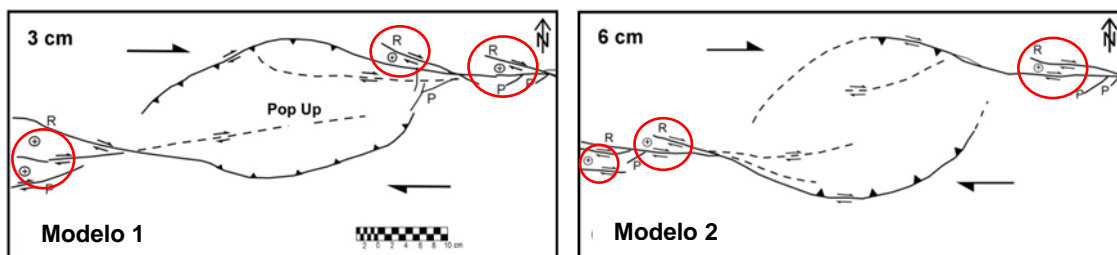
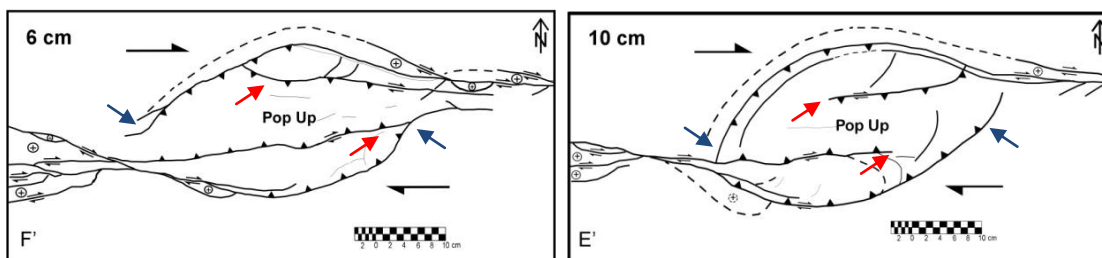


Figura 5.4. Leves prominencias adyacentes a las trazas de las Cizallas *Riedel* en ambos modelos análogos.

Así mismo, ambos modelos en planta en su etapa de desplazamiento final presentan dos conjuntos de fallas inversas con componente oblicua: un par de fallas inversas externas (señaladas mediante flechas azules en la figura 5.5) y otro par de fallas internas (flechas en rojo en la figura 5.5); la diferencia entre los modelos radica principalmente en las trayectorias de éste conjunto de fallas, pues en el modelo 1 las fallas internas adquieren mayor desarrollo ya que ellas se propagan hasta que finalmente se unen a una de las fallas del lado opuesto, a su vez las fallas externas originan una colina de presión en la zona central modelo que, debido a la geometría de dichas fallas generan que el levantamiento sea con una forma romboidal. En cambio, en el modelo 2 a pesar de poseer mayor desplazamiento (10 cm) las fallas internas no llegan a desarrollarse hasta el otro extremo, sino que se observan formadas hasta el centro de la colina, éste último se encuentra descrito por las fallas externas mediante una elevación con aspecto sigmoidal.



Modelo 1 (Levantamiento Romboidal) Modelo 2 (Levantamiento Sigmoidal)

Figura 5.5. Estructuras finales en planta para ambos modelos.

En las secciones transversales realizadas a las colinas de presión originados en ambos modelos se observan como elementos comunes una estructura en flor positiva, la cual es originada en las ZDPs que describen las fallas de la mesa de deformación. Las estructuras en flores positivas están limitadas en sus extremos por fallas inversas divergentes con componentes oblicuas que además presentan cambios a través del modelo completo en cuanto a su simetría (Fig. 5.6), pues la estructura mencionada se muestra simétrica en el centro de la colina donde las fallas del basamento están en presencia de la curva de restricción, mientras que la estructura en flor positiva cambia a ser asimétrica hacia los extremos de la colina de presión donde los segmentos de fallas son rumbo deslizantes y están en presencia de un acortamiento dextral.

Las estructuras florales presentan sin embargo una diferencia fundamental entre ellas que corresponden a: la amplitud y elevación generada en cada modelo. Para el modelo 1 la amplitud mayor desarrollada entre las fallas inversas-oblicuas externas en el tope del modelo presentó 21.5 cm y una elevación máxima de 8.7 cm, mientras que en el modelo 2 la longitud de la flor positiva alcanzó los 20 cm pero tuvo una elevación superior de 9.3 cm (Fig 5.7). Estas diferencias en la configuración de las estructuras en cada modelo se deben principalmente a la presencia de una diferencia entre los desplazamientos y los distintos tamaños de granos de la arena de sílice empleada. En tal sentido, la causa de la elevación mayor del modelo 2 radica en que fue desplazado por 10 cm versus los 6 cm que incluyó el modelo 1 y, en cuanto a la dimensión horizontal de la estructura en flor positiva se maneja la hipótesis que el emplear un tamaño de grano más fino (modelo 1) generará un arreglo interno con mayor desarrollo, sin embargo esto requiere de pruebas para verificar dicha hipótesis.

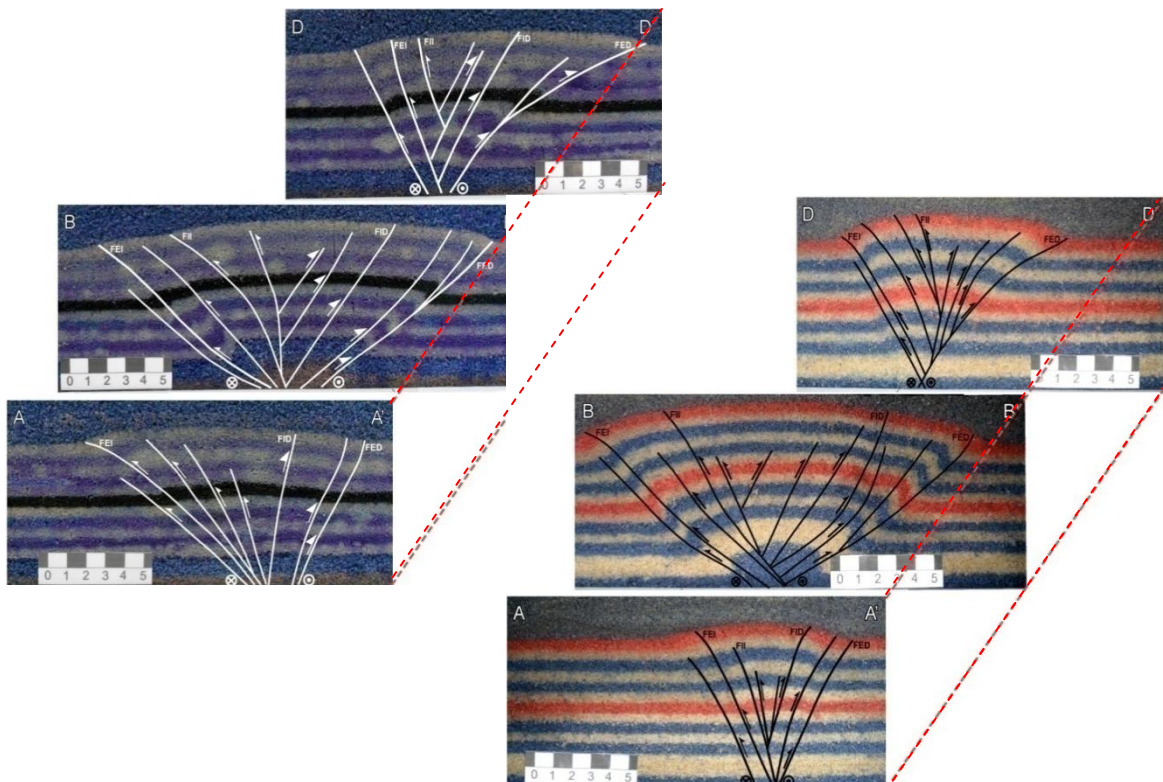


Figura 5.6. Estructuras en flor positivas limitadas por fallas inversas externas divergentes, se observa el cambio en la simetría (modelo 1 izquierda, modelo 2 derecha).

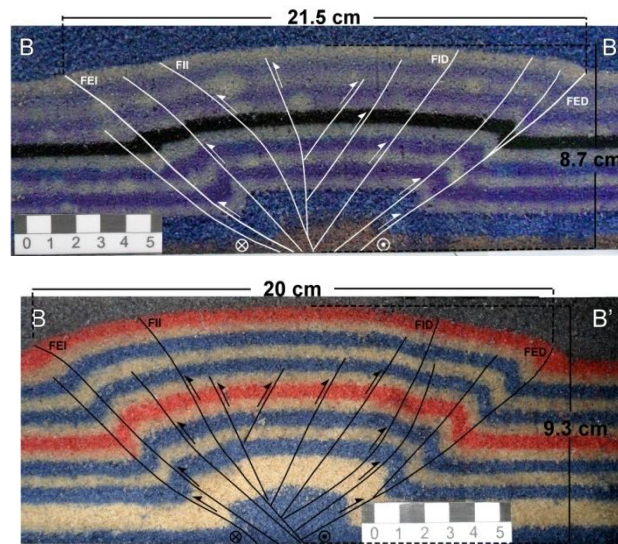


Figura 5.7. Diferencias entre las estructuras en flores positivas entre ambos modelos.
 Modelo 1 (arriba), Modelo 2 (abajo).

Aunado a todo esto, queda evidenciado una vez más la variedad y características de cizallamientos (R, P) que se producen en zonas con fallas de rumbo (Davis y Reynolds, 1996 y Twiss y Moores, 1992), como las fracturas R y P formados durante la deformación de los modelos 1 y 2. Los modelos se rigen claramente por el mecanismo de deformación de cizalla *Riedel* descrito por Atmaoui (2005) el cual debido a la unión entre las cizallas y el continuo acortamiento produce elevaciones y estructuras en flor positivas. Así mismo se comprueba que las curvas o saltos izquierdos en fallas dextrales dan origen a colinas de presión (Atmaoui, 2005 y Mann *et al.*, 1983 en Davis y Reynolds, 1996). Igualmente Atmaoui (2005) aseguró que en las crestas de presión el movimiento horizontal se acomoda inicialmente para el desarrollo de un antiforme y luego por las estructuras contraccionales tales como pliegues a pequeña escala se producen las fallas inversas, tal como sucedió en los modelos 1 y 2.

Como resultados interesantes, Soula (1984) en Atmaoui (2005) encontró una relación entre la distancia que separa las estructuras y el tamaño de grano de los materiales granulares utilizados, además de evaluar el papel del modelado analógico como un método para analizar estructuras complejas. Según Soula (1984) en Atmaoui (2005) la arena y el talco tienen una alta cohesión, mientras que Deramond *et al.* (1983) informan de lo contrario. Sin embargo, las propiedades

físicas y mecánicas de los materiales utilizados no fueron descritos por dichos autores.

Por otro lado, de acuerdo a la clasificación morfológica de las curvas de restricción propuesta por Mann (2007), los modelos de ésta investigación se asignan al tipo “curva de restricción suave” que en la naturaleza son las más familiares dentro de los tipos de curvas analizadas y son las llamadas coloquialmente curvas suaves en forma de “S extendida” para fallas dextrales.

5.3. Comparación de los resultados con el área Araya- Paria

En esta sección se procede a comparar los resultados obtenidos de los modelos 1 y 2 con lo descrito sobre las estructuras transpresivas presentes en la zona Araya – Paria.

Audemard *et al.* (2006) señalan que la falla El Pilar está segmentada presentando solapes transpresivos o transtensivos, a diferencia de lo que la falla de El Pilar muestra a escala más regional, pues presenta curvaturas o relevos compresivos que originan lomos o colinas de presión (*pop up*), de dimensiones muy variables desde pocas centenas de metros a unos pocos kilómetros, de Caigüire (Cumaná), Las Manoas (Cariaco) y Guarapiche; y curvaturas o relevos transtensivos, siendo el ejemplo más notorio la fosa de Cariaco, limitada por las fallas de San Sebastián al norte y El Pilar al sur (Audemard *et al.*, 2006).

Los segmentos en los que ha sido dividida la falla El Pilar son cuatro (y Audemard *et al.*, 2000) y en donde se han descrito zonas transpresivas son las siguientes:

(I) El primer segmento se prolonga desde la Cuenca de Cariaco hasta que se amortigua en los cerros de Caigüire en Cumaná mediante un salto de restricción formando un relevo transpresivo, dichos cerros han sido considerados estructuras tipo colinas de presión. Adicionalmente, Beltrán y Singer (1996) y Mocquet *et al.* (1996) han descrito dicho segmento afirmando que posee un salto sinistral (izquierdo) en escalón; manifiestan además que la discontinuidad genera una zona transpresiva entre las dos trazas paralelas, formando la “barrera tectónica” de los

cerros de Caigüire, por lo que ambas trazas de la falla se ubicarían adyacentes respectivamente a los pies norte y sur del Cerro de Caigüire (colina de presión).

Los Cerros de Caigüire son formados por una estructura transpresiva, localizada entre dos ramales (norte y sur) de la falla de El Pilar, donde afloran a lo largo de un relieve de dimensiones modestas de pocos kilómetros de largo y ancho (Ascanio, 1972). Estos ramales descritos por Ascanio (1972) concuerdan con lo desarrollados en los modelos 1 y 2, el ramal norte corresponde a la falla inversa externa norte mientras que el ramal sur coincide con la falla inversa externa sur (Fig.5.8), sin embargo en el mapa geológico de los Cerros de Caigüire mostrado por el referido autor se muestra que la colina de presión formada por ramales (norte y sur) poseen una trayectoria recta muy diferente a lo desarrollado en los modelos 1 y 2 donde los ramales externos se propagan de forma curvada originando colinas romboidales o sigmoidales. Además la colina de Caigüire está formada por un conjunto de fallas con orientaciones predominantemente NE – SW que no corresponde a lo generado en los modelos 1 y 2 del presente trabajo.

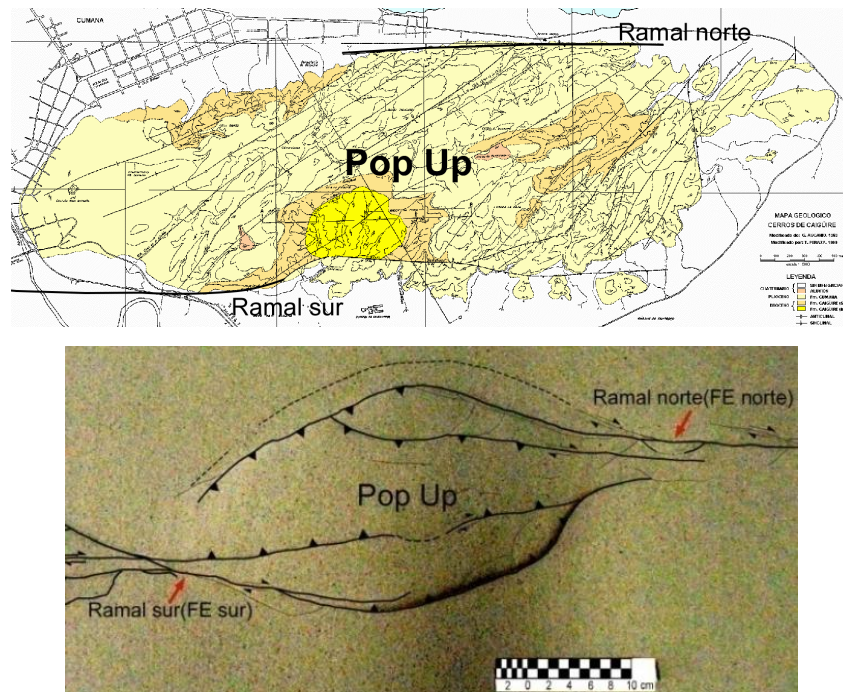


Figura 5.8. Comparación entre la colina de presión de Caigüire propuesta por Ascanio (1972) (arriba) y la desarrollada en el modelo 1 (abajo).

Realmente se han propuesto varias versiones en cuanto a la trayectoria que describe este primer segmento de falla adyacente a la colina de Caigüire:

- (a) Ascanio (1972) y OPS (1994) proponen que la traza norte se desviaría hacia el SO del cerro hasta conectar con la traza sur, es decir una “transferencia tipo “Cola de Caballo” o una curva de restricción o inflexión de la falla (fig. 5.9a y línea punteada en fig.5.10), lo cual es similar a las fallas que muestra la plataforma de deformación (fig 5.9b) empleada para deformar ambos modelos realizados en ésta investigación.

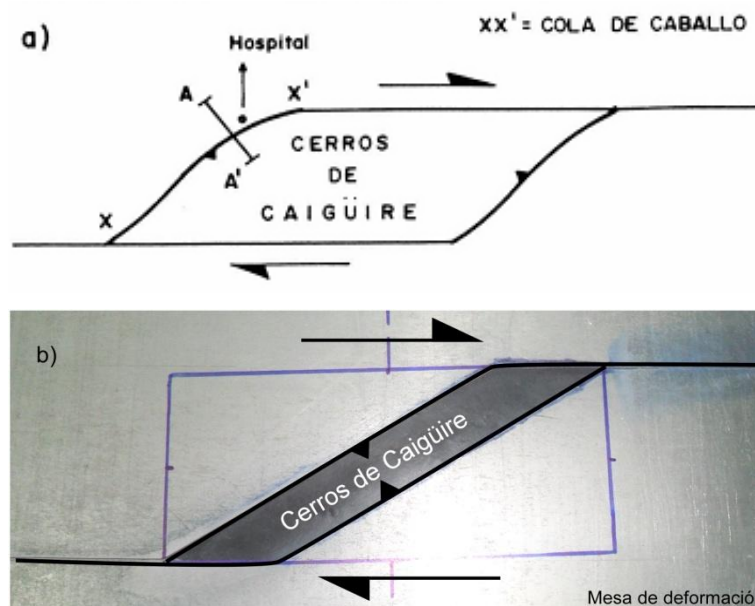


Figura 5.9. Propuesta sobre la trayectoria de las trazas de la falla el pilar adyacentes a la colina de Caigüire. (a) Propuesta de Ascanio (1972) y OPS (1994) y (b) Mesa de deformación empleada en los modelos 1 y 2.

- (b) Giraldo & Beltrán (1989) en Beauperthuy *et al.* (2011) proponen que esa falla se prolonga manteniendo su dirección este-oeste (línea segmentada en la figura 5.10) debajo de la ciudad de Cumaná, separándose de la parte NO del cerro, pero cegándose en algún punto frente al extremo oeste del mismo, donde hace el relevo senestro (izquierdo) hacia la traza adyacente con el pie sur del cerro.

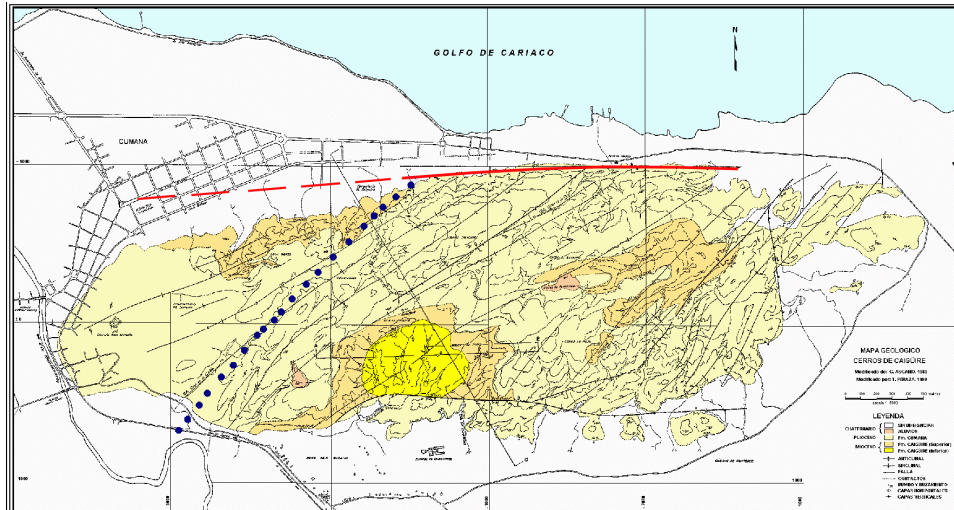


Figura 5.10. Propuestas sobre las trayectorias de las trazas adyacentes a la colina de Caigüire. Línea roja propuesta por Beltrán & Giraldo, (1989) y línea punteada azul propuesta por Ascanio, 1972 y OPS, 1994.

De acuerdo a un estudio realizado por Schmitz *et al.* (2006) mediante mediciones sísmicas se observaron cambios de velocidades entre los perfiles, lo que fue asociado por los autores a la estructura de presión de los Cerros de Caigüire, además de una estructura en flor positiva, por los cambios entre las velocidades sísmicas hacia la superficie. Ambos modelos (1 y 2) concuerdan con lo descrito por Schmitz *et al.* (2006) pues similarmente la colina de Caigüire, las colinas de presión de los modelos 1 y 2 presentan en sección transversal una estructura en flor positiva.

(II) Así mismo (FUNVISIS, 1994 en Audemard (1999b); y Audemard *et al.*, 2000) describen el segundo segmento de la traza de la falla El Pilar en el área Araya – Paria (fig.5.11), la cual presenta en sus extremos zonas transpresivas, pues afirman que se extiende desde el flanco norte de la colina de presión de Caigüire hasta la curvatura transpresiva de Casanay - Guarapiche, estando gran parte de su traza en el fondo marino del golfo de Cariaco.

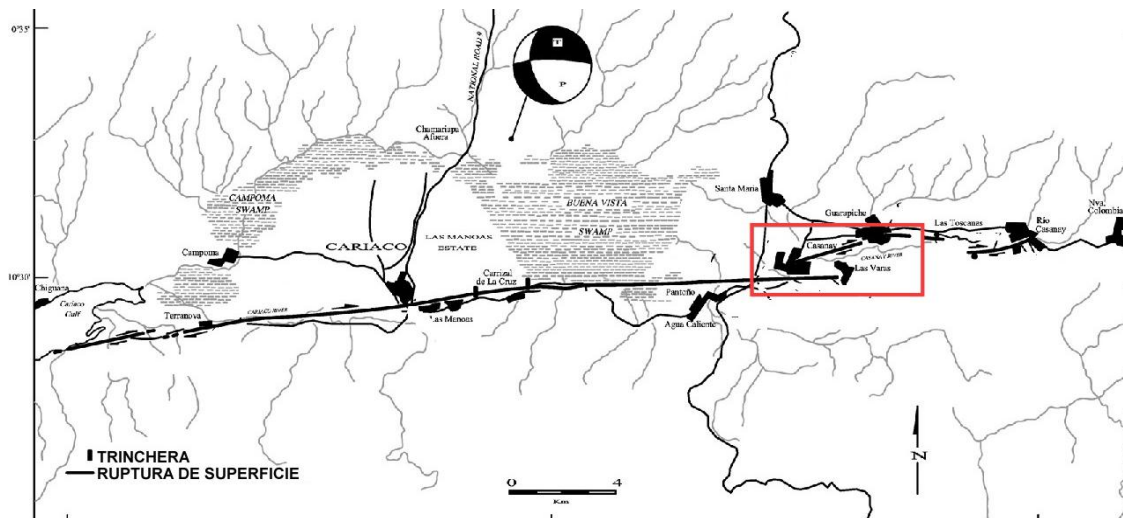


Figura 5.11. Segundo segmento de la traza de la Falla El Pilar (Casanay – Guarapiche).

(III) Por su parte, la tercera traza describe patrones consistentes con fallamiento transpresivo, tales como escarpes de falla, drenaje con desplazamiento lateral dextral y estructuras de levantamiento compresivo local (colinas de presión) que incluye además varias hebras de fallas anastomosadas que no se muestran en la escala de los mapas del área (Audemard *et al.*, 2000). Los modelos 1 y 2 coinciden con dichas descripciones, ya que muestran este tipo de fallamiento anastomosado en áreas adyacentes a las colinas de presión desarrolladas (Fig 5.12), además son elementos típicos formados en zonas transpresivas por el entrelace de cizallas *Riedel* y P (Davis y Reynolds, 1996; Twiss y Moores, 1992 y Atmaoui, 2005).

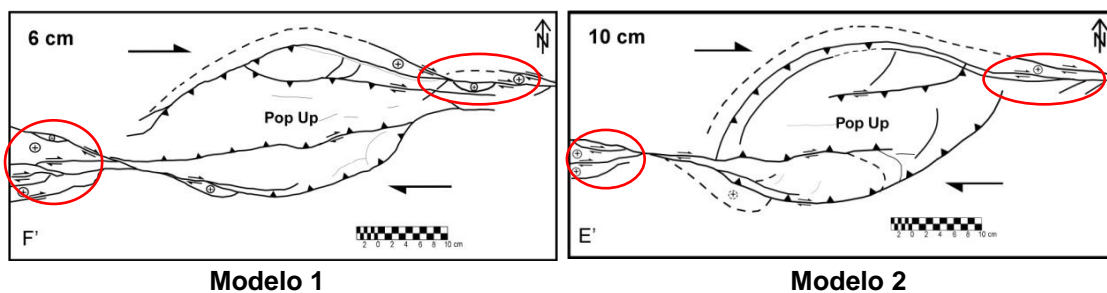


Figura 5.12. Fallamiento con patrón anastomosado en los modelos 1 y 2 (encerrados en rojo). Este tipo de fallamiento está presente en la tercera traza entre Araya - Paria según lo descrito por Audemard *et al.*, 2000.

Así mismo, Audemard (2006) corrobora el deslizamiento de tipo dextral a lo largo de esta falla por el estilo estructural de rupturas en campo compuestas por cizallas R dextrales y grietas de tensión con un arreglo en escalón, que luego son conectadas a un salto de restricción. Dichas características son similares a lo desarrollado en los modelos 1 y 2, pues se muestran cizallamientos R en escalones (*échelon*) en las primeras etapas de deformación de los modelos que posteriormente se prolongan y se conectan a las colinas de presión (ver comparación en la figura 5.13 y figura 5.14).

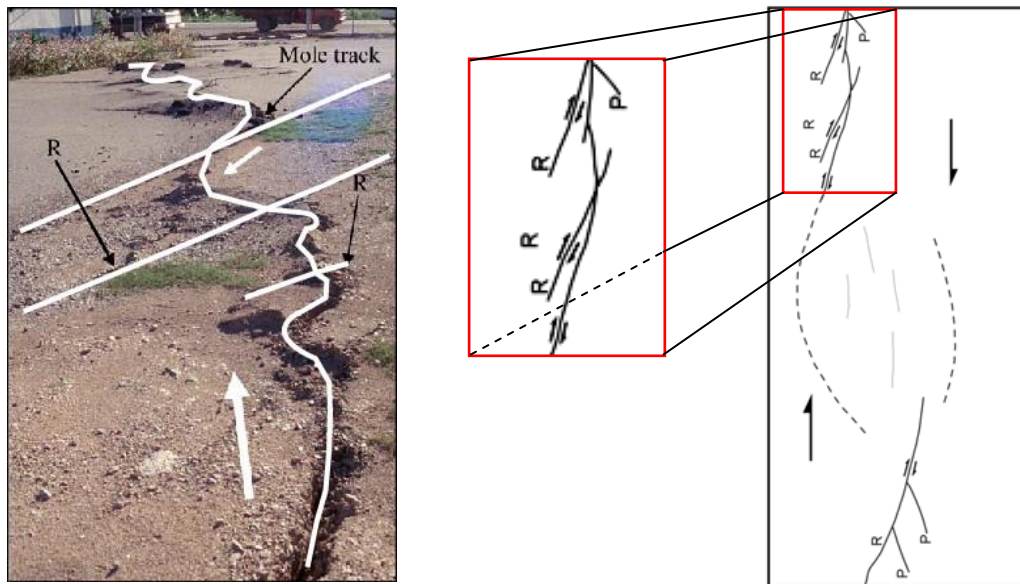


Figura 5.13. Cizallas R dextrales con un arreglo en escalón que luego son conectadas a un salto de restricción adyacentes a Araya – Paria (Izquierda) y desarrolladas en el modelo 1 (derecha).

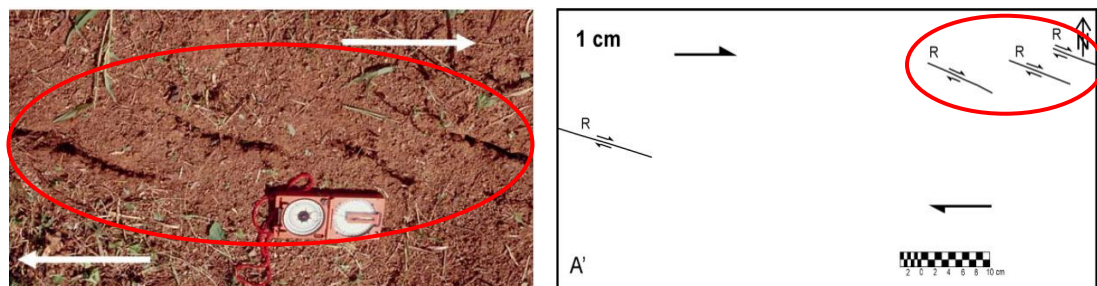


Figura 5.14. Cizallas R dextrales con un arreglo en escalón que luego son conectadas a un salto de restricción adyacentes a Araya – Paria (izquierda) y desarrolladas en el modelo 1 (derecha).

La ruptura es generalmente inferior a unos 4 metros de ancho y se expresa por una sucesión de *Riedel* sintéticos (Cizallas R dextrales) dispuestos en escalones y en ocasiones conectadas por pequeños abombamientos dispuestos ortogonalmente a nivel de los solapes de las fracturas R (Audemard, 2006). Estos detalles son similares a las prominencias leves formadas adyacentes a las trazas de las fracturas R en los modelos 1 y 2, los cuales son generados al coincidir direcciones opuestas del movimiento de las trazas ocasionando compresiones leves en dichas áreas (Fig. 5.15).

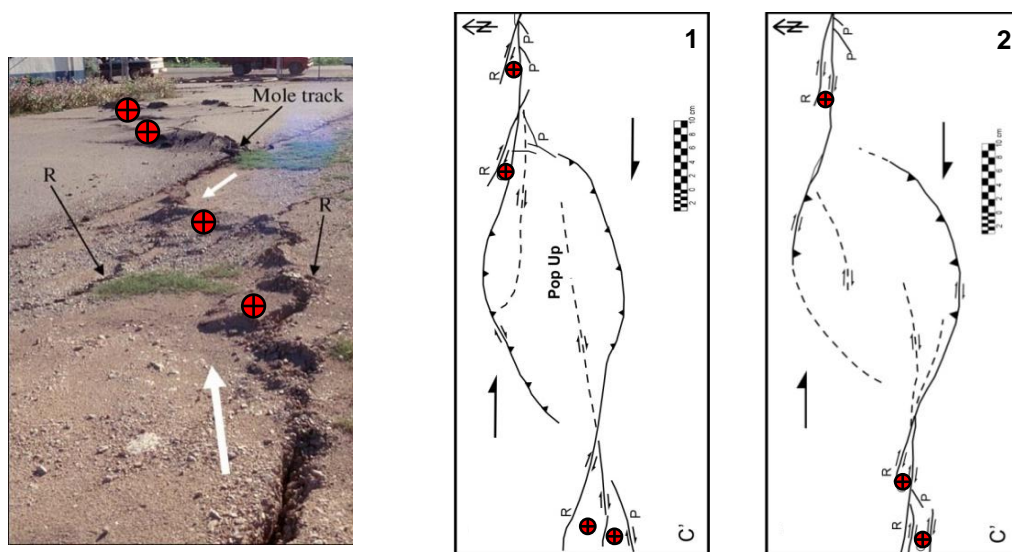


Figura 5.15. Abombamientos leves dispuestos en los solapes de las fracturas R observados por Audemard (2006) y los desarrollados en los modelos 1 y 2.

Adicionalmente Audemard (2006) describe colinas de presión en Las Manosas y en Guarapiche. El cerro Guarapiche crece en un solapamiento de restricción de esta porción oblicua (curva de restricción) a largo de la falla de El Pilar (Fig. 5.16). En Las Manosas, una ruptura de la superficie también evidencia una ligera inflexión hacia el NE con respecto a su tendencia general que forma una colina pequeña en forma de “pez alargado”, conocido como cerro Las Manosas (Audemard, 1999b). El cerro Las Manosas se considera entonces como una colina de presión originada en una curva de restricción como la formada en los modelos 1 y 2.

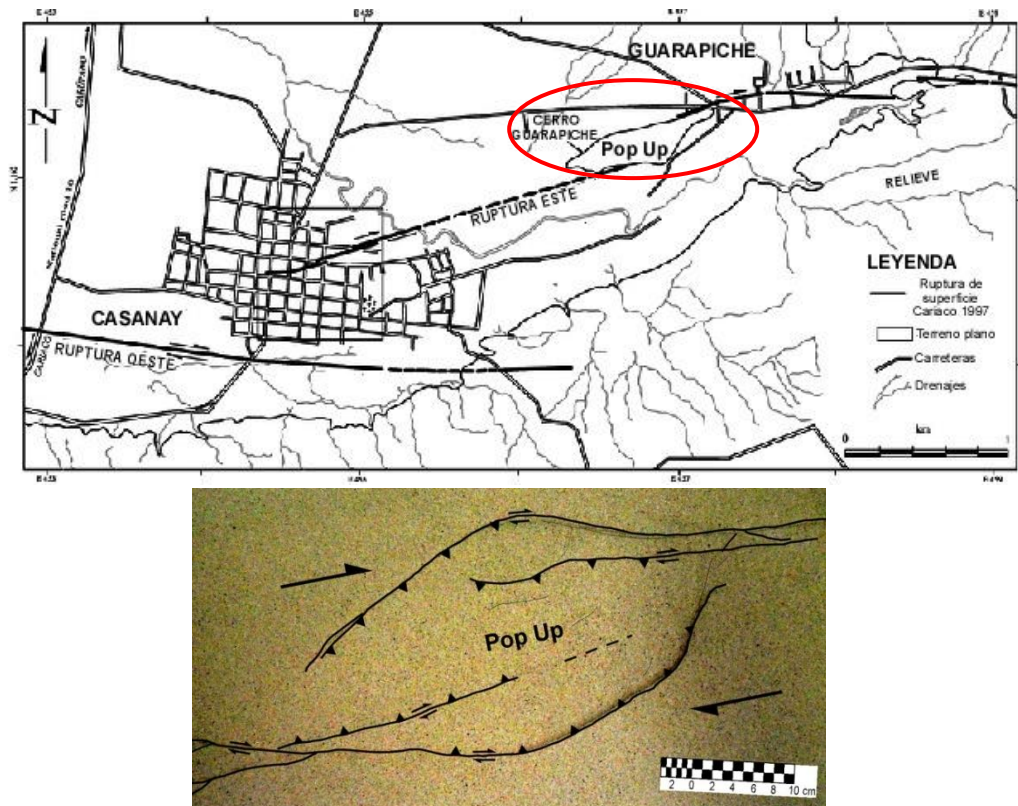


Figura 5.16. El cerro Guarapiche (arriba) se encuentra en un solapamiento (salto) de restricción de la porción oblicua (curva de restricción) a largo de la falla de El Pilar y también es similar a las colinas de presión generadas por los modelos 1 y 2 (modelo 1 abajo).

Estas colinas de presión son sitios que con el aumento de la energía acumulada pueden convertirse más tarde en el epicentro de un terremoto de gran magnitud, según lo propuesto por Crone y Haller (1991) en Audemard (2006). Hay argumentos a favor de que estas barreras geométricas fueron el epicentro de sismos ocurridos en la zona según los estudios de Baumbach *et al.* (2004). La forma de las colinas de Caigüire y la de los modelos levemente similares (fig. 5.17).

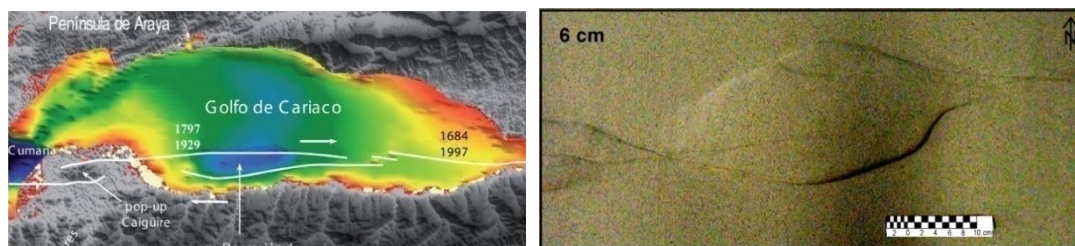


Figura 5.17. Interpretación estructural de las trazas de la falla de El Pilar y datos de los sismos ocurridos, se muestra la colina de Caigüire (izquierda). Colina de presión del modelo 1 (derecha).

5.4. Falla de Boconó

La falla de Boconó al igual que la falla de El Pilar ha sido subdividida por presentar ciertas discontinuidades, los segmentos Boc-c y Boc-d de esta subdivisión es de tipo transpresiva (Audemard, 2014) (ver Fig. 5.18). En tal sentido, Audemard *et al.* (2006) detallan que entre las localidades de Apartaderos y Santo Domingo en Mérida, la falla de Boconó presenta segmentos que muestran disposiciones en escalones además de posibles fracturas tipo P asociadas a la cizalla principal que son difíciles de observar a partir de su expresión morfológica. Aunado a esto, Audemard *et al.* (2006) reporta la presencia de colinas de presión, las cuales son generadas por los segmentos principales dispuestos en escalón que presentan saltos izquierdos específicamente en la localidad “Mesa del Caballo”. Todo lo anteriormente planteado concuerda con los resultados obtenidos a partir de los modelos 1 y 2, pues la cizalla principal (ZDPs) genera segmentos en escalones además se desarrollan estructuras tipo P y luego se forman las colinas de presión. A pesar de esto al comparar los lomos de presión presentes en el poblado “Mesa del Caballo” con los modelos 1 y 2 (fig. 5.19) se observan diferencias como: las colinas de presión interpretadas por Audemard *et al.* (2006) son más alargadas y más angostas que las desarrolladas en los modelos 1 y 2, esto se debe probablemente al escalado de dos variables: la separación entre el escalonamiento de las fallas y el ángulo de la falla diagonal que une los dos segmentos o ramales rectos, se requieren estudios para conocer el efecto de estas dos variables

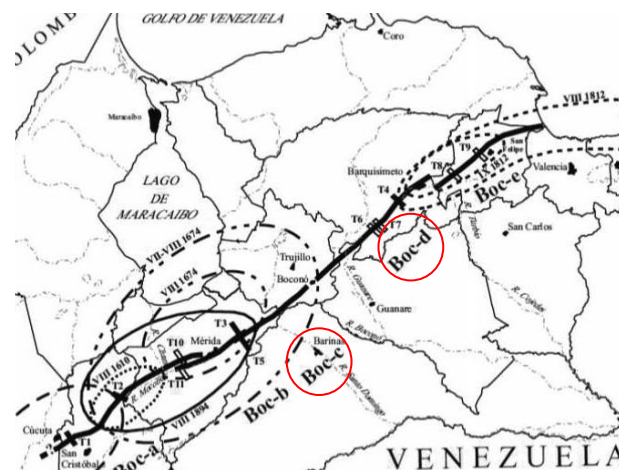
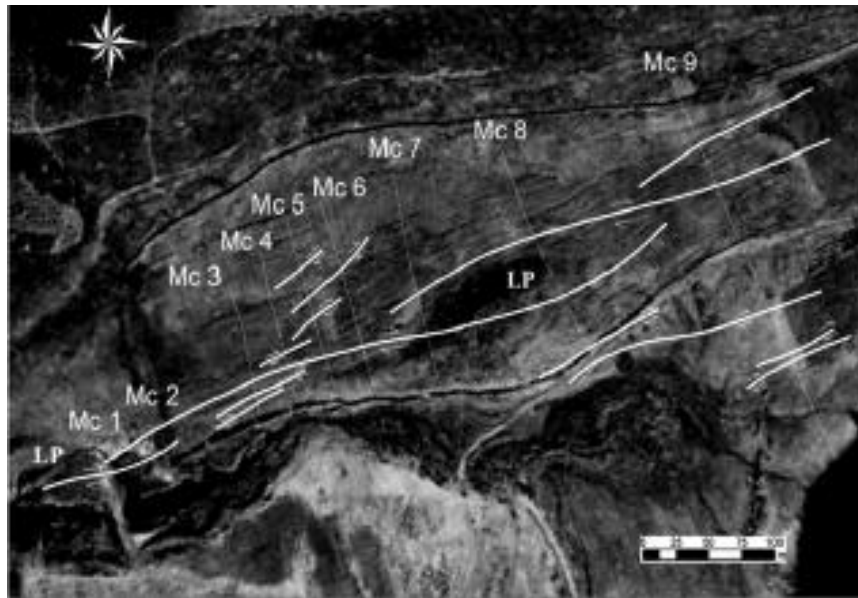
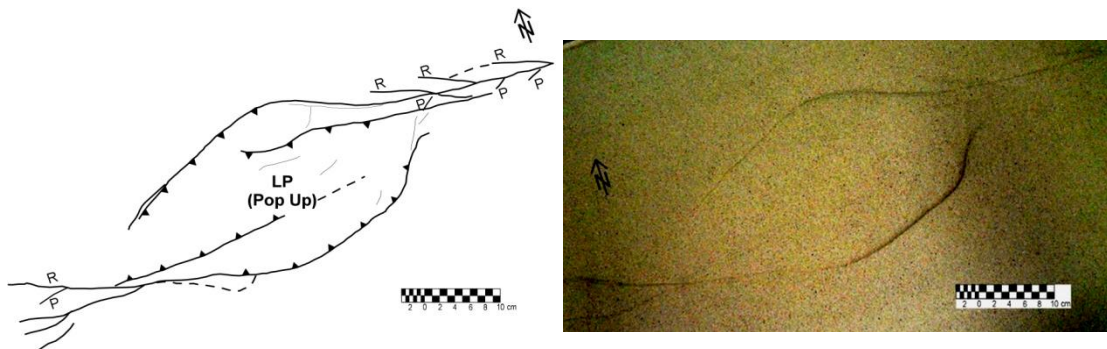


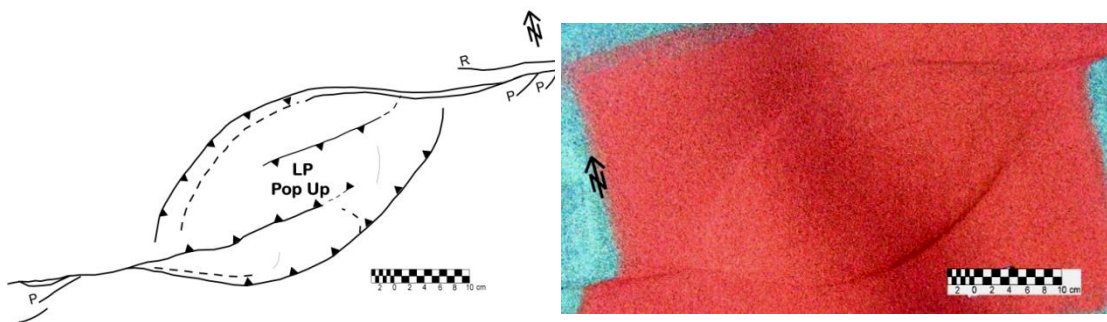
Figura 5.18. Segmentos Boc – c y Boc-d son transpresivos.



Estructuras interpretadas por Audermard *et al.* (2006).



Estructuras desarrolladas en el modelo 1.



Estructuras desarrolladas en el modelo 2.

Figura 5.19. Comparación entre las estructuras transpresivas interpretadas por Audermard *et al.* (2006) en “La Mesa del Caballo” y las desarrollados en los modelos 1 y 2.

En otro estudio realizado en la localidad “Mesa del Caballo” Audemard *et al.* (2008) describieron nuevamente cizallas *Riedel* sintéticas dextrales dispuestas en escalón que presentan varios metros de longitud. Las cizallas *Riedel* están conectadas a un solapamiento modesto de pocos metros de largo representado por una colina de presión, sus interpretaciones permiten corroborar las similitudes entre los resultados obtenidos de los modelos 1 y 2 y el lomo de presión presente en dicha área (fig. 5.20)

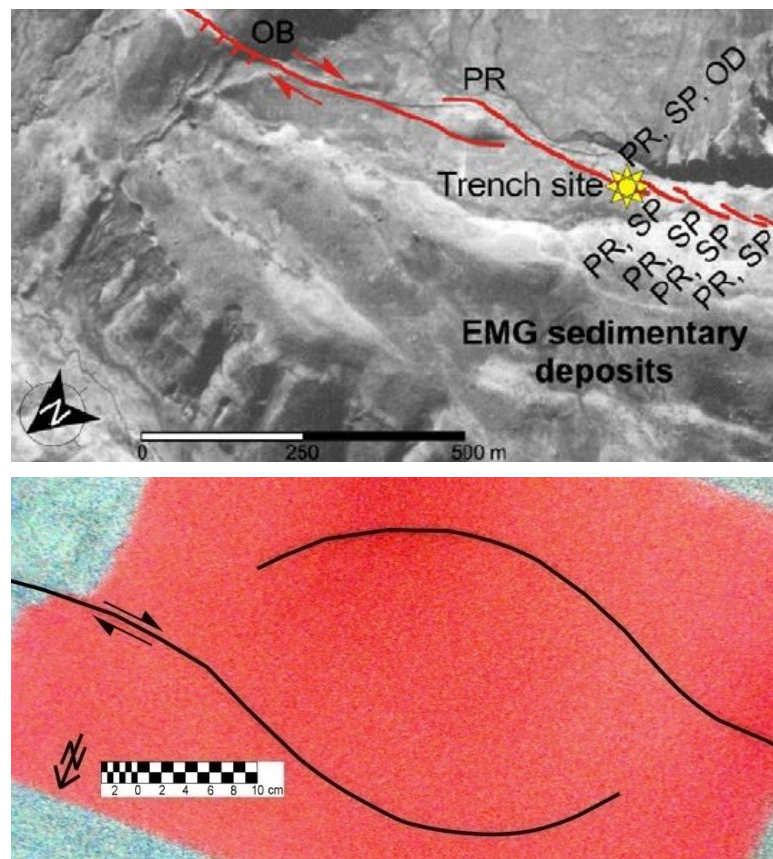


Figura 5.20. Comparación entre las estructuras transpresivas interpretadas por Audemard *et al.* (2008) en la “Mesa del Caballo” (arriba) y las desarrollados por el modelo 2 (abajo).

Al comparar los resultados interpretados por Audemard *et al.* (2006) con los resultados obtenidos de los modelos 1 y 2 se observa mucha similitud entre las trazas dispuestas en escalón y las colinas originadas; el modelo que muestra mayor semejanza geométrica es el modelo 2 pues es sigmoidal como lo interpretado en planta en la localidad “Mesa del Caballo”.

En otra población conocida como “Loma del Caballo” al SO del Lago de Mucubají Audemard *et al.* (2006) también describen estructuras transpresivas, pues evidencian un estilo de deformación conformado por una traza principal segmentada con curvaturas o relevos (saltos) dextrales que desarrollan localmente pequeñas estructuras *pull-apart* o *push-up*, dependiendo de su disposición geométrica, esto debido a la presencia de lomos de presión y lagunas de fallas generados ambos por la falla de Boconó. A pesar de ciertas limitaciones en las imágenes de cortes verticales Audemard *et al.* (2006) visualizan en el perfil CAB1 una estructura que parece corresponder a una flor positiva por la geometría de las fallas, pues los planos de falla posiblemente tienden a converger en profundidad y de esta manera los resultados concuerdan perfectamente con la presencia de una colina de presión. Todas estas apreciaciones descritas por Audemard *et al.* (2006) concuerdan con las estructuras desarrolladas en los modelos 1 y 2 tanto en planta (colinas), como en los perfiles (estructuras en flor positiva). A pesar de la poca calidad y profundidad del perfil “CAB 1” se hacen las comparaciones con los cortes verticales obtenidos de los modelos 1 y 2 en la figura 5.21.

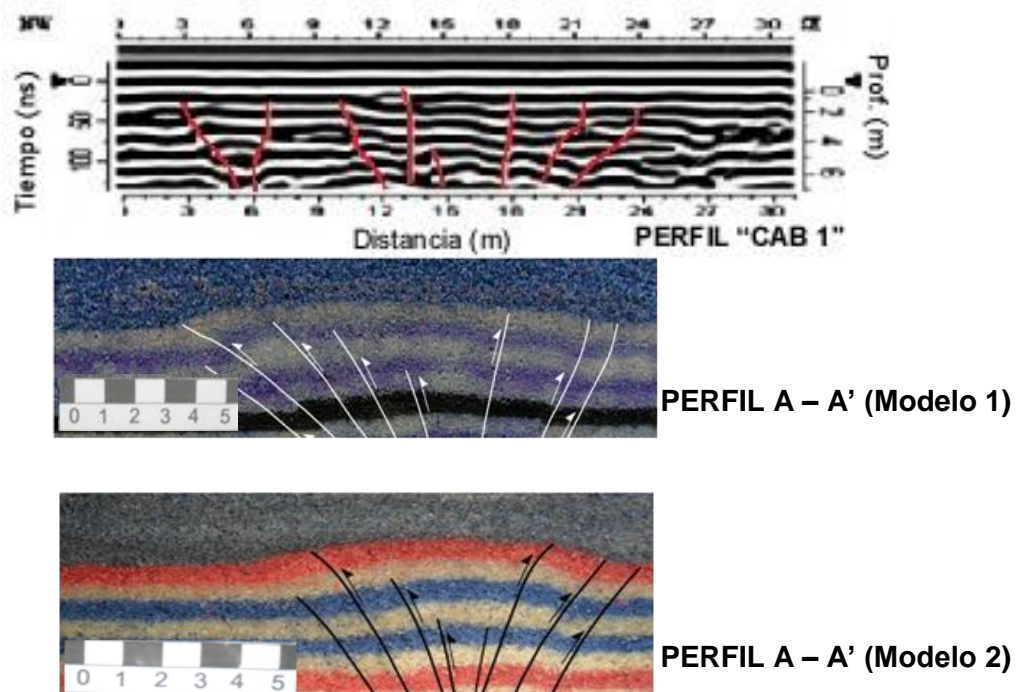


Figura 5.21. Comparación entre las estructuras en flor positiva interpretadas por Audemard *et al.* (2006) en la “Loma del Caballo” y los cortes A – A’ de los modelos 1 y 2.

Al comparar el perfil CAB 1 interpretado por Audemard *et al.* (2006) con los cortes A – A' de los modelos 1 y 2 se logran apreciar las semejanzas entre las estructuras en flor positiva. A pesar de que en el perfil CAB 1 no se observa la prolongación en profundidad de las fallas, se asume que estas convergen en la base en forma de “V”, tal como sucede en los cortes verticales obtenidos de los modelos. Es por esto, que para facilitar la comparación entre los perfiles, se cortaron las secciones de los modelos de manera que las fallas tampoco se mostraran en profundidad (Fig. 5.21); es así como se logra observar una gran similitud entre el número y disposición de las fallas entre el perfil CAB 1 y el corte vertical A – A' del modelo 1, lo que conlleva a corroborar que en el perfil CAB 1 las fallas sí se unen hacia la base formando una estructura en flor positiva muy parecida a las obtenidas al seccionar transversalmente las colinas formadas en los modelos 1 y 2.

Adicionalmente, Audemard (2016) afirmó que en un tramo de la falla de Boconó específicamente entre las poblaciones “La Virgen – Camunare” se presenta un salto senestro (salto izquierdo), pero el más prominente se encuentra ubicado entre Sabana de Parra y Urachiche donde la traza se ramifica nuevamente y delimita una estructura elevada “con forma en planta de almendra” que asemeja una gran estructura *pop-up* la cual es comparada en la figura 5.22 con los resultados de los modelos 1 y 2.

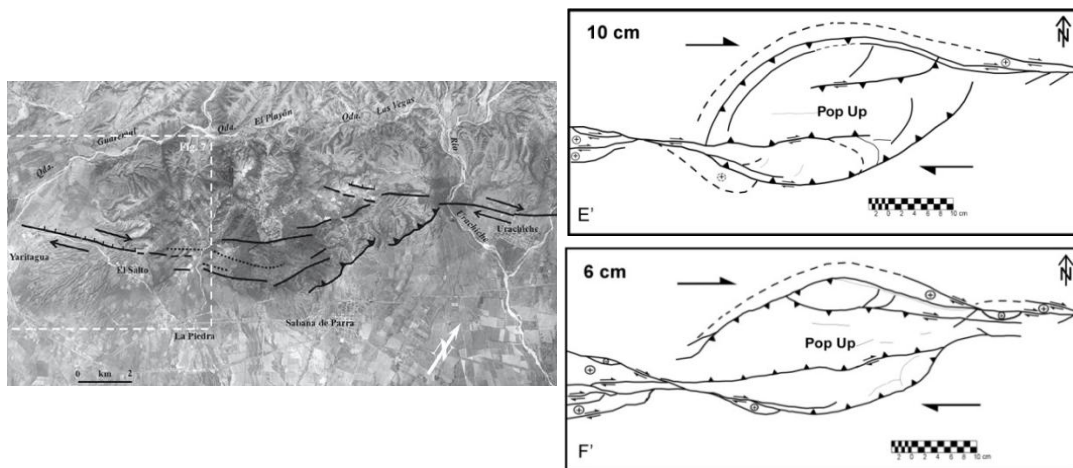


Figura 5.22. Comparación entre la colina de presión interpretada entre Sabana de Parra y Urachiche por Audemard (2016) y las formadas en los modelos 1 y 2.

Audemard (2016) interpreta y describe la colina de presión en planta afirmado que posee forma de “almendra” y que las fallas son dextrales donde las más internas son relativamente lineales en su trazado, mientras que el de la falla que corre a lo largo de su flanco oriental se muestra más curva, al comparar esto con los modelos 1 y 2 (Fig. 5.22) se observan similitudes pues los elementos presentes son dextrales y las trayectorias de las fallas internas desarrolladas en los modelos 1 y 2 son relativamente rectilíneas, mientras que en las fallas externas son curvadas, en este caso en ambos flancos (occidental y oriental, es decir ZDP este y oeste). Sin embargo, en el lomo de presión estudiado por Audemard (2016) no se muestran interpretaciones hacia el norte de la estructura por lo que en general esto no coincide con los resultados de los modelos 1 y 2; a pesar de que el autor detalla que la morfología presenta una estructura en flor positiva (como lo desarrollado en ambos modelos) en el gran solape senestro que se extiende entre las poblaciones El Salto y Urachiche. Por esto es necesario realizar un estudio de campo en la zona para detallar mejor la geometría estructural de la colina de presión.

5.5. Maracaibo, estado Zulia

Pérez (2000) en el estado Zulia (entre los campos Barúa y Motatán) realizó un estudio donde muestra mediante la interpretación de secciones sísmicas que el NE del área presenta fallas de alto ángulo y pliegues relacionados con estructuras en flor positivas delimitadas por fallamientos producido por episodios transpresionales por lo que puede compararse con los resultados de los modelos 1 y 2 (Fig. 5.23). El dominio de pliegues relacionados con las fallas de Motatán se dividen en tres zonas: al norte, un conjunto anticlinal - sinclinal - anticlinal definido por pliegues abiertos, en la zona central una estructura en flor positiva que comprende un anticlinal o colina estrecha y la zona sur una estructura en flor positiva formando un anticlinal con orientación del eje hacia el NE lo cual se compara con los resultados de los modelos desarrollados para este trabajo en la Figura 5.24.

De acuerdo a Pérez (2000), la estructura en flor positiva entre Barúa y Motatán se expresa en planta como un “*pop up*” el cual es controlado por la flexión hacia el oeste de la falla de desgarre con interferencia oblicua y su conjugada de

alto ángulo con inmersión hacia el este formando así una flor positiva. Las colinas de presión de los modelos 1 y 2 comparativamente (fig. 5.23) presentan fallas de alto buzamiento con flexiones al este y oeste que además desarrollan desplazamiento oblicuo que junto a la totalidad de las fallas originan una estructura en flor positiva bien definida.

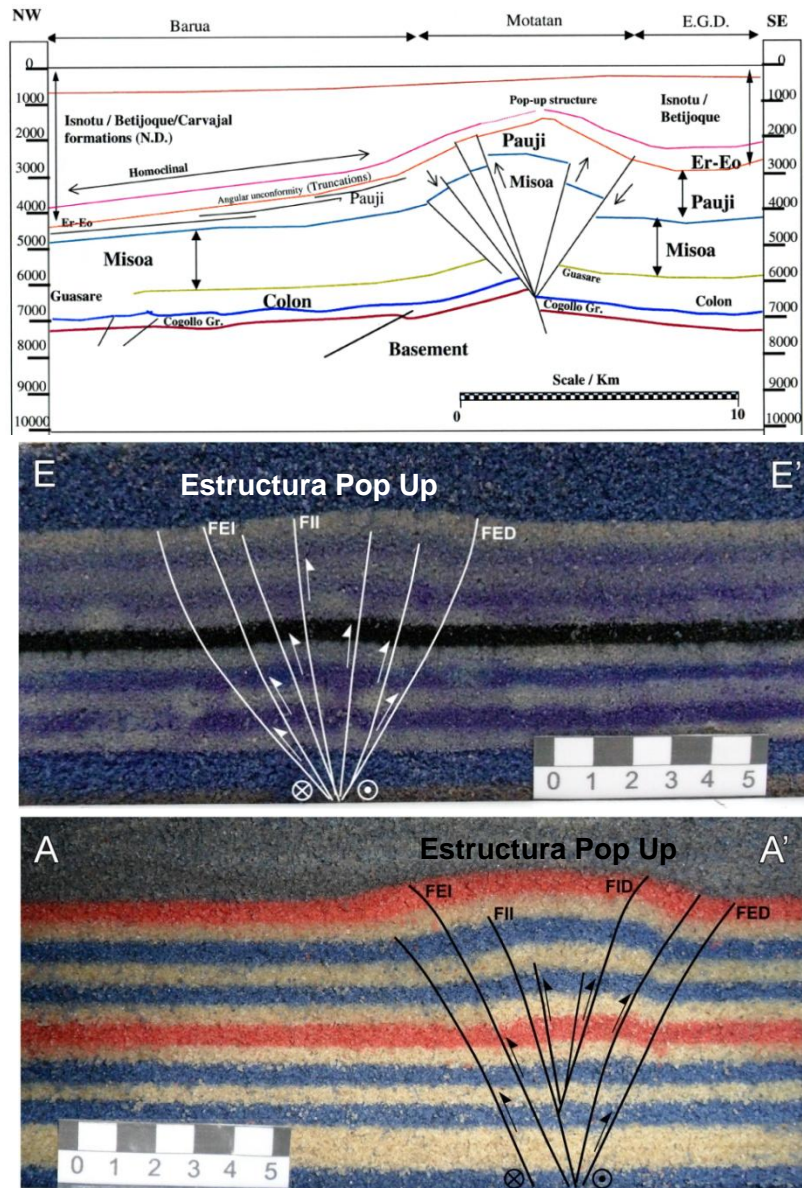


Figura 5.23. Semejanzas entre las estructuras en flor positivas entre Barúa y Motatán estudiada por Pérez (2000) (arriba) y los resultados de los modelos 1 (corte E – E') y 2 (corte A – A').

Se observa gran semejanza entre los perfiles interpretados por Pérez (2000) y los obtenidos a partir de los modelos 1 y 2, específicamente los cortes E – E' y A – A' respectivamente (fig. 5.23). En los tres casos, las fallas convergen en un mismo punto en profundidad, así mismo se muestran fallas que se propagan completamente a superficie y otras que no alcanzaron prolongarse hasta el tope de la estructura en forma de colina. Las principales diferencias visualizadas inciden en la trayectoria o geometría mostradas por las fallas, pues en el modelo de Pérez (2000) éstas son totalmente rectas de base a tope, mientras que en el modelo 1 se presentan fallas ligeramente cóncavas hacia la superficie y en el modelo 2 sucede lo contrario, es decir se muestran relativamente cóncavas pero hacia la base.

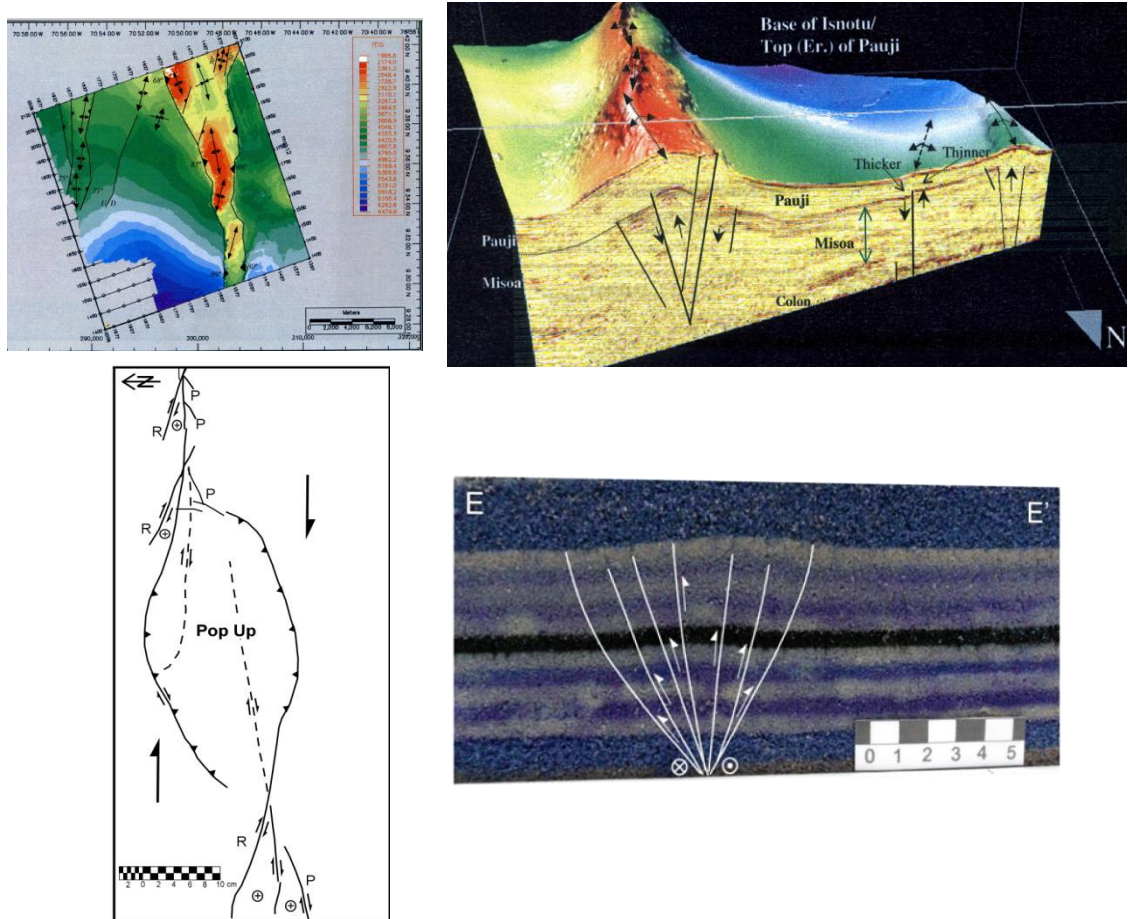
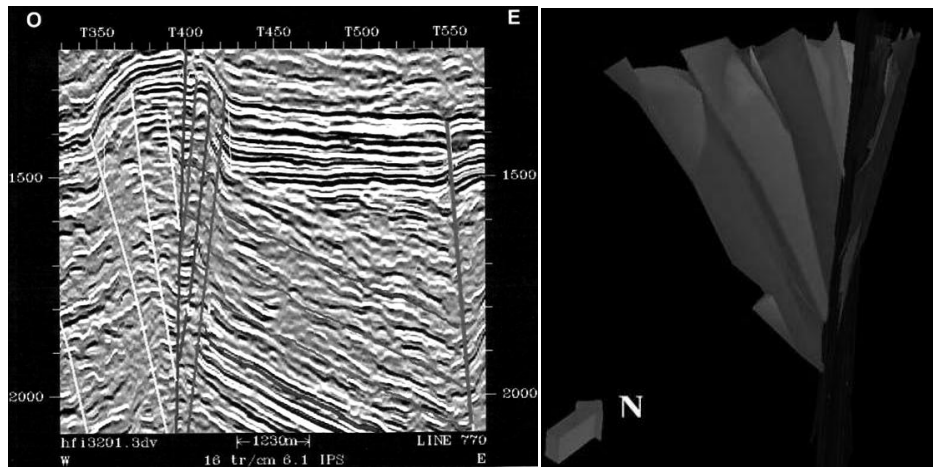


Figura 5.24. Interpretaciones realizadas por Pérez (2000) sobre el mapa estructural de la Fm. Misoa (arriba izquierda), vista en 3D de las estructuras que afectan a la Fm. Isnotú (arriba derecha) y resultados del modelo 1 (abajo).

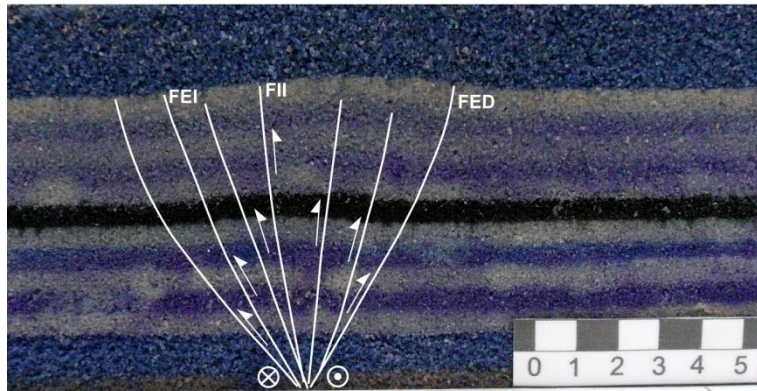
Las tres zonas descritas por Pérez (2000) según el dominio de pliegues controlados por las Fallas de Motatán formando una secuencia anticlinal – sinclinal– anticlinal no coincide con lo desarrollado en los modelos 1 y 2 (Fig. 5.24), pues en ambos modelos solo se desarrolla un antiforme, que sí es semejante a las estructuras interpretadas en 3D por el referido autor que controlan la Formación Isnotú, allí adicionalmente se observa una estructura en flor positiva con trazas rectas que se unen en forma de “V” lo que es similar al corte E – E’ del modelo 1 (Fig. 5.24). Una posible razón para esta diferencia es que en los modelos 1 y 2 el contexto geológico que rodea al levantamiento es muy simple, mientras que la estructura de Barúa - Motatán es más compleja, especialmente hacia el norte.

Aunado a esto, en otra zona del estado Zulia se han manifestado fenómenos transpresionales según los estudios realizados por González *et al.* (2014) a la falla transcurrente Lama – Icotea, en la región de Ático en la Cuenca de Maracaibo, pues muestran que como resultado del proceso de inversión estructural, el Ático surgió como un bloque de falla tipo colina de presión que se encuentra limitado internamente por fallas Intra - Ático cuyo origen se asoció al movimiento transcurrente sinistral de la falla Lama – Icotea. La presencia de la colina queda demostrada también por la formación de una estructura en flor positiva generada por la transcurrencia de Lama-Icotea como la observada en una línea sísmica oeste-este en el Ático norte mostrando las fallas principales Lama-Icotea, Ático, las secundarias intra - Ático 1 e intra - Ático 2 y el conjunto de fallas de Flanco oeste. Dicha estructura en flor positiva se compara en la figura 5.25 con el modelo 1 y 2.

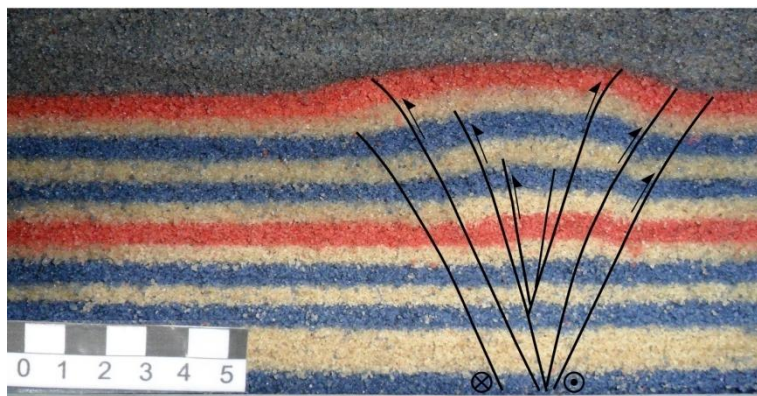
Al observar las comparaciones entre los perfiles mostrados en la figura 5.25 se puede detallar que el corte E – E’ del modelo 1 posee mayor semejanza a la estructura en flor positiva interpretada por González *et al.* (2014), pues las fallas de la estructura en ambos casos son relativamente rectilíneas y convergen claramente en forma de “V” en profundidad de manera simétrica, mientras que la estructura del corte A – A’ en el modelo 2 aún cuando posee fallas que se unen a profundidad y ser simétrica, sus geometrías son levemente cóncavas hacia la base, lo que no coincide con la interpretación realizada en el Ático.



Sección sísmica oeste-este y modelo 3D donde se observa la estructura en flor positiva en la que se encuentra el bloque del Ático



Corte E – E' (1)



Corte A – A' (2)

Figura 5.25. Comparación entre las estructuras en flor positiva presentes en el Ático interpretadas por González *et al.* (2014) y las obtenidas a partir de los modelos 1 y 2.

A pesar de evidenciarse una flor positiva simétrica, según González *et al.* (2014) el resto de planos de falla interpretados convergen contra la falla del Ático principal definiendo en conjunto una estructura en flor positiva asimétrica, tal como se puede observar en la figura visual en 3D de la figura 5.25 y en la figura 5.26.

Así mismo, González *et al.* (2014) señalan que el flanco oriental de la zona en estudio está formado por un antiforame con aspecto de estructura en flor positiva que generó la colina de presión, además realizaron un modelo de la inversión tectónica ocurrida entre el Eoceno tardío y el Plioceno donde se evidencia una relación oblicua de esfuerzos bajo un sistema transpresional debido a la transcurrancia sinistral actual. Estos análisis realizados por los referidos autores se contrastan con los resultados obtenidos de los modelos 1 y 2 (fig. 5.26 y 5.27).

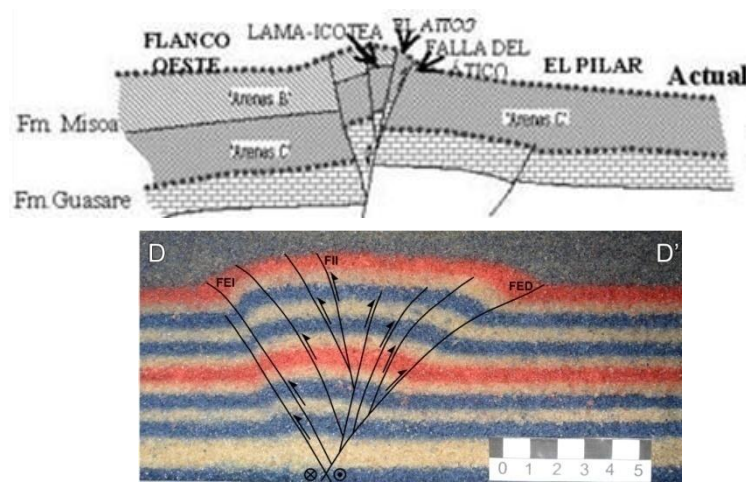


Figura 5.26. Comparación entre la estructura en flor positiva mostrada en la representación actual del Ático realizado por González *et al.* (2014) y el corte D - D' del modelo 2.

Mediante el modelo de inversión tectónica realizado por González *et al.* (2014) se logra comparar la estructura en flor positiva allí presente con la del modelo 2 (corte D – D') a pesar de su carácter sinistral (fig. 5.26); se observan que dichas estructuras en flor positivas son asimétricas y muy similares, en donde la falla del Ático equivaldría a la falla exterior derecha (FED) del modelo 2, a su vez éstas fallas presentan en ambas interpretaciones una prolongación homogénea de base a tope y con una geometría levemente cóncava hacia la base, mientras que el resto de las fallas se conectan a ella, al mismo tiempo que sus fallas externas generan una forma de “V” un tanto asimétrica.

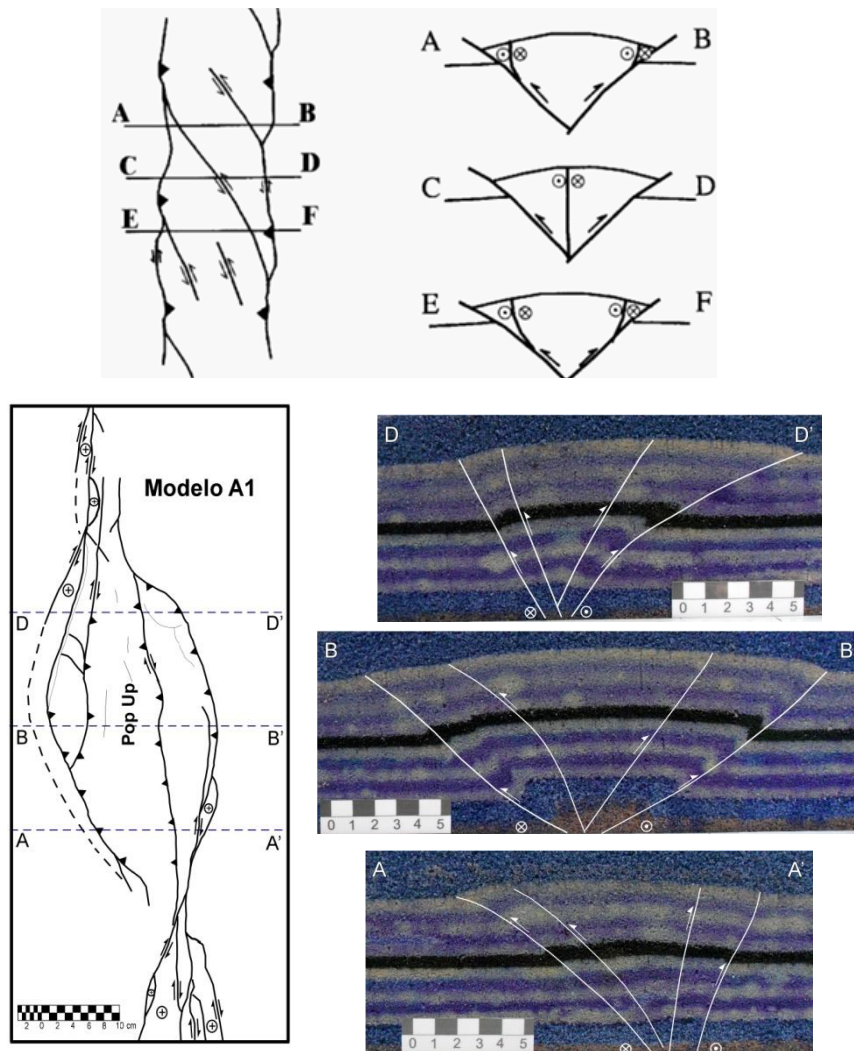


Figura 5.27. Comparación entre la secuencia descrita por González et al. (2014) del antiforme con aspecto de estructura en flor positiva que generó la colina de presión en el Ático (arriba) y los resultados del modelo 1 (abajo).

Las secuencias de la figura 5.27 responsables de la formación de la colina de presión del Ático y del modelo 1 muestran estructuras en flor positivas que son asimétricas en los extremos y simétricas en el centro de la colina. Estas secciones pueden ser comparadas debido a que se seleccionaron cortes del modelo 1 que poseen ubicaciones similares a las representadas sobre la colina de presión interpretada por González *et al.* (2014). Lo que no coincide al comparar ambas secuencias es la arquitectura en planta de las elevaciones, pues lo interpretado por González *et al.* (2014) refleja fallas inversas externas que originan un levantamiento de forma rectangular y el del modelo 1 es romboidal y el 2 es sigmoidal.

5.6. Comparación de los resultados con zonas transpresivas y modelos análogos realizados a nivel mundial

La comparación con ejemplos naturales y modelos análogos transpresivos a nivel mundial pretenden ampliar mediante las analogías planteadas en los modelos 1 y 2 nuestra capacidad de interpretación de regiones con presencia de entornos transpresivos, es decir de estructuras desarrolladas en los estratos sedimentarios por encima de curvas de restricción o saltos (escalonamientos) en sistemas de fallas de desgarre o de rumbo.

En primer lugar, se comparan los resultados obtenidos en los modelo 1 y 2 con los modelos analógicos de saltos de restricción ejecutados por McClay y Bonora (2001), estos autores realizaron tres series de experimentos que incluían saltos de 30°, 90° y 150° de restricción como se observa en la figura 5.28.

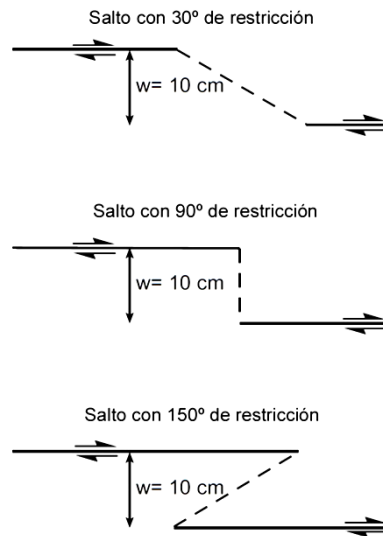


Figura 5.28. Series de saltos con 30°, 90° y 150° de restricción en los experimentos realizados por McClay y Bonora (2001).

Por cada serie McClay y Bonora (2001) realizaron por lo menos dos modelos: uno sin sedimentación y el otro con sedimentación sincinemática. Las colinas de presión o *pop ups* finales fueron analizados en detalle y los resultados se muestran mediante imágenes en 3D. La mesa de deformación empleada posee características similares (120 x 60cm) a las utilizadas en esta investigación, así mismo el material granular fue arena de cuarzo (sílice) seca con un tamaño de

grano de 190 μm , la cual está en el rango de la arena utilizada en los modelos 1 y 2. Es importante destacar que dicha mesa de deformación definía fallas de rumbo sinestrales.

Para este artículo, se eligieron los modelos que tienen un paquete de arena con un espesor de 5 cm ya que producían levantamientos con más de un conjunto de fallas inversas oblicuas, así como bien estructuras internas bien definidas, mientras que los modelos que tienen paquetes de arena con 10 cm de espesor producen comparativamente colinas simples delimitadas por sólo dos fallas inversas de deslizamiento oblicuo y con poca estructura interna (McClay y Bonora, 2001). Algo similar resultó de los modelos 1 y 2, pues el modelo 1 realizado con arena de sílice de tamaño de grano fino produjo estructuras tanto en planta como en los cortes verticales mejor definidas que las del modelo 2 ejecutado con arena de tamaño de grano grueso y con un desplazamiento mayor que en el modelo 1.

Mediante la tabla 5.1 y las Figura 5.29 y 5.30 se comparan los resultados obtenidos por McClay y Bonora (2001) en los experimentos con un salto de 30° de restricción con los de los modelos 1 y 2 también con una restricción de 30° , las imágenes del artículo de McClay y Bonora fueron rotadas horizontalmente de manera tal que las estructuras se mostraran dextrales y así facilitar la comparación visual con las estructuras de los modelos 1 y 2.

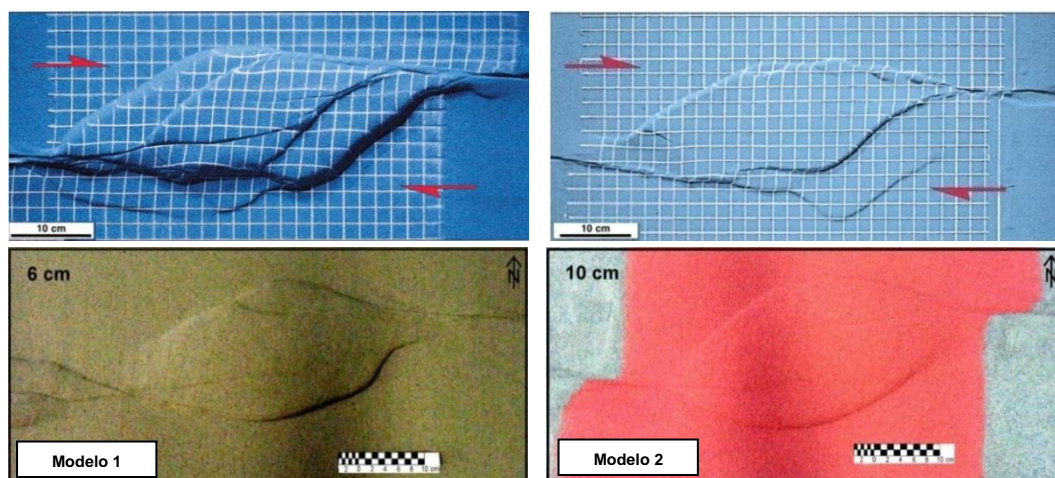


Figura 5.29. Comparación de los modelos obtenidos por McClay y Bonora (2001) en el modelo sin sedimentación (arriba a la izquierda) y con sedimentación sincinemática (arriba a la derecha) y los modelos 1 y 2 (abajo).

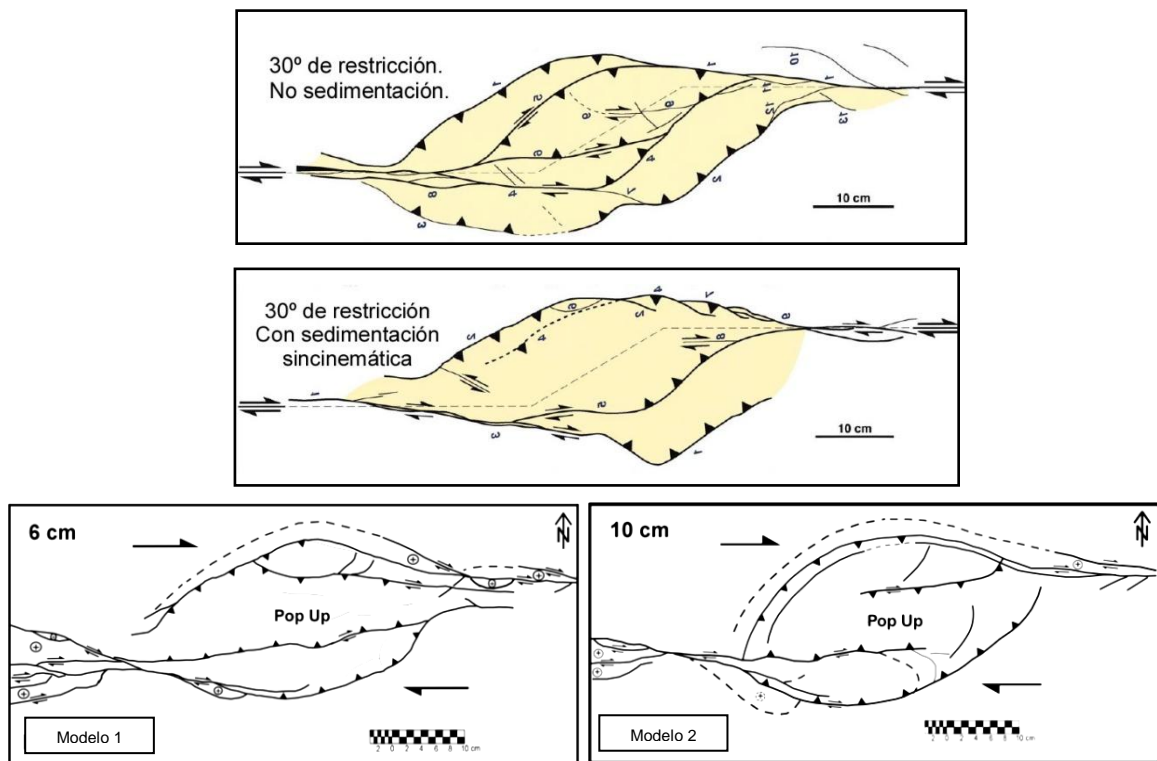


Figura 5.30. Comparación entre las interpretaciones realizadas por McClay y Bonora (2001) (arriba) y los modelos 1 y 2 (abajo).

El contrastar las fotografías de los resultados obtenidos por McClay y Bonora (2001) con las de los modelos 1 y 2 permite observar las similitudes entre ellos. Los modelos realizados por los referidos autores poseen dos fallas inversas oblicuas exteriores y dos fallas inversas oblicuas interiores, éstas últimas se encuentran sobre la colina de presión desarrollada, tales características son iguales a las generadas en los modelos 1 y 2 de este trabajo. El levantamiento final en los modelos con 30° de restricción de McClay y Bonora (2001) (con y sin sedimentación sincinemática) describieron una geometría romboidal, lo que solo coincide con el modelo 1, por lo que dicho modelo es el que posee mayor semejanza en general en la arquitectura estructural con los ejecutados por McClay y Bonora (2001) en especial con el realizado sin aplicar sedimentación sincinemática, mientras que la diferencia principal entre estos es la trayectoria de las fallas inversas oblicuas internas, pues en el modelo 1 dichas fallas son relativamente recta hasta que se curvean ligeramente para unirse con una falla del lado opuesto y en las desarrollados en modelo de McClay y Bonora (2001) éstas fallas internas poseen geometrías sigmoidales.

Tabla 5.1. Comparación entre los resultados obtenidos por McClay y Bonora (2001) y los modelos 1 y 2.

| Modelos | 30° de restricción No Sedimentación | 30° de restricción Sedimentación | Modelo 1 | Modelo 2 |
|---|--|---|---|---|
| Evolución Progresiva | 2cm: Levantamiento sobre el salto. ZDPs definidos por cizallas <i>Riedel</i> . Matriz anastomosada de las fallas. Dos fallas inversas exteriores. 4cm: Dos fallas inversas interiores. 8cm: Falla rumbo deslizante se propaga al lado opuesto de la ZDP. | 2cm: Las ZDPs están definidas por cizallas <i>Riedel</i> . Amplio levantamiento sobre el salto. Dos fallas inversas sigmoidal interior. 4cm: Dos fallas exteriores. | 2cm: Cizallas <i>Riedel</i> sobre las ZDPs, aparecen fracturas P que se entrelazan. Leve levantamiento formado por dos fallas inversas exteriores. 4cm: Se define la colina, sobre él dos fallas inversas interiores. Cizallas anastomosadas. 6cm: Una de las fallas interiores se propaga al lado opuesto. | 2cm: Cizallas R sintéticas sobre la superficie del modelo. 4cm: Cizallas tipo P. Se infieren segmentos de fallas inversas sin propagarse. 8cm: Patrón anastomosado entre cizallas. Dos falla inversas exteriores y dos interiores, estas últimas se propagan solo hasta el centro de la colina. |
| Geometría de la colina de presión Final | Elevación Romboidal. Elevación máxima en las ZDPs. Dos fallas inversas exteriores y dos interiores. Falla de salto se propaga al lado opuesto. | Amplio levantamiento romboidal. Elevación máxima sobre el centro de la aproximación lateral. Fallas inversas Oblicuas internas. | Máxima elevación genera una colina romboidal. Dos fallas inversas exteriores y dos interiores. Leves prominencias entre fracturas R. | Maxima elevación sobre las ZDPs, Levantamiento sigmoidal. Dos fallas inversas-oblicuas exteriores y dos interiores. Leves abombamientos entre fracturas R. |
| Cortes verticales | Estructuras en flor positivas sobre las ZDPs. Colina asimétrico a cada lado de la aproximación lateral. Elevación simétrica situada en el centro. Fallas inversas oblicuas tanto cóncavas y convexas hacia arriba en la colina de presión. | Estructuras en flor positivas en las ZDPs. Colina simétrica hacia el centro de la aproximación lateral; cambia la asimetría a través en el centro. Fallas inversas oblicuas planares a cóncavas hacia arriba en la colina de presión. | Estructuras en flor positiva sobre la colina seccionada transversal-mente. Estructuras asimétricas en los extremos de la elevación y simétricas hacia el centro de la misma. Fallas inversas oblicuas tanto cóncavas hacia la base como hacia la superficie. | La colina de presión desarrolla estructuras en flor positiva. Estas estructuras son asimétricas en los extremos de la colina y simétricas hacia el centro. Hay fallas inversas oblicuas tanto cóncavas hacia la base como hacia la superficie. |

Mediante la tabla comparativa 5.1 se puede observar que no solo las estructuras finales entre ambos estudios guardan similitudes, sino que también la evolución progresiva de las estructuras generadas es parecida. En los primeros 2 cm de deformación en los modelos 1 y 2 así como en los realizados por McClay y Bonora (2001) ya se habían formado cizallas *Riedel* sobre la superficie, que con el aumento de desplazamiento crean una matriz de fracturas anastomosadas bien definidas, simultáneamente hacia el centro de los modelos se forma un levantamiento amplio definido por dos fallas inversas oblicuas exteriores. Así mismo, entre los 4 cm y 6 cm de desplazamiento, fallas inversas oblicuas interiores ya se habían desarrollado sobre las colinas de presión. En cuanto a las secciones transversales, en ambas investigaciones la estructura principal consistió en una flor positiva que hacia el centro de la colina respectiva eran simétricas y a los extremos de ésta se tornaban claramente asimétricas; en las figuras 5.31 y 5.32 se tomaron cortes de los modelos 1 y 2 respectivamente, que poseen ubicaciones similares a los interpretados por McClay y Bonora (2001), además solo se muestran las fallas totalmente propagadas hasta la superficie, lo que permite corroborar mejor aún la gran similitud entre ambos modelos.

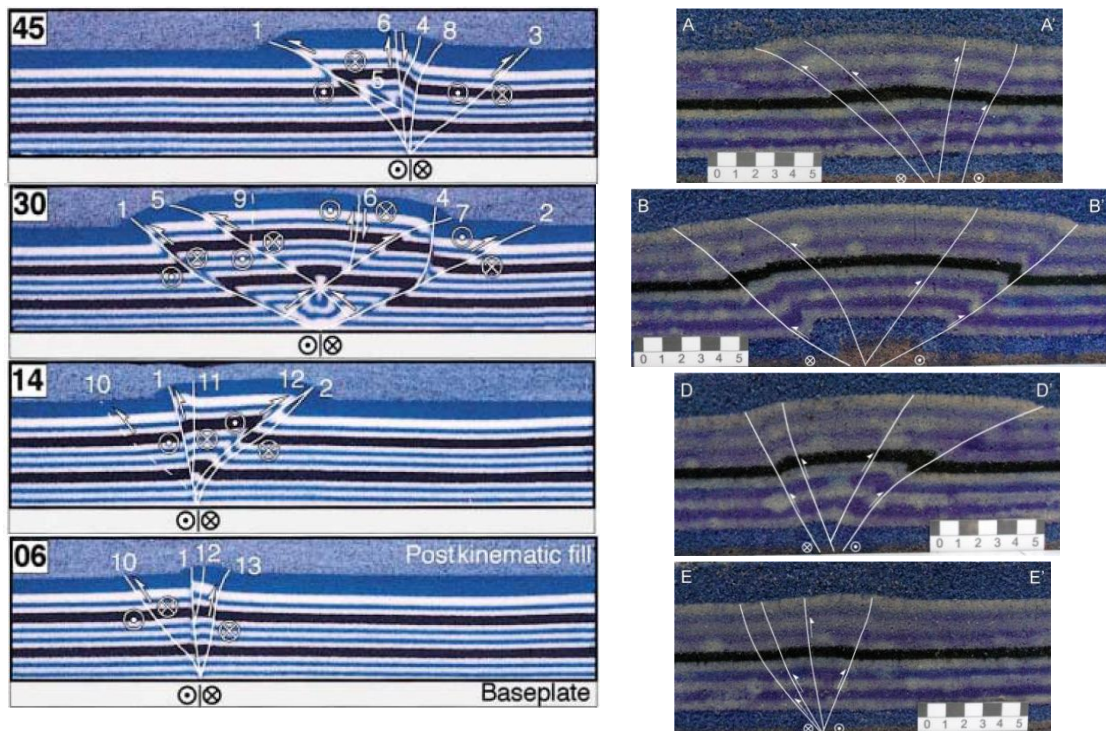


Figura 5.31. Comparación entre las secciones transversales interpretadas por McClay y Bonora (2001) y los cortes verticales del modelo 1.

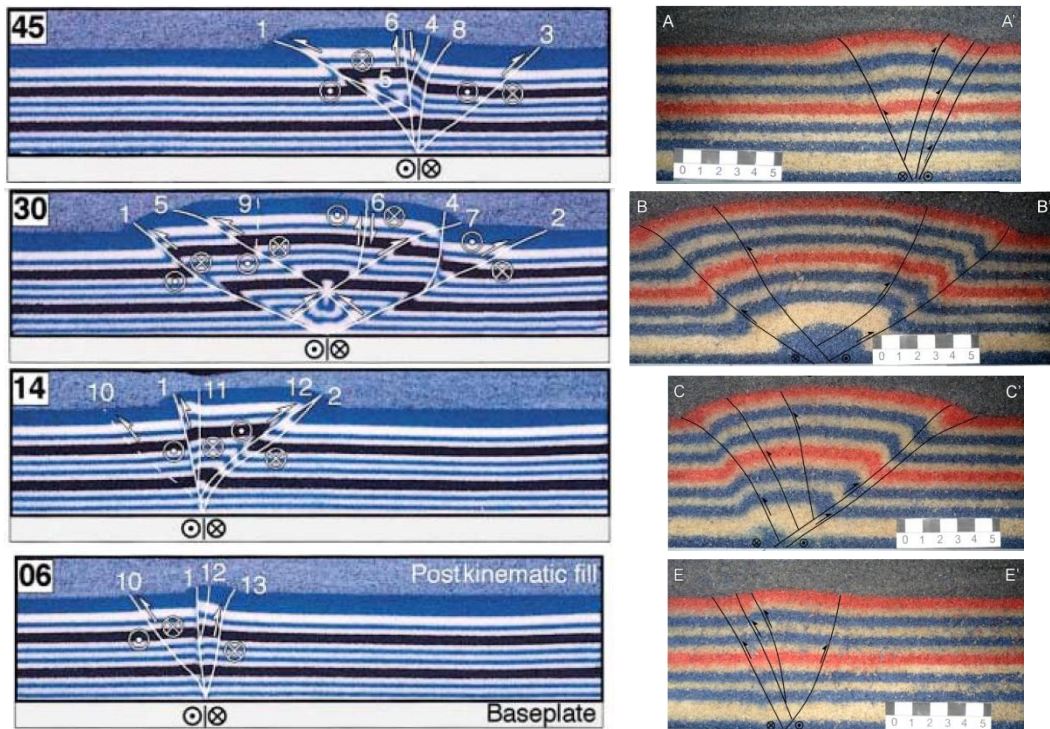


Figura 5.32. Comparación entre las secciones transversales interpretadas por McClay y Bonora (2001) y los cortes verticales del modelo 2.

En el caso de las figuras 5.31 y 5.32 se observa que ambos modelos (1 y 2) poseen semejanzas a las secciones interpretadas por McClay y Bonora (2001), la similitud más evidente es el patrón de asimetría, pues los cortes presentan fallas claramente inversas con trayectorias y ángulos de buzamientos parecidos, mientras que los cortes tomados sobre el centro de las colinas de presión reflejan una estructura en flor positiva simétrica formada por 4 fallas principales (las dos fallas externas y las dos internas que definen la elevación en vista en planta). En el trabajo de McClay y Bonora (2001) no hacen alusión a fracturas tipo P como las desarrolladas en los modelos 1 y 2 ni a las leves prominencias generadas entre las fracturas que originan al coincidir movimientos opuestos entre las trazas de las cizallas *Riedel*.

Las semejanzas entre ambos trabajos se deben a que se utilizaron instrumentos y materiales que guardan semejanzas como lo son la mesa de deformación con características iguales y el uso de la misma arena que además posee un tamaño de grano en el rango de la empleada en los modelos 1 y 2, más sin embargo las pocas diferencias que se observan son probablemente debidas al

escogimiento de la arena usada pues McClay y Bonora (2001) usan arenas con un escogimiento muy bueno (tamaño de grano de 190 μm); mientras que para los experimentos 1 y 2 las arenas tienen un escogimiento no muy bueno (modelo 1 14/230 (1410 - 63 μm) y modelo 2 (1190 - 149 μm) 16/100).

Los prototipos naturales se comparan con los modelos 1 y 2 con el objetivo de entender su evolución estructural y los factores que gobiernan los entornos transpresivos. Los ejemplos naturales en entornos transpresivos con colinas de presión bien desarrolladas no son muy comunes, probablemente esto es debido a los complejos sistemas de fallas que normalmente presentan y como son regiones elevadas, una vez formados, se van erosionando rápidamente.

5.6.1. Curvas de restricción del Gobi Altai, Mongolia.

Gobi Altai es una zona conformada por 12 curvas de restricción (Cunningham, 2012), las cuales muestran una diversidad significativa en su arquitectura, expresión topográfica, visión en plana, estructuras en sección transversal así como en las dimensiones de cada estructura. La existencia de elevaciones bien conservadas se debe a que las tasas de erosión son bajas en el Altai, Gobi Altai y Tien Shan, lo que ofrece una excelente oportunidad para estudiar las curvas de restricción en diferentes etapas de la evolución. Ellas varían significativamente en cuanto al área levantada desde la curva de restricción más pequeña: Chandiman Uul (180 km^2) a la curva mayor: Karlik Tagh (19.000 km^2). Las elevaciones son más largas que anchas; la mayoría son topográficamente asimétricas. Todas las curvas de Gobi Altai y Karlik Tagh presentan un escalonamiento derecho, mientras que en todas las curvas de Altai y Pei Shan Ta es izquierdo. La anchura de la zona de curvatura o terminación varía de sólo 3 km (Chandiman Uul), a 74 km de Karlik Tagh, con una anchura media de 30 km para las 12 curvas. El levantamiento topográfico vertical está limitado por superficies penillanuras y varían de 500m a 4900 m. Las 12 curvas de restricción descritas en este artículo se producen en uno de los tres ajustes tectónicos diferentes con respecto a la principal falla de desgarre: Karlik Tagh, Mengildyk Nuruu y Jargalant Nuruu se producen en zonas de terminación de la falla de desgarre donde el movimiento de desgarre se acomoda para empujar y formar la elevación. Bayan

Tsagaan Uul, Ih Bogd, Baga Bogd, Chandiman Uul y Aj Bogd ocurren en una importante flexión de la falla de desgarre, donde la falla de desgarre puede ser observada de forma continua desde un extremo de la elevación al otro, pero se dobla a lo largo de su longitud y en Nemegt Uul, Sutai Uul y Pei Shan Ta ocurren donde dos segmentos de fallas de desgarre separados convergen y se solapan. Sobre la base de la extrapolación de las fallas en superficie propagas a profundidad, las 12 curvas de restricción en sección transversal tienen en régimen o geometría de estructural en media flor o flor completa positiva. Su asimetría estructural se corresponde con sus asimetrías globales, asimetría topográfica y la longitud de drenaje interno. Es importante destacar que el terremoto de 1957 con una magnitud de 8.3 en Gobi Altai fue causado por la superficie de desgarre y cabalgaduras dentro de una zona de aproximadamente 260 km de largo por 40 km de ancho, que incluye el Ih Bogd, Baga Bogd y las curvas de restricción Bayan Tsagaan Uul (Kurushin *et al.* 1997 en Cunningham, 2012). En la figura 5.33 se contrastan las curvas de restricción de Gobi Altai con los modelos 1 y 2.

Al contrastar los modelos 1 y 2 con las elevaciones originadas por las 12 curvas de restricción de Gobi Altoi y lo descrito por Cunningham (2012) (Fig. 5.33) se puede observar que comparten características comunes generales como lo son: geometrías alargadas y no anchas definiendo elevaciones sigmoidales (Modelo 2), secciones transversales con estructuras flor positivas asimétricas y simétricas, deslizamiento oblicuo, fallas de salto y levantamientos. Mientras que las diferencias se basan principalmente en el patrón de las fallas, más sin embargo las estructuras de Gobi Altoi que más se asemejan a los modelos aquí planteados son: Baga Bogd, Ih Bogd, Bayan Tsagaan Uul, Nemegt Uul y Jargalant Nuruu pues poseen geometrías o fallamientos muy similares.

Las diferencias entre los patrones de las fallas entre las 12 curvas de restricción presentes en la zona mencionada así como en los modelos 1 y 2 son probablemente debido a las diferencias de desplazamiento total de desgarre hacia la curva, diferencias de distancias entre los escalamientos, diferencias entre los rocas (materiales granulares), orientación y discontinuidades estructurales, así mismo en los ejemplos naturales pueden haber cambios en la cinemática de fallas a través del tiempo.

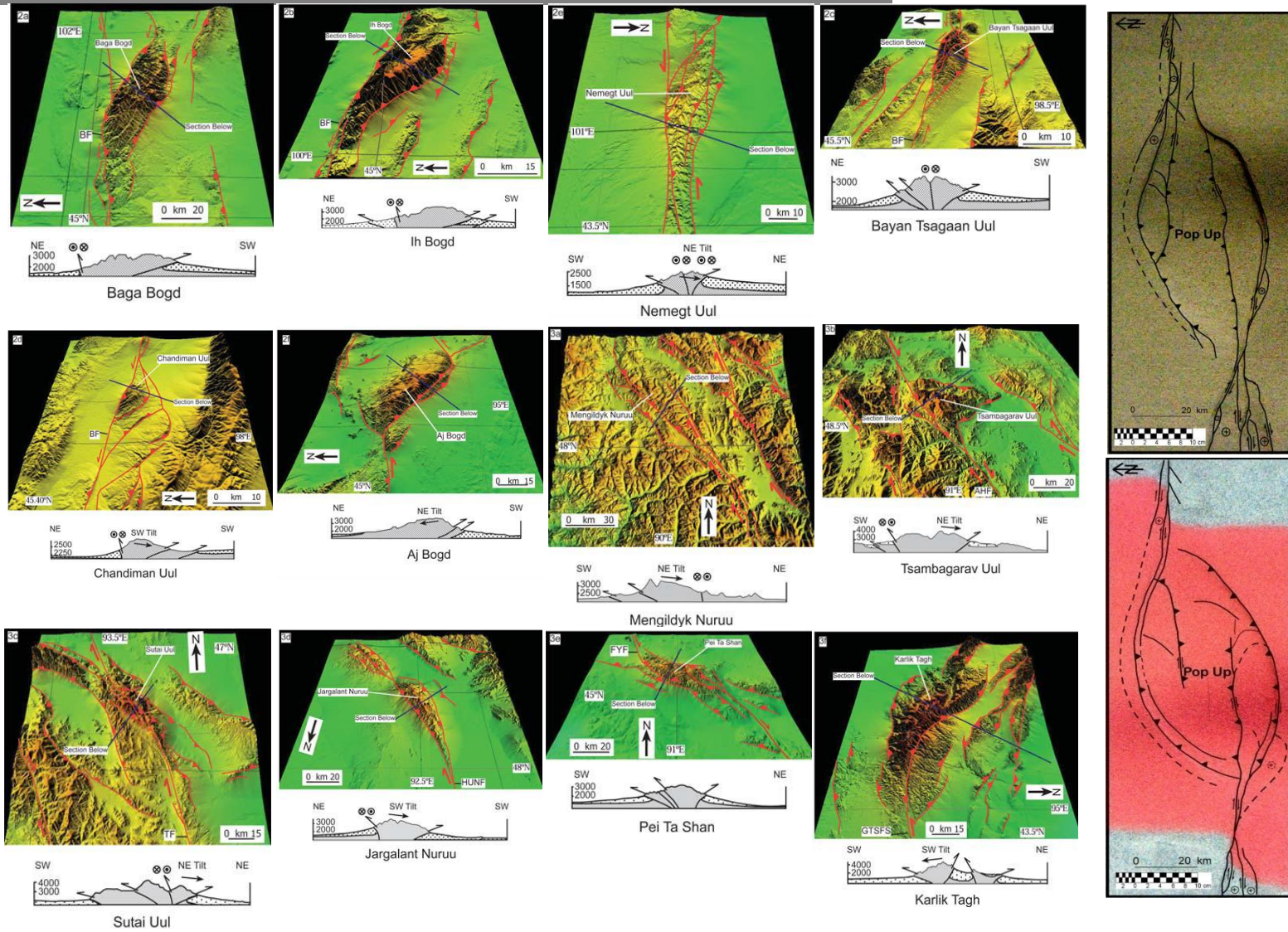


Figura 5.33. Comparación entre las 12 curvas de restricción de Gobi Altoi interpretadas por Cunningham (2012) y los modelos 1 y 2.

5.6.2. Cerro Echo, SE de Nevada

El Cerro Echo es una zona de levantamiento tectónico y acortamiento formado por dos segmentos escalonados de la falla Bitter Spring Valley (Fig.5.34), la cual es una falla lateral izquierda (sinistral) del sistema de fallas Terciario Lago Mead, Nevada. La estructura interna del Echo es un anticlinal asimétrico interrumpido por fallamiento inverso y con componente oblicua. Un análisis de la distribución de tensiones dentro de la aproximación lateral indica que la interacción entre los dos segmentos de la falla Spring Valley Bitter es responsable de la deformación, compresión y la elevación estructural en las colinas de eco. La estructura interna del Cerro Echo es la de un pliegue anticlinal asimétrico, lo que refleja una estructura en flor positiva asimétrica.

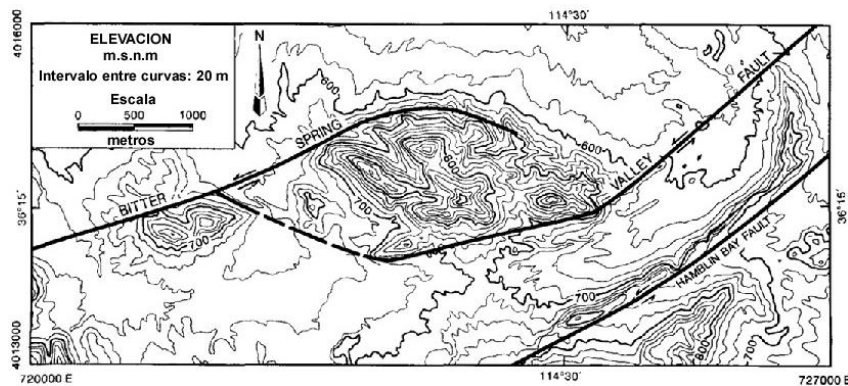


Figura 5.34. Levantamiento tectónico y acortamiento formado por dos hebras escalonadas de la falla Bitter Spring Valley que forman colinas similares a la de los modelos 1 y 2.

Conforme a lo previsto por Campagna y Aydin (1991) en McClay Bonora (2001) el Cerro Echo muestra una zona romboidal de elevación que está delimitado por fallas inversas que se propagan curvas con un alto buzamiento. El centro del bloque elevado es cortado por fallas de salto sinistral predominantemente con orientaciones E-W que enlazan las dos ZDPs (Fig. 5.35) las cuales son mayores en número a las desarrolladas en los modelos 1 y 2. La estructura en general de esta colina es similar a los modelos análogos 1 y 2, pero el más similar debido a su geometría romboidal es el modelo 1, a pesar de estar formados estos últimos por estructuras de componentes dextrales; estas comparaciones se observan en la figura 5.35.

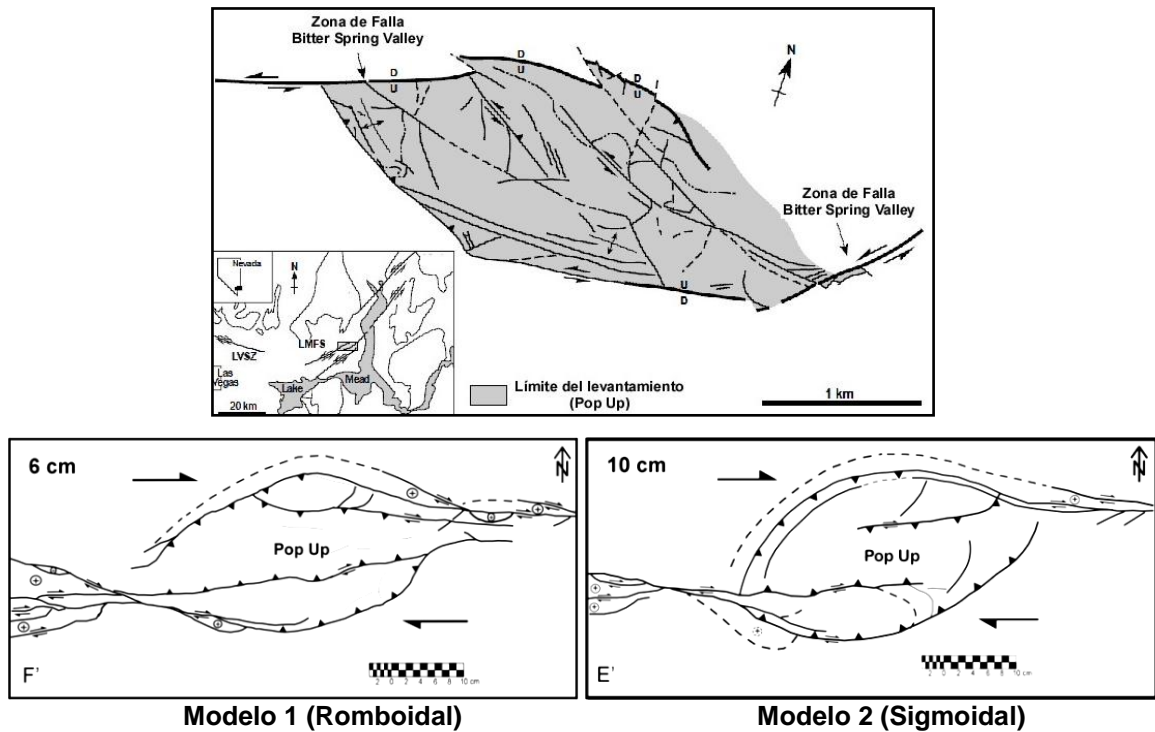


Figura 5.35. Comparación entre las estructuras y colinas desarrolladas por la falla Bitter Spring Valley en Nevada y los modelos 1 y 2.

5.6.3. Campo Pijnacker, oeste de Países Bajos

El campo Pijnacker se encuentra en una zona de desplazamiento dextral, por un sistema de fallas NO-SE (Racero- Baema y Drake, 1996 en McClay y Bonora, 2001). La estructura se expresa como una elevación romboidal que se formó mediante la inversión de una antigua cuenca transtensional romboidal como resultado de la reversión temprana Terciario. La colina de presión está delimitado por fallas inversas cóncavas hacia arriba (hacia la superficie) que producen una estructura anticlinal alargada. Dichas características son comparables con el modelo 1 (fig. 5.36), pues posee una elevación romboidal así como una estructura interna formada por fallas inversas cóncavas hacia la superficie que convergen en profundidad originando una forma de “V”.

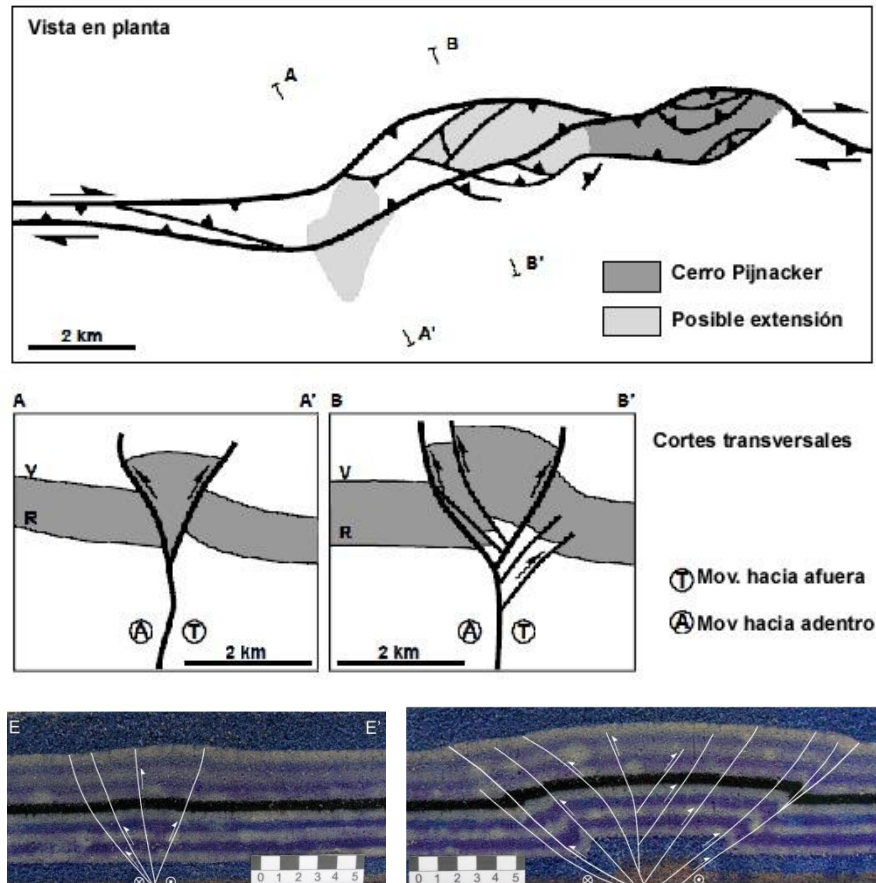


Figura 5.36. Comparación entre las secciones verticales desarrolladas por el Campo Pijnacker y el modelo 1.

Los resultados experimentales proporcionan plantillas para la interpretación general de fallas de rumbo con presencia de saltos o curvas de restricción que ocasionan la formación de las típicas colinas de presión sigmoidales o romboidales y permiten además plantear factores o hipótesis que posiblemente son las responsables del cambio entre los patrones de fallas de estas elevaciones, tal como sucede en las 12 curvas de restricción de Gobi Altai y entre los mismos modelos análogos realizados para esta investigación.

CONCLUSIONES

(1) Los modelos análogos realizados en este trabajo permitieron simular con éxito el desarrollo de estructuras transpresivas como resultado de una falla transcurrente principal en el basamento con componente dextral y presencia de una curvatura de restricción.

(2) Ambos experimentos muestran en planta la evolución progresiva de estructuras tipo colinas de presión formadas por el mecanismo de cizallas *Riedel*, las cuales al prolongarse generan fallas inversas con desplazamientos oblicuo originando elevaciones. Los modelos en su etapa de desplazamiento final presentan dos conjuntos de fallas inversas con componente oblicua (externas e internas).

(3) La diferencia fundamental entre los modelos radica principalmente en las trayectorias del conjunto de fallas externas e internas, en el modelo 1 las fallas externas se propagan originando una elevación de forma romboidal y en el modelo 2 las fallas externas definen una elevación con aspecto sigmoidal.

(4) Las secciones verticales de los modelos 1 y 2 describen una estructura en flor positiva que se encuentran limitadas en sus extremos por fallas inversas divergentes con componentes oblicuas y presentan cambios a lo largo de las ZDPs, pues la estructura mencionada se muestra simétrica en el centro de la colina de presión, mientras que la estructura en flor positiva cambia a ser asimétrica hacia los extremos de la elevación.

(5) La estructura en flor positiva en el modelo 1 presenta una amplitud mayor entre las fallas inversas-oblicuas externas, en el tope del modelo mide 21.5 cm de ancho con una elevación de 8.7 cm; en el modelo 2 la amplitud alcanzó los 20 cm pero con una elevación superior de 9.3 cm. Estas diferencias probablemente se deben a que el modelo 2 tuvo mayor acortamiento por lo que muestra mayor elevación y, en cuanto a la dimensión horizontal de la estructura en flor positiva se maneja la hipótesis que el emplear un tamaño de grano más fino (como en el modelo 1) generará un arreglo interno de fallas con mayor desarrollo.

(6) Los modelos 1 y 2 presentan características semejantes a las descritas por Audemard (1999b), Audemard *et al.*, (2000) y Audemard (2006) entre Araya – Paria: un salto izquierdo en escalón que genera una zona transpresiva entre las dos trazas paralelas, formando colinas de presión, además de esto observa rupturas en campo compuestas por fracturas R dextrales con un arreglo en escalón así como segmentos de fallas anastomosadas que se conectan a la colina.

(7) Las fallas externas que forman las colinas de los modelos 1 y 2 concuerdan con los ramales presentes en los cerros de Caigüire descritos por Ascanio (1972), el ramal norte corresponde a la falla inversa externa norte, mientras que el ramal sur coincide con la falla inversa externa sur de los modelos; sin embargo las trayectorias de estos ramales son diferentes (rectas y paralelas en Caigüire y curvadas en los modelos 1 y 2); en la colina de Caigüire hay un conjunto de fallas internas con orientación NE-SW que no coincide con los modelos 1 y 2.

(8) Audemard *et al.*, (2006), Audemard *et al.*, (2008) y Audermard (2016) en segmentos de la falla de Boconó, específicamente en las localidades “Mesa del Caballo”, “Loma del Caballo” y entre Sabana de Parra y Urachiche describen estructuras similares a las formadas en los modelos 1 y 2: cizallas R en escalón, fracturas P y colinas de presión, aunque estas son mas alargadas y angostas. En el último poblado mencionado no se muestran interpretaciones hacia el norte de la colina por lo que en general no coincide con los modelos 1 y 2.

(9) Se logra observar gran semejanza entre el perfil CAB 1 en la “Loma del Caballo” (Audemard *et al.*, 2006) y el corte vertical A – A’ del modelo 1 pues ambos presentan igual número y disposición de las fallas, formando en profundidad una estructura en flor positiva muy parecida a las obtenidas al seccionar transversalmente las colinas de presión de los modelos 1 y 2.

(10) Pérez (2000) entre Barúa y Motatán y González *et al.* (2014) en la falla transcurrente Lama–Icotea, en el estado Zulia describen fenómenos

transpresionales con características similares a los modelos 1 y 2: el primer autor afirma que los perfiles en Barúa y Motatán muestran fallas de alto ángulo que convergen hacia abajo en un mismo punto y leves pliegues relacionados con estructuras en flor positivas, sin embargo la estructura es más compleja pues muestra una secuencia de anticlinal-sinclinal-anticlinal. El segundo autor interpreta estructuras en flor positivas en la cuenca Ático similares a las formadas en los modelos 1 y 2, pero la forma en planta de la colina describe una forma rectangular muy diferente a lo originado en los modelos de este trabajo.

(11) Los modelos análogos realizados por McClay y Bonora (2001) concuerdan con los modelos aquí ejecutados, tanto en planta como en los cortes verticales; pues se forman colinas de presión definidas por dos conjuntos de fallas: unas internas y otras externas que describen levantamientos romboidales o sigmoidales; y al seccionar las colinas se observan estructuras en flor positivas que tienden a cambiar de simetría a través de la colina y solo se presentan simétricas hacia el centro de la misma. Las pocas diferencias que se observan son probablemente debidas al mal escogimiento de la arena empleada.

(12) Los ejemplos naturales internacionales coinciden bastante bien con los modelos 1 y 2, pues se pueden observar características comunes generales como lo son: geometrías alargadas y delgadas definiendo colinas sigmoidales o romboidales, cortes verticales con estructuras flor positivas, movimientos de falla oblicuos, y prominencias leves. Mientras que las diferencias se basan principalmente en el patrón de las fallas, lo cual es probablemente debido a las diferencias de desplazamiento total de desgarre hacia la curva de restricción, distancias entre los escalamientos, heterogeneidades de las rocas, erosión, entre otros.

(13) Los resultados experimentales demuestran que los modelos análogos proporcionan un patrón o plantilla para la interpretación general de fallas de rumbo con presencia de saltos o curvas y permiten además plantear hipótesis sobre la evolución de estas estructuras.

RECOMENDACIONES

(1) Se recomienda realizar modelos con arenas de tamaño de grano correspondiente al mallado 230 con muy bien escogimiento y acortar por una longitud superior al modelo 1 (mayor a 6 cm) para corroborar la hipótesis de que la elevación mayor producida el modelo 2 se debe al mayor acortamiento y que emplear un tamaño de grano fino bien escogidas produce estructuras con un arreglo interno con mayor desarrollado y a su vez con mejor detalle.

(2) Se recomiendan hacer investigaciones en donde se estudien las siguientes variables: la separación (escalonamiento) entre las fallas y el ángulo de la falla diagonal que une los dos segmentos rectos, para así observar si al manejar dichas variables se forman colinas diferentes a las desarrolladas en los modelos 1 y 2, pues se maneja la hipótesis que la colina más alargada y más angosta presente en “la Mesa del Caballo” se debe a alguna de esas variables.

(3) Se recomienda realizar un estudio de campo y fotogeológico entre las poblaciones El Salto y Urachiche en donde está presente una colina de presión, con el objetivo de detallar mejor la geometría de las estructuras geológicas allí presentes, ya que la interpretación mostrada en este trabajo no refleja las estructuras presentes al norte de la colina.

(4) Se recomienda hacer un estudio detallado de la gelatina agar – agar, ya que existe una variedad de proveedores y marcas, y cada una de estas posiblemente requieren diferentes concentraciones para que originen los resultados esperados. Esto debido a que en el modelo 2 hubo presencia de derrumbes por el uso de un agente gelificante distinto al empleado en el modelo 1, aunque esto no afectó la interpretación de las estructuras se corre el riesgo de perder un modelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALTEZ, R. y AUDEMARD, F. (2008) “*El sismo de 1629 en cumaná: Aportes para una nueva historia sísmica del oriente venezolano*” IMME v.46 n.2 Caracas.

ALVARADO, A. (2005) “*Integración geológica de la Península de Araya, estado Sucre.*” Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. Caracas, 223p.

ASCANIO, G. (1972). “*Geología de los cerros de Caigüire*”, Cumaná, Estado Sucre. IV Congreso Geológico Venezolano, pp. 1279-1288.

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. A., (1993) “*Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón)*”. Ph.D. thesis, Université Montpellier II, France, 369 pp + appendix.

AUDEMARD, F. A. (1997) “*Ruptura de superficie asociada al sismo de Cariaco del 09 de Julio de 1997, Estado Sucre, Venezuela nororiental*” FUNVISIS. Informe inédito. 9 pp + 36 fotos.

AUDEMARD, F. A., (1998) “*Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla*”. XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad-1995, 2, pp. 327-340

AUDEMARD, F. A., (1999a) “*El sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, edo. Sucre, Venezuela: nucleación y progresión de la ruptura a partir de observaciones geológicas*” VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Mérida, Venezuela.

AUDEMARD, F.A., (1999b) “*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.

AUDEMARD, F.A; MACHETTE, M.; COX, J.; HART, R.; HALLER, K., (2000) “*Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions*”. U.S. Geological Survey Open-File-Report 00-18. 79 pp.

AUDEMARD, F., (2006) “*Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela*” Venezuelan Foundation for Seismological Research FUNVISIS, Apartado Postal 76880, Caracas 1070-A, Venezuela.

AUDEMARD, F. Y OTROS (2006) “*¿Qué segmenta sismogénicamente la falla de El Pilar en el golfo de Cariaco, en Venezuela oriental?*”
<https://www.researchgate.net/publication/236147716>

AUDEMARD, F.; OLLARVES, R.; DÍAZ, G.; BECHTOLD, M., CATALDI, A. (2006) “*El geo-radar como herramienta para la definición de fallas activas: aplicación en el sector central de la falla de Boconó, estado Mérida, Venezuela*” Departamento de Ciencias de la Tierra, FUNVISIS, Caracas 1070-A, Venezuela.

AUDEMARD, F.; BECK, C.; MOERNAUT, J.; DE RYCKER, K., DE BATIST, M.; SANCHEZ, J.; GONZALEZ, M.; SANCHEZ, C.; VERSTEEG, W.; MALAVE, G.; SCHMITZ, M.; VAN WELDEN, A.; CARRILLO, E. Y LEMUS, A. (2007) “*La Depresión Submarina de Guaracayal, estado Sucre, Venezuela: una barrera para la propagación de la ruptura cosísmica a lo largo de la falla de El Pilar*”. *Interciencia* 32, 735–741.

AUDEMARD, F. (2014) “*Segmentación sismogenética de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos?*” *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 247 – 259.

AUDEMARD, F.A. (2016) “*Evaluación paleosísmica del segmento San Felipe de la Falla de Boconó (Venezuela noroccidental): ¿responsable del terremoto del 26 de marzo de 1812?*” *Boletín de Geología*, 38 (1): 125-149.

AVÉ-LALLEMANT, H., (1997) “*Transpression, displacement partitioning and exhumation in the eastern Caribbean/ South American plate boundary zone*”. *Tectonics*, 16 (2): 272-289.

BEAUPERTHUY, U.; LUIS D.; FRANCISCO BONIVE, LUIS F.; CARABALLO, A. MONTILLA Y ROJAS, J., (2011) “*Análisis de la actividad sísmica ocurrida entre el 11 y el 18 de agosto de 2008 en la ciudad de Cumaná*”, Venezuela. *Rev. Fac. Ing. UCV*. 2011, vol.26, n.2, pp. 7-16. ISSN 0798-4065.

BELTRAN, C., SINGER, A. AND RODRIGUEZ, J.A., (1996) “*The El Pilar Fault active trace (northeastern Venezuela): neotectonic evidences and paleoseismic data*”. *Third ISAG, St. Malo*, 153-156.

BELLIZZIA, A., (1985). “*Sistema montañoso del Caribe - Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur*”. *VI Cong. Geol. Venez.*, Caracas. 10: 6657-6836.

BIZOT, M (1978). “*Estudio de la microactividad Sísmica en el sistema estructural Paria-Araya, Estado Sucre*”. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, 223p.

CARABALLO, L. F., (1982) “*El golfo de Cariaco. Parte 1: Morfología y batimetría submarina. Estructuras y tectonismo reciente*”. *Boletín Instituto Oceanográfico, Universidad de Oriente* 21 (1-2): 13-35.

COLLETA, (1997) “*Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes*” *Tectonics*, Vol 6, No. 5, Pages 777-794.

CUNNINGHAM, D., (2012) "*Altai and easternmost Tien Shan restraining bend mountain ranges of the Altai, Gobi*" Geological Society, London, Special Publications 2007, v.290; p219-237.

DAVIS, G.H., Y REYNOLDS, S.J., (1996) "*Structural geology of rocks and regions*" Wiley, N.Y., 776 p.

ERLICH Y BARRET (1990) "*Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela - Trinidad area*". TECTONICS, Vol. 9, NO.1, Pages 161-184.

FUNVISIS (1997) "*Evaluación preliminar del sismo de Cariaco del 09 de Julio de 1997, Estado Sucre, Venezuela*" (versión revisada). FUNVISIS. 123 pp + 5 anexos.

GARRITY, C., P. HACKLEY & F. URBANI (2004) "*Digital Shaded-Relief Map of Venezuela*". U.S. Geological Survey, Open File Report 2004-1322. (<http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>).

GRASES, J.; ALTEZ, R.; LUGO, M., (1999) "*Catálogo de sismos sentidos o destructores. Venezuela. 1530-1998*". Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales / Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela / Editorial Innovación Tecnológica. Caracas, Venezuela. 654 pp.

GRASES, J., A. MALAVER, A. MONTES, M. GONZÁLEZ, C. HERRERA, L. ACOSTA, M., LUGO, J. MADRIZ, J. HERNÁNDEZ, R.J. VARGAS (2004). "*Amenazas Naturales y Vulnerabilidad en Cumaná*" Boletín Técnico IMME. Vol. 42. N. 3. Caracas, Venezuela.

GONZÁLEZ DE JUANA, C., H. G. MUÑOZ Y M. VIGNALI, (1965) "*Reconocimiento geológico de la parte oriental de Paria*". Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 8(9): 255-279.

GONZÁLEZ DE JUANA, C., N. G. MUÑOZ Y M. VIGNALI, (1972) "*Reconocimiento geológico de la Península de Paria, Venezuela*" Bol. Geol., Pub. Espec. 5, 3: 1549-1588.

GONZÁLEZ, D.J, ITURRALDO, J. Y PICARD, X. (1980) "*Venezuela y sus cuencas petrolíferas*" 2da edición. Foninves: Caracas, 1021 p.

GONZÁLEZ, L.; JARAMILLO, A.; ELBERG, M.; LABRADOR, T.; BARRIOS, E. (2014) "*Evidencias de Inversión Estructural a partir del reconocimiento de estructuras del tipo "Pop Up" a lo largo de la falla transcurrente Lama-Icotea, en la Región de Ático, Cuenca de Maracaibo, Venezuela*" Artículo de Investigación. Revista Ciencia e Ingeniería. Vol. 35, No. 1, pp. 3-12, diciembre-marzo, 2014.

HALL, J., (1815). "*On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation ship with granite*". Transactions of the Royal Society of Edinburgh 7: 79-108.

HARLAND, W.B., (1971) "*Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen*" Geological Magazine 108, 27 –42

HUBBERT, K (1937) "*Theory of scale models as applied to the study of geologic structures*" Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 48, PP. 1459-1520, 21 figs.

HUBBERT, K (1951) "*Mechanical Basics for Certain Familiar Geologic Structures*" Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 62, PP. 366-372, 16 Figs., 2Pls.

LOZANO, 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 Ciencias Geológicas. Departamento de Geodinámica.

MANN, P. (2007) "*Global catalogue, classification, and tectonic origin of active restraining and releasing bends on active strike-slip fault systems*" Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, 10100.

MCCLAY Y BONORA (2001) "*Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems*" AAPG Bulletin, v. 85, no. 2 (February 2001), pp. 233–260.

MOCQUET, A.; BELTRÁN, C; LUGO, M.; RODRÍGUEZ, J. A. & SINGER, A. (1996) "*Seismological interpretation of the Historical data related to the 1929 Cumaná earthquake, Venezuela*". 3rd International Symposium on Andean Geodynamics. 203-206

OPS (GRASES, J., MALAVER, A. Y GIRALDO, C.). (1994). "*Estudio de la vulnerabilidad del hospital Dr. Antonio Patricio de Alcalá, Cumaná, Estado Sucre*". Organización Panamericana de Salud, Caracas.

OSKIN, E. (2016) "*3A Strike- Slip Faults*" (Department of Earth and Planetary Sciences, UC Davis).

http://geo.libretexts.org/LibreTexts/UCD_GEL_101%3A_Structural_Geology/Part_I%3A_Brittle_Deformation_and_Mechanics/3A_Strike-Slip_Faults

PANIEN, M.; SCHREURS, G. Y PFIFFNER A. (2006) "*Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments*" Journal of Structural Geology 28. 1710-1724.

PAYROLA, P., HONGN, F., CRISTALLINI, E., GARCÍA, V. Y DEL PAPA, C. (2012). "*Andean oblique folds in the Cordillera Oriental – Northwestern Argentina: Insights from analogue models*". Journal of Structural Geology, 42:194-211.

POWERS, M. (1982). "*A new Roundness scale for sedimentary particles*". Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 23. pp: 117-119.

PÉREZ, S. (2000). *“Tectono- Sedimentary evolution of de Barúa y Motatán fields, east Zulia basin, Venezuela”* Independent Project Report. MSc course in Basic Evolution and Dynamics.

PÉREZ, O.; BILHAM, R.; BENDICK, R., Y OTROS (2001) *“Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Suramérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela”*. Interciencia VOL. 26 N°.

PETRÁSH, D. & REVANALES, C. (2006). *“Integración geológica de la península de Paria, Venezuela”*. Geos 39(2007):91-92 + 5 p.

RAMBERG, H., (1967) *“Model experimentation of the effects of gravity on tectonics processes”*. The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 14: 307-329.

REVISTA GEOS N° 39 (2007) Escuela de Geología, Minas y Geofísica Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela Y Fundación GEOS. ISSN 0435-5601 Depósito Legal: Biblioteca Nacional, Caracas: pp. 76-1309

SANCHÉZ, C. (2016) *“Modelado analógico de estructuras transtensivas y comparación con la cuenca Tuy-Cariaco”*. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

SCHMITZ, M., MARTINS, A., SOBIESIAK, M., ALVARADO, L. AND VAZQUEZ, R., (2001). *“The crustal structure and seismicity of eastern Venezuela”*. Eos. Trans.AGU 82 (47). FallMeet. Suppl. Abstract F1163A-0837.

SCHMITZ, M.; ROMERO, M.; BONVIVE, F.; AUDEMARD, F. Y GONZÁLEZ, J., (2006) *“Resultados de mediciones sísmicas e implicaciones de dinámica de suelo en torno al hospital Dr. Antonio patricio de Alcalá, Cumaná, FUNVISIS, PDVSA, Maracaíbo UDO - Centro de Sismología, Cumaná.*

SCHUBERT, C., (1972). *“Geología de la Península de Araya, Estado Sucre”*. Bol. Geol., Pub. Esp. N° 5, p. 1823-1886.

SCHUBERT, C., (1979) *“El Pilar fault zone, northeastern Venezuela: brief review”* In: CA. Whitten, R. Green and B.K. Meade (Editors), Recent Crustal Movements, 1977. Tectonophysics. 52: 441-455.

SCHUBERT, (1997) *“Formación Manicuaire”* Código estratigráfico de Venezuela. <http://www.pdv.com/lexico/m14w.htm> Consultado 2 de abril 2016.

SCHUBERT, (1997) *“Formación Laguna Chica”* Código estratigráfico de Venezuela. <http://www.pdv.com/lexico/l58w.htm> Consultado 2 de abril 2016.

SCHUBERT, C (1984) *“Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela”*. J. Geophys. Res. 89: 5711-5718.

SEIJAS, F. J., (1972) "*Geología de la región de Carúpano*", *Bol. Geol., Publ. Esp.* 5, 3: 1887-1922.

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

URBANI, F. Y J. A. RODRÍGUEZ. (2004) "*Atlas geológico de la Cordillera de la Costa*". Caracas: Fund. Geos y FUNVISIS, 146 hojas.

URBANI, F. (2011) "*Un esbozo de la geología de Venezuela*" Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330). Ciudad Universitaria y Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, El Llanito. Caracas.

VIGNALLI, C. M., (1965) "*Estudio geológico de las rocas sedimentarias de Araya*". "Geos", *Univ. Cent. Venez.*, Caracas, (13): 23-36.

VIGNALI, M., (1979) "*Estratigrafía y estructura de las cordilleras metamórficas de Venezuela Oriental (Península de Araya-Paria e Isla de Margarita)*" *Geos*, 25.

WOODCOCK, N.H., Y FISCHER, M., (1986) "*Strike-slip duplexes*" *J. Structural Geology*, v. 25, p. 725-735.

WEBER, J., DIXON, T., DEMETS, C., AMBEH, W., JANSMA, P., MATTIOLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R. AND PÉREZ, O., (2001) "*GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela*" *Geology*, 29 (1): 75-78.

YAGUPSKY, D. (2009) "*Metodología para el estudio de sistemas compresivos y de sus controles estructurales*" Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas. Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.