



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

INTERACCIÓN ENTRE DOMINIOS ESTRUCTURALES OBLICUOS A LO LARGO DE LA
CORDILLERA FRONTAL DEL NORTE DE CHILE (28°-28,5° S): IDEAS DE SU EVOLUCIÓN A
PARTIR DE MODELOS ANÁLOGOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSÉ MARTÍN BUSTAMANTE ESPEJO

PROFESOR GUÍA:

SR. FERNANDO MARTINEZ ORTIZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

SR. CESAR ARRIAGADA ORTEGA

SRTA. LUISA PINTO LINCOÑIR

SANTIAGO DE CHILE

2016

INTERACCIÓN ENTRE DOMINIOS ESTRUCTURALES OBLICUOS A LO LARGO DE LA
CORDILLERA FRONTAL DEL NORTE DE CHILE (28°-28,5° S): IDEAS DE SU
EVOLUCIÓN A PARTIR DE MODELOS ANÁLOGOS

En los Andes Centrales las estructuras compresivas presentan variaciones a lo largo del rumbo en su geometría y cinemática. Ejemplo de ello son las estructuras de orientación NNE-SSW que involucran al basamento paleozoico de las cuencas de Lautaro y Lagunillas en la Cordillera Frontal de la tercera región; consistiendo principalmente en fallas invertidas positivamente y fallas inversas. A pesar de existir mapeo geológico (1:100.000) y secciones balanceadas para la zona, aún existen interrogantes como la cinemática y proyección en profundidad de las estructuras, y su relación con estructuras heredadas de eventos tectónicos previos.

Este trabajo busca resolver estas interrogantes al evaluar si el acortamiento de discontinuidades angulares en el basamento, relacionadas con procesos tectónicos extensionales, es un parámetro influyente en el desarrollo de dominios estructurales oblicuos. Mediante la integración de datos de superficie y modelos análogos.

Se utilizaron 3 conjugaciones diferentes de una orientación N20E como discontinuidad de velocidad. Llevándose a cabo 3 series de modelos, tanto extensivos, como extensivos sometidos a compresión; utilizando arena como principal material de modelación.

Los resultados muestran que durante la compresión de un sistema extensional pre-existente (hemi-graben): (a) las estructuras extensionales previas no necesariamente conservan su orientación, pudiendo rotar; (b) la orientación del sistema pre-existente, puede influenciar la orientación de las nuevas estructuras inversas, adoptando estas últimas un lineamiento paralelo al pre-existente; (c) pudiendo además estas nuevas estructuras enmascarar la configuración estructural del sistema pre-existente, tanto en superficie como en profundidad; o (d) la reactivación del borde de cuenca propagarse como short-cuts en el basamento.

Al contrastar los modelos con el prototipo natural, destaca: (a) el límite occidental de la Cuenca de Lagunillas se puede aproximar como una falla normal de borde de cuenca decapitado; (b) el lineamiento actual de la Cuenca Lautaro puede asociarse a una discontinuidad en la corteza de orientación N20°E durante la extensión, pudiendo esta herencia influenciar la orientación de las estructuras inversas de lineamiento similar desarrolladas durante el periodo compresivo; (c) los resultados son aplicables a otras latitudes de la Cordillera Frontal, reproduciendo geometrías presentes en el Valle del Tránsito.

Agradecimientos

Abrumadora la cantidad de gente que influenciaron este trabajo *–y más aún, a este individuo–*. Agradezco a mis padres Lilia y Víctor por educarme, quererme y patrocinar me *–más allá de la obligación legal–*; a mi hermana Lilia, a mi pareja Francisca. A mis amigos que he encontrado a lo largo del colegio, la u, y otros *–me niego a enumerarlos, cada uno sabe quién es–*. Como también agradecer a los profesores que he tenido a lo largo de tantos años de educación, en especial a mi profesor guía Fernando, por aguantar mis infinitas dudas y retrasos *–este trabajo sería vergonzosamente inferior de no ser por su ayuda–*.

Por último, agradezco que hayas notado este trabajo *–tu, lector–* espero te sirva, a mí me sirvió para obtener mi título, saludos.

TABLA DE CONTENIDO

Tabla de Contenido.....	III
Indice de Figuras	V
1 Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Hipótesis del estudio.....	2
1.3 Objetivos.....	2
1.3.1 Objetivo general	2
1.3.2 Objetivos específicos.....	2
2 Marco Geológico	3
2.1 Basamento Paleozoico	4
2.2 Depósitos Mesozoicos	4
2.3 Depósitos Cenozoicos.....	4
2.4 Estructuras	4
2.5 Mapa	5
2.6 Perfiles	6
3 Antecedentes.....	7
3.1 Inversión Tectónica.....	7
3.1.1 Criterios para el reconocimiento de inversión positiva	7
3.1.2 Magnitud de la inversión	9
3.1.3 Factores que favorecen la reactivación de fallas	10
3.1.4 Causas de la inversión	10
3.2 Modelación Analógica.....	11
3.2.1 Teoría de escalamiento	12
3.2.2 Materiales	16
3.2.3 Discontinuidad de Velocidad.....	17
3.2.4 Ventajas y limitaciones.....	17
4 Metodología Experimental	18
4.1 Material Análogo	18
4.2 Discontinuidades de Velocidad	18
4.3 Escalamiento	19
4.4 Montaje Experimental.....	20
4.5 Limitaciones de la Metodología	23

5	Resultados.....	24
5.1	Serie 1	25
5.1.1	S1DV1	25
5.1.2	S1DV2	28
5.1.3	S1DV3	30
5.2	Serie 2	32
5.2.1	S2DV1	32
5.2.2	S2DV2	36
5.2.3	S2DV3	40
5.3	Serie 3	44
5.3.1	S3DV2	44
5.3.2	S3DV3	47
6	Discusiones.....	50
6.1	Análisis de Modelos Extensionales	50
6.2	Análisis de Modelos Sometidos a Compresión	52
6.3	Modelos vs Prototipo Natural	55
6.3.1	Orientación de las Cuencas.....	55
6.3.2	Fallas Inversas vs Bordes de Cuenca.....	56
6.3.3	Solo un Hemi-graben.....	56
6.3.4	Rotaciones Tectónicas	57
6.4	Otros Prototipos Naturales.....	57
6.4.1	Falla del Zapallo – Falla del Tabaco	57
6.4.2	Falla Pinte.....	58
7	Conclusiones.....	59
8	Bibliografía.....	60
9	Anexo	66
9.1	Basamento Paleozoico	66
9.2	Depósitos Mesozoicos	66
9.2.1	Cuenca Lautaro.....	66
9.2.2	Cuenca Lagunillas	67
9.3	Depósitos Cenozoicos.....	67
9.4	Estructuras	68
9.4.1	Estructuras Cuenca Lautaro.....	68
9.4.2	Estructuras Cuenca Lagunillas	70

INDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Zona de estudio en rojo, curvas de nivel muestran la profundidad del slab	3
Figura 2 – Mapa de la zona de estudio, modificado de Martínez et al. 2012; y Martínez et al. 2015b.	5
Figura 4 – Perfiles de la zona de estudio desde (Martínez et al. 2015a).	6
Figura 4 – Geometrías estructurales comunes en inversión: (a) anticlinal sobre la falla reactivada; (b) shortcut sobre el boque yacente; (c) flor positiva; (d) fallamiento inverso hacia el bloque colgante; (e) estructura tipo arpón; y (f) buttressing. Para esquemas a) a d), en rojo, falla normal invertida, en azul, falla inversa nueva. Desde Bonini et al. (2012) y Martínez et al. (2012).	8
Figura 5 – Parámetros definidos en una falla invertida, punto negro corresponde al null-point, notar que en este lugar coinciden la base del estrato gris (modificado de Williams et al. 1989).	9
Figura 6 – Distintos valores de Razón de Inversión para la progresión de inversión de un hemigraben. 0:= sin inversión, 0,5:=inversión moderada; 1:= inversión total, punto negro corresponde al null-point Modificado de Cooper et al. 1989.....	9
Figura 8 – Primer diseño realizado por Hall (1815) para modelar la formación de pliegues. Trozos de tela son apilados bajo presión, y luego acortados entre 2 tablas de madera.	11
Figura 8 – Similitud geométrica entre el prototipo y el modelo.....	12
Figura 10 - Similitud cinemática entre prototipo y modelo, entre 3 estados de deformación.....	13
Figura 11 - Similitud dinámica entre el prototipo y el modelo	14
Figura 11 – Comparación de modelos de arena y arcilla tras 4 cm de extensión. Notar como las fallas en arena cortan todo el volumen, mientras muchas fallas en arcilla no alcanzan a aflorar en superficie. Modificado de Eisenstadt y Sims 2005.	16
Figura 12 – Esquema de un modelo en el cual se utiliza una discontinuidad de velocidad.	17
Figura 13 – Discontinuidades de velocidad impuestas, en naranja sección móvil, en blanco sección fija.....	18
Figura 14 – Esquema de dispositivo utilizado, en naranja se aprecia DV1 montada en el dispositivo	20
Figura 15 – Dimensiones y montaje de los modelos, flecha indica dirección de extensión	21
Figura 16 – (a) sección WE ortorectificada y en la cual ya fue reconocida en programa Move la superficie y fallas; la sección tiene 33 cm de largo. b) reconstrucción de la superficie, en azul oscura las zonas sin alzamiento, en fucsia zonas con 44 mm de alzamiento. Notar que el origen de las ordenadas se encuentra en el centro del modelo, a la altura del servomotor; además que la unidad de medida es metros (ver texto para mayor explicación). c) secciones proyectadas en modelo 3D, solo se presentan 5 para facilitar la visualización.....	23
Figura 18 – Simbología utilizada, de izquierda a derecha: falla normal, falla normal inactiva, falla normal reactivada en sentido inverso, falla normal reactivada inactiva, falla inversa, falla inversa inactiva, falla de rumbo. Bloques y triángulos apuntan al bloque colgante.	24
Figura 18 – Evolución en superficie de la extensión oblicua con sedimentación, experiencia S1DV1. (a) Inicio del experimento, línea segmentada corresponde a la posición de la discontinuidad de velocidad inducida, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) estructuras desarrolladas a los 8 mm de extensión. (c) estructuras desarrolladas después de 20 mm de extensión. (d) fin de la experiencia, 30 mm de extensión; marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 1, 7 y 13.....	25
Figura 19 – Perfiles 1, 7 y 13 de experiencia S1DV1. Líneas grises indican las fallas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil	

corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV1. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles ver Figura 18.d	26
Figura 20 – Evolución en superficie de la extensión oblicua con sedimentación, experiencia S1DV2. (a) Inicio del experimento, línea segmentada corresponde a la posición de la discontinuidad de velocidad inducida, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) estructuras desarrolladas a los 8 mm de extensión. (c) estructuras desarrolladas a los 18 mm de extensión. (d) fin de la experiencia, 30 mm de extensión, marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 4, 7 y 10. Escala corresponde a 5 cm.	28
Figura 21 – Perfiles 4, 7 y 10 de experiencia S1DV2. Líneas grises indican las fallas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV2. Para ubicación de perfiles ver Figura 20.d.	29
Figura 22 – Evolución en superficie de la extensión con sedimentación, experiencia S1DV3. (a) Inicio del experimento, línea segmentada corresponde a la posición de la discontinuidad de velocidad inducida, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) transcurridos 17 min desde la experiencia con 8 mm de extensión. (c) transcurridos 51 minutos con 20 mm de extensión. (d) fin de la experiencia, al cabo de 86 minutos y 30 mm de extensión, marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 5, 7 y 10. Escala corresponde a 5 cm.	30
Figura 23 – Perfiles 5, 7 y 10 de experiencia S1DV3. Líneas grises indican las fallas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV3. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles ver Figura 22.d.	31
Figura 24 – Evolución en superficie del modelo durante la fase de compresión, experiencia S2DV1. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 20 mm de acortamiento (c) con 40 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 4, 17 y 29. Escala corresponde a 5 cm.....	32
Figura 25 – Modelo digital de elevación interpuesto entre foto de del estadio final y fallas interpretadas del modelo S2DV1. Barra a la derecha indica la elevación en milímetros considerándose como referencia el pre-rift no deformado.	33
Figura 26 – Perfiles 4, 17 y 29 de experiencia S2DV1. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV1, notar que la posición final de la DV1 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 24.d.....	34
Figura 27 – Evolución en superficie del modelo durante la fase de compresión, experiencia S2DV2. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 24 mm de acortamiento (c) con 40 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 6, 16 y 25. Escala corresponde a 5 cm.....	36
Figura 28 – Modelo digital de elevación interpuesto entre foto de del estadio final y fallas interpretadas del modelo S2DV2. Barra a la derecha indica la elevación en milímetros considerándose como referencia el pre-rift no deformado.	37

Figura 29 – Perfiles 6, 16 y 25 de experiencia S2DV2. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV2, notar que la posición final de la DV2 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 27.d.....	38
Figura 30 – Evolución en superficie del modelo durante la fase de compresión, experiencia S2DV3. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 18 mm de acortamiento (c) con 36 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 10, 16 y 26. Escala corresponde a 5 cm.....	40
Figura 31 – Modelo digital de elevación interpuesto entre foto de del estadio final y fallas interpretadas del modelo S2DV3. Barra a la derecha indica la elevación en milímetros considerándose como referencia el pre-rift no deformado	41
Figura 32 – Perfiles 10, 16 y 26 de experiencia S2DV3. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV3, notar que la posición final de la DV3 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 30.d.....	42
Figura 33 – Evolución en superficie de la compresión con sedimentación, experiencia S3DV2. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 18 mm de acortamiento (c) con 37 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 6, 15 y 25. Escala corresponde a 5 cm.	44
Figura 34 – Perfiles 6, 15 y 25 de experiencia S3DV2. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV2, notar que la posición final de la DV2 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 33.d.....	45
Figura 35 – Evolución en superficie de la compresión con sedimentación, experiencia S3DV3. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 20 mm de acortamiento (c) con 38 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 10, 16 y 25. Escala corresponde a 5 cm.	47
Figura 36 – Perfiles 10, 16 y 25 de experiencia S3DV3. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV3, notar que la posición final de la DV3 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 35.d.....	48
Figura 37 – Reconstrucción 3D de los modelos extensionales, vista al NE (a) Modelo S1DV1, (b) Modelo S1DV2, (c) Modelo S1DV3.....	50

Figura 38 – Razón $R = \sigma_1/\sigma_3$ para el material utilizado ($\mu = 0,56$). Correspondiendo θ^* al ángulo óptimo para la reactivación y R^* al mínimo R necesario, en base a Sibson (1985)	52
Figura 39 – Proyecciones estereográficas (red de Schmidt) del promedio de las estructuras extensionales desarrolladas en los modelos, para cada segmento de cada discontinuidad de velocidad. En línea segmentada, promedio para fallas normales vergentes al este y oeste, (Serie 1). En línea continua, promedio para estructuras pre-existentes, post-compresión (Serie 2). En gris, promedio de fallas inversas vergente al este (Serie 2); en verde, fallas pre-existentes que mantean al este; en fucsia, fallas pre-existentes que mantean al oeste.	53
Figura 40 – Detalle de geometrías estructurales, (a) modelo S2DV3, perfil 10, (b) modelo S2DV3, perfil 16, (c) S2DV1, perfil 29.	54
Figura 41 – Mapa simplificado; línea roja, ubicación Figura 42.....	55
Figura 42 – (a) detalle de sección balanceada, modificada de (Martínez et al. 2015a), ubicación en Figura 41, (b) detalle de modelo S2DV3, perfil 16.	56

1 INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

En muchas provincias tectónicas de los Andes Centrales, se han observado variaciones a lo largo del rumbo de la geometría y cinemática de las estructuras compresivas; por ejemplo la Cuenca Neuquina (Cristallini et al. 2009), y el Rift de Salta (Grier et al. 1991). Estas variaciones han sido detectadas fundamentalmente a partir del mapeo geológico de distintos segmentos del orógeno y de la interpretación de información de subsuelo (perfiles de reflexión sísmica). Basado en esto, algunos autores (Kley et al. 1999; Giambiagi et al. 2005; Iaffa et al. 2011, entre otros) han considerado que las variaciones geométricas en planta, de los sistemas estructurales andinos corresponden a dominios estructurales oblicuos, relacionándolos principalmente con: a) efectos de acortamiento tectónico diferencial, b) cambios laterales y verticales en la mecánica estratigráfica, c) variaciones de los regímenes regionales de estrés, d) sobreimposición de estilos estructurales, y e) reactivaciones de fábricas estructurales pre-existentes. (Kley et al. 1999 y 2002; Carrera et al. 2006; Mescua et al. 2012; Payrola et al. 2012). Actualmente, la sobreimposición de estilos estructurales y el acortamiento de fábricas estructurales pre-existentes son las interpretaciones que han ganado mayor aceptación en la interpretación de esta condición estructural.

A lo largo de la Cordillera Frontal del norte de Chile (28°-28.5° S), se han observado notorias variaciones a lo largo del rumbo, especialmente en aquellas estructuras que involucran al basamento pre-rift de las cuencas jurásicas Lautaro y Lagunillas (Jensen 1976). En este sector, estudios previos, (Martínez et al. 2012; 2015a), han propuesto que la reactivación de sistemas extensionales de basamento y la propagación de largos corrimientos de basamento son los principales mecanismos responsables de la oblicuidad que muestran las estructuras de primer orden que allí se exponen. Oblicuidad marcada por cambios de rumbo que varían entre N-S y N30°E (Jensen 1976; Martínez et al. 2015b). Estas estructuras de primer orden consisten en: fallas reactivadas y/o invertidas; y fallas inversas de mediano a alto ángulo, que involucran el basamento de las cuencas mencionadas (Jensen 1976; Moscoso et al. 1988; Arévalo 2005).

Labores de mapeo geológico (escala 1:100.000 Martínez et al. 2015b), confección y restauración de secciones balanceadas, y la determinación de las edades radiométricas de las unidades expuestas en la región, han permitido obtener un buen control del registro estratigráfico y edades de deformación, así como el arreglo hipotético en profundidad de estas estructuras, sin embargo; aspectos como la acción cinemática de las estructuras durante su crecimiento, su proyección en profundidad y su relación con estructuras heredadas de eventos tectónicos previos, siguen en la incertidumbre geológica, dada la ausencia de datos de sub-superficie que permitan vislumbrar más claramente el contexto estructural tridimensional. Debido a ello, la comprensión aspectos críticos relacionados con el modo de propagación e interacción de estos dominios estructurales oblicuos no ha sido del todo alcanzada. Una forma práctica para entender cómo pueden evolucionar y adquirir su geometría actual, es mediante el modelamiento analógico escalado, ya que este representa una poderosa herramienta para entender los procesos físicos de contextos geológicos complejos, es por ello, que en este trabajo se ha utilizado, en pos de dar respuesta a esta problemática.

1.2 HIPÓTESIS DEL ESTUDIO

Este trabajo evalúa la hipótesis que el acortamiento de discontinuidades angulares en el basamento, relacionadas con procesos tectónicos extensionales, son un parámetro influyente en el desarrollo de dominios estructurales oblicuos, como aquellos reconocidos a lo largo de Cordillera Frontal del norte de Chile.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general

Comprender la evolución de los dominios estructurales oblicuos presentes en la Cordillera Frontal del norte de Chile, entre los 28°-28°30'S, a partir de la integración de datos de superficie y modelos análogos.

1.3.2 Objetivos específicos

- Determinar las condiciones bajo las cuales se realizaran los modelos análogos
- Desarrollar modelos análogos para reproducir sistemas extensionales oblicuos con distintas geometrías.
- Desarrollar modelos análogos de sistemas compresivos sobreimpuestos a estructuras extensionales.
- Analizar los resultados obtenidos
- Identificar los diferentes dominios estructurales establecidos a lo largo de las Cuencas Lautaro y Lagunillas.
- Establecer comparaciones entre resultados obtenidos y las Cuencas Lautaro y Lagunillas

2 MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se ubica a lo largo de la tercera región del norte de Chile, entre los 28° y 28°30' de latitud sur, próxima al límite con Argentina. Se encuentra posicionada sobre la zona de subducción plana o flat-slab pampeano de los Andes Centrales, que se extiende desde los 27°S hasta los 33°30'S (Ramos et al. 2009) (Figura 1).

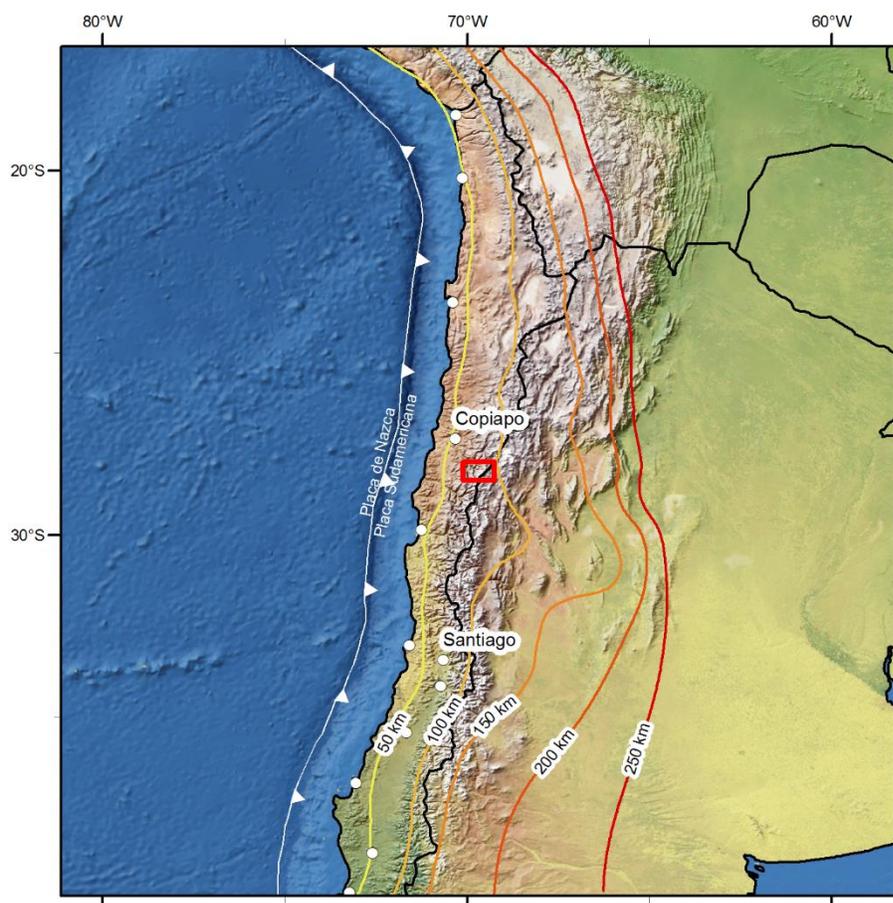


Figura 1 – Zona de estudio en rojo, curvas de nivel muestran la profundidad del slab

En la región, la Cordillera Frontal (27°-29°S) se compone principalmente de una serie de batolitos de elongación NNE-SSW con dimensiones promedio de 60 km de largo y 23 km de ancho, los cuales constituyen las rocas más antiguas de la región. Estos batolitos son frecuentemente intercaladas y ocasionalmente solapados por largas franjas estratificadas de depósitos mesozoicos y cenozoicos consistentes en potentes series volcánicas y sedimentarias. En base a sus características y relaciones estratigráficas, Martínez (2015a) dividió el registro estratigráfico presente en la zona en 3 conjuntos principales: Basamento Paleozoico, depósitos Mesozoicos y depósitos Cenozoicos (Figura 2 y 3). A continuación se presenta una breve descripción de cada uno de estos grupos, además de las estructuras que los relacionan, para una descripción detallada, revisar el Anexo.

2.1 BASAMENTO PALEOZOICO

Las rocas del basamento Paleozoico en la región están agrupadas en el “Complejo Plutónico de Montosa”, o “Batolito Montosa-El Potro” (Farrar et al. 1970; Zentilli 1974; Mpodozis y Kay 1990, 1992), el cual comprende una serie de rocas graníticas (granodioritas, granitos y tonalitas), relacionados genéticamente a eventos de fusión y adelgazamiento cortical (Mpodozis y Kay 1990). Estos cuerpos graníticos afloran en forma de bloques masivos desde la parte alta del valle del río Copiapó, hasta la frontera Chile-Argentina (Figura 2).

2.2 DEPÓSITOS MESOZOICOS

Los depósitos Mesozoicos consisten en potentes sucesiones volcánicas y sedimentarias, que forman el relleno estratigráfico más antiguo de las cuencas extensionales de tras-arco de orientación NNE-SSW, Cuenca Lautaro y Cuenca Lagunillas; establecidas en la región durante el Mesozoico Temprano, a partir del retroceso negativo de la trinchera oceánica (negative trench roll-back), coetáneo a la separación de Gondwana de Pangea (Urreta 1993; Franzese y Spalletti 2001; Mpodozis y Ramos 2008; Martínez et al. 2013).

2.3 DEPÓSITOS CENOZOICOS

Los depósitos Cenozoicos se localizan principalmente a lo largo de la Cuenca Lagunillas. Estos incluyen cerca de 3000 metros de sucesiones volcánicas y sedimentarias que van desde el Cretácico Superior al Plioceno, y que afloran principalmente a lo largo de los límites este y oeste de esta cuenca, Figura 2. La acumulación de estos depósitos ha sido relacionada con diferentes episodios de compresión ocurridos sobre el margen continental y con la migración al este del arco magmático previamente desarrollado en la Cordillera de La Costa (Moscoso y Mpodozis 1988; Mpodozis y Ramos 2008; Cornejo et al. 1993).

2.4 ESTRUCTURAS

La deformación andina en esta región se caracteriza por un dominante estilo estructural de piel gruesa de **lineamiento NNE-SSW**, participando grandes bloques de basamento en forma de láminas y bancos, que afectan y compartimentan la sección central de las cuencas Lautaro y Lagunillas (Figura 2 y 3). El estilo estructural lo componen una serie de fallas inversas y cabalgamientos, vergentes tanto hacia al este como al oeste (Jorquera, Pauna-La Estancilla, Vizcachas; y El Potro, Berracal, Del Toro, Iglesia Colorada, respectivamente, Figura 3); y anticlinales con exposición de basamento (Anticlinal El Colorado, Martínez et al 2015b). Adicionalmente, se han reconocido algunas estructuras menores de piel fina que afectan solo a los depósitos Mesozoicos syn-rift y los depósitos Cenozoicos syn-orogénicos de ambas cuencas.

Sin embargo, se han reconocido evidencias de deformación extensional durante el Triásico y Jurásico en ambas cuencas, consistente en fallas normales de meso-escala, estratos de crecimiento y discordancias syn-extensionales (Jensen 1976; Martínez et al. 2012; Oliveros et al. 2012). No obstante, las fallas maestras de estas cuencas se encuentran reactivadas y/o truncadas, por lo que las evidencias de la deformación syn-extensional se basan principalmente en relaciones estratigráficas (Martínez et al. 2015b).

2.5 MAPA

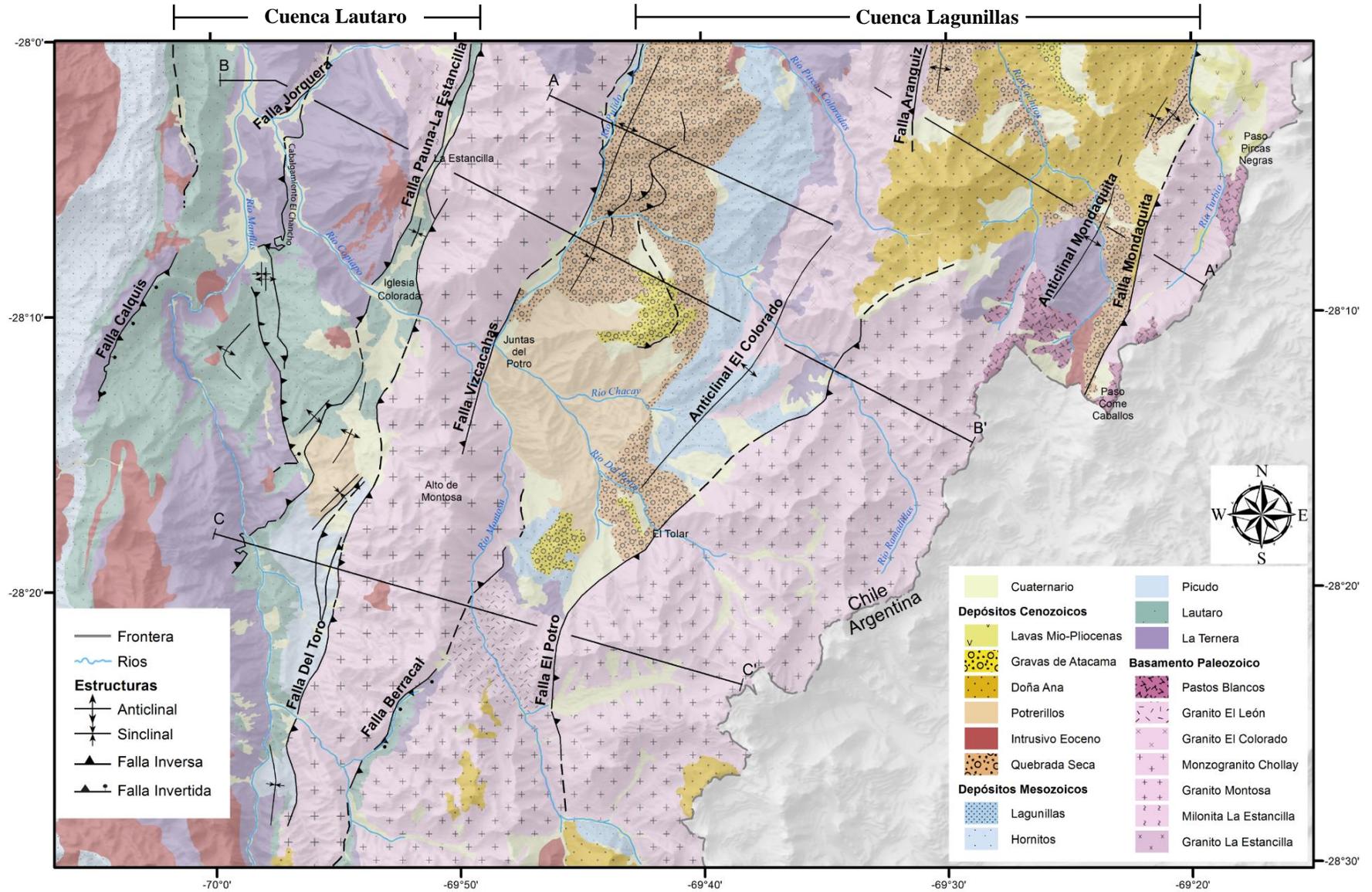


Figura 2 – Mapa de la zona de estudio, modificado de Martínez et al. 2012; y Martínez et al. 2015b.

2.6 PERFILES

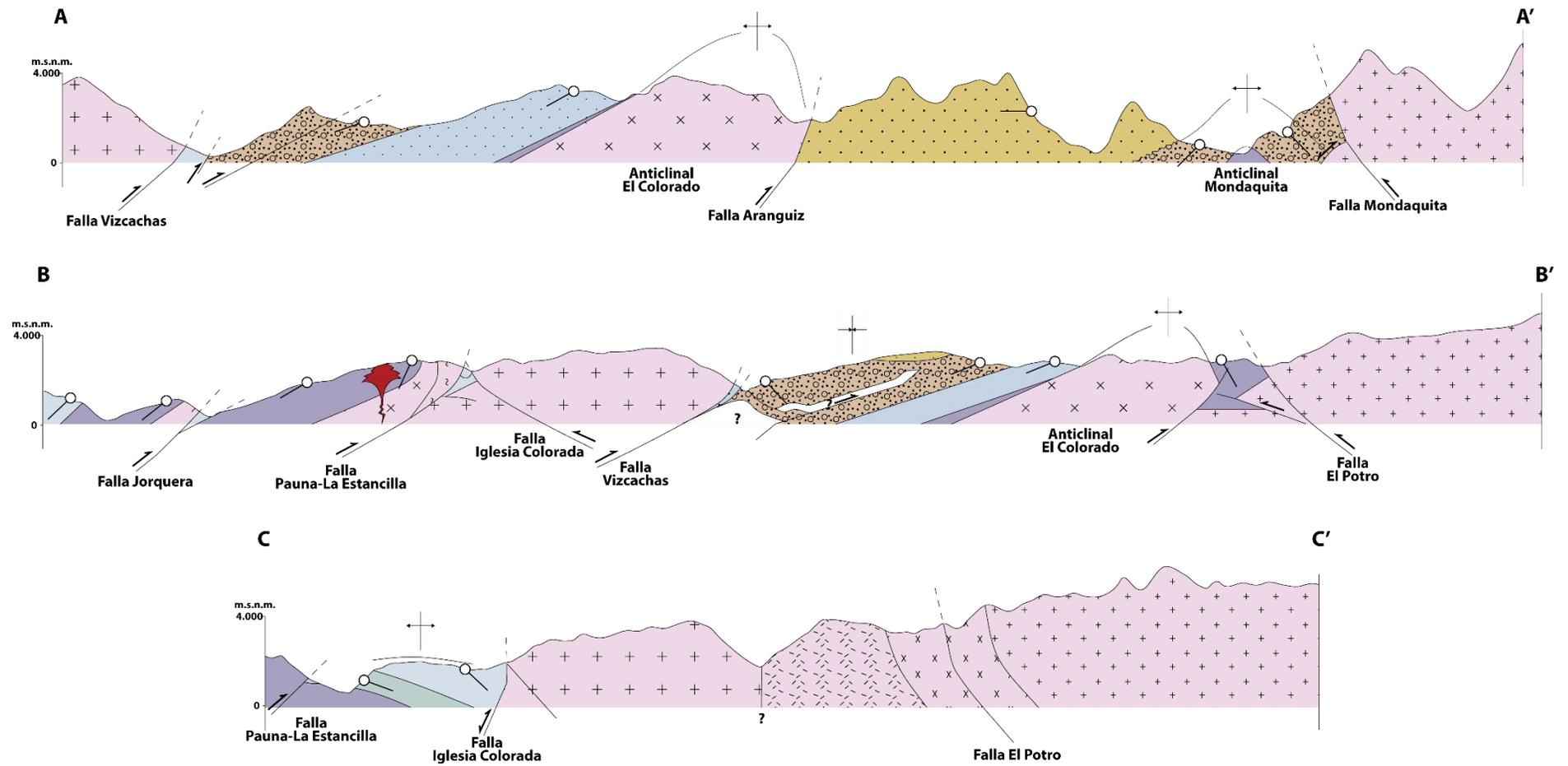


Figura 3 – Perfiles de la zona de estudio desde (Martínez et al. 2015a).

3 ANTECEDENTES

3.1 INVERSIÓN TECTÓNICA

La frase “Cuenca invertida” es usada globalmente para describir el acortamiento al cual fue sometida una cuenca extensional. La primera vez que se usó el término “inversión” para este fin fue por Glennie y Boegner (1981). Sin embargo, cuencas invertidas ya habían sido descritas por la industria petrolera más de 60 años antes en Europa, por ejemplo la cuenca de Baja Sajonia, en el norte de Alemania (Lackmann 1910); o la cuenca de Weld, en el Canal de la Mancha (Lamplugh 1920).

Cooper et al. (1989) sugieren restringir el concepto de “inversión” a aquellas cuencas que fueron activamente controladas por fallas, con la formación de un syn-rift o algún otro relleno que pueda ser reconocido; para luego sufrir un cambio en los estreses a escala regional, produciendo un vasto re-uso de las estructuras pre-existentes, concentrándose el alzamiento mayormente en el bloque colgante más que en el yacente. Sin desmedro de lo anterior, los autores además sugieren utilizar “inversión” para incluir las cuencas se encuentran dentro de un orógeno, con la única restricción de ser posible demostrar la existencia de la cuenca previo a la compresión, y que esta no se formó como consecuencia de la orogénesis.

Por otro lado, los autores definen “estructura invertida” como una falla extensional-transtensional pre-existente controlando el bloque colgante de una cuenca, que es posteriormente sometida a compresión-transpresión, produciendo alzamiento y la extrusión parcial de la cuenca. Mientras que “inversión de cuenca” corresponde a una cuenca controlada por un sistema de fallas, la cual fue posteriormente sometida a compresión-transpresión produciendo el alzamiento y extrusión parcial del relleno de la cuenca. Por último, todo lo anterior correspondería a una “inversión positiva” o simplemente “inversión”, asumiéndose como positiva; y en caso el término “inversión negativa” se reserva para cuando el acortamiento litosférico es reactivado en extensión, siendo este último caso poco frecuente, y alejado del interés de este trabajo.

3.1.1 Criterios para el reconocimiento de inversión positiva

Las cuencas que han sido sometidas a inversión presentan un amplio espectro de estilos y distribución de su deformación. Dependiendo esta diversidad de factores como la herencia estructural pre-inversión, presencia de niveles de despegue en el relleno, distribución del campo de estreses, entre otros (Williams et al. 1989).

La geometría final de la reactivación de una falla también es variada, pudiendo una falla normal ser reactivada completamente, parcialmente (un segmento de esta), o pueden ser truncadas por nuevos cabalgamientos. Aún más, las fallas pueden rotar durante la inversión, dando como resultado geometrías aún más complejas (McClay 1989).

Algunas de las geometrías estructurales comunes en inversión son:

- Anticlinal sobre la falla reactivada, provocando un alto estructural (Scisciani 2009).
- Migración del depocentro desde una zona proximal a otra más distal de la falla.
- Estructuras de “atajo” (shortcut) sobre el bloque yacente.
- Estructuras de tipo “arpón” debido a un hemi-graben parcialmente invertido.
- Flores positivas (pop-up).
- Buttressing (Coward et al. 1991).
- Fallamiento inverso vergente hacia el bloque colgante. (Scisciani 2009).

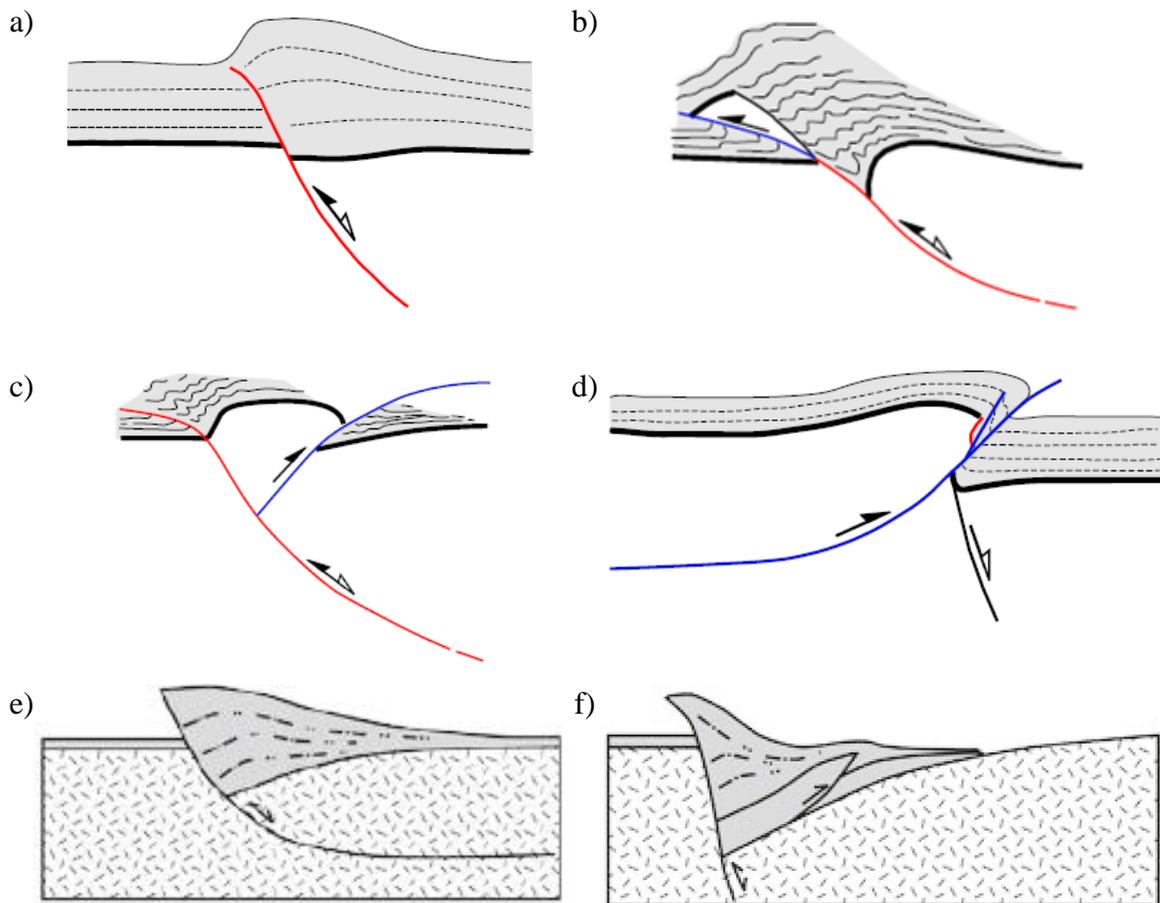


Figura 4 – Geometrías estructurales comunes en inversión: (a) anticlinal sobre la falla reactivada; (b) shortcut sobre el bloque yacente; (c) flor positiva; (d) fallamiento inverso hacia el bloque colgante; (e) estructura tipo arpón; y (f) buttressing. Para esquemas a) a d), en rojo, falla normal invertida, en azul, falla inversa nueva. Desde Bonini et al. (2012) y Martínez et al. (2012).

Por otro lado, también se ha descrito un cambio en la naturaleza del material de la zona de falla durante la reactivación de ésta. Como en la provincia del Delta Baram, donde las fallas normales se encuentran compuestas por pizarras y areniscas desmembradas, mientras que las fallas invertidas presentan una marcada presencia de cataclasitas y brechización (Morley et al. 2008).

3.1.2 Magnitud de la inversión

La magnitud de inversión a la cual ha sido sometido una falla puede ser cuantificada mediante la “razón de inversión” (R_i ; *inversion ratio* en ingles) definido por (Williams et al. 1989). Para esto es necesario primero definir el “null point” (punto nulo en ingles), correspondiente a un cierto marcador en el syn-rift que ha recuperado su elevación original respecto al bloque yacente debido a la compresión (punto negro en Figura 5). Luego, d_h corresponde al espesor del syn-rift depositado; d_c se define como el desplazamiento compresional, correspondiendo a la distancia sobre el null point; y d_e como desplazamiento extensional bajo el null point.

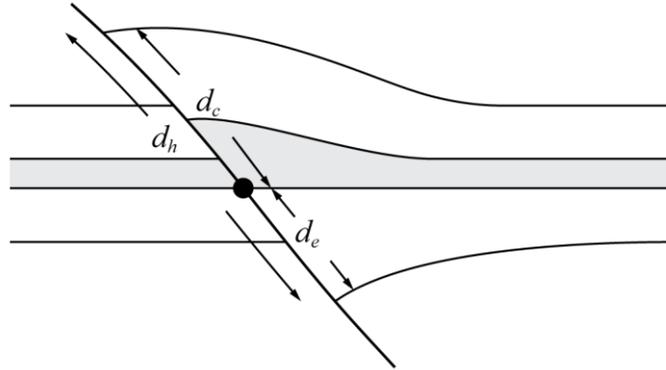


Figura 5 – Parámetros definidos en una falla invertida, punto negro corresponde al null-point, notar que en este lugar coinciden la base del estrato gris (modificado de Williams et al. 1989).

Finalmente, se define razón de inversión (R_i) como:

$$R_i = \frac{d_c}{d_h} = 1 - \frac{d_e}{d_h}$$

El null-point migrara profundizándose cada vez más a medida que la inversión aumenta, de este modo, si $R_i = 0$ no habrá inversión, y si $R_i = 1$ la inversión será completa. Adquiriendo así los calificativos de inversión leve, moderada, fuerte y total, para los correspondientes valores entre 0 y 1 (Figura 6, Cooper et al. 1989).

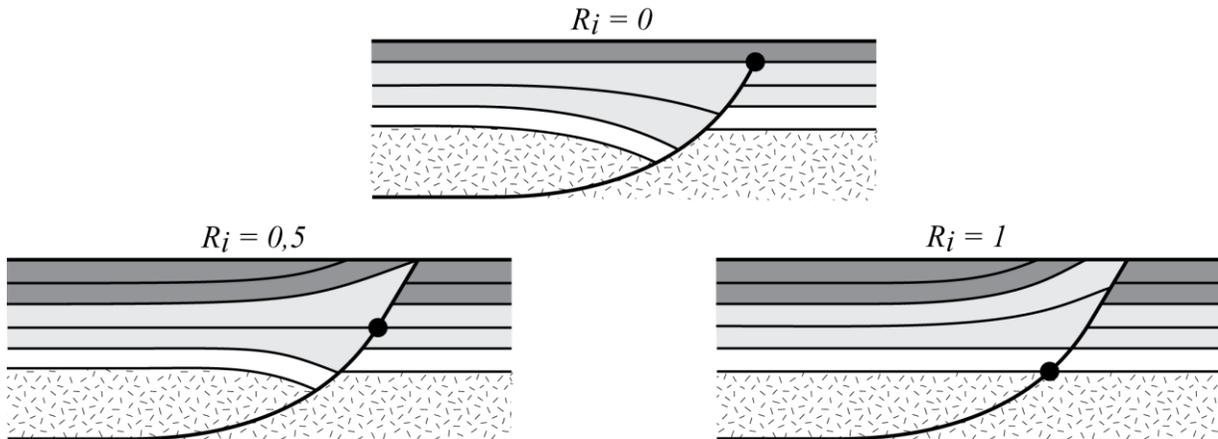


Figura 6 – Distintos valores de Razón de Inversión para la progresión de inversión de un hemigraben. 0:= sin inversión, 0,5:=inversión moderada; 1:= inversión total, punto negro corresponde al null-point Modificado de Cooper et al. 1989.

3.1.3 Factores que favorecen la reactivación de fallas

Entre los muchos factores que favorecen la reactivación inversa de fallas normales, se encuentran:

Angulo de la falla, (Sassi et al. 1993): la reactivación de las fallas depende de la orientación relativa de las estructuras heredadas previas a la compresión, respecto a al campo de estreses regional sobreimpuesto. Definiendo R como la razón de estreses principales, $R = \sigma_1/\sigma_3$, la orientación óptima para la reactivación corresponde al ángulo θ^* de la estructura respecto al estrés principal σ_1 tal que minimice el valor de R . Siendo un ángulo $\theta^* = \frac{1}{2}\tan^{-1}(1/\mu)$, siendo μ el coeficiente de fricción interna del material (Sibson 1985). Obteniéndose para valores de $\mu = 0,56$, un ángulo $\theta^* = 30^\circ$. Considerándose que para ángulos muy alejados de θ^* , cercanos a 60° , la falla está severamente mal orientada al necesitar una razón de estreses R mayores, pudiendo llegar a bloquearse (ángulo de lock-up) para un ángulo $2\theta^*$. Sin embargo, la reactivación de ciertas fallas en orientaciones poco favorables puede deberse a perturbaciones locales del campo de estreses y/o rotaciones dentro del sistema.

Oblicuidad del sistema, (Sassi et al. 1993; Brun et al. 1996): entendiéndose α como el ángulo comprendido entre el rumbo de la falla pre-existente y estrés principal σ_1 ; se tiene que la reactivación comienza a ser visible para $\alpha < 45^\circ$, siendo la inversión de la falla significativa para $\alpha < 30^\circ$. Y que para α cercanos a 90° la reactivación es prácticamente nula, preponderando la formación de nuevas estructuras inversas.

Presión de fluido, (Sibson 1995): durante la transición desde un régimen de estrés extensional a un régimen compresivo asociados a la inversión de una cuenca, tienden a generarse sobrepresiones de fluido extremas. Son el desarrollo localizado de estas sobrepresiones las que permiten la reactivación selectiva de fallas que de otra forma, se encontrarían severamente mal orientadas para su reactivación.

Reactivación de una zona fracturada, (Etheridge 1986): coeficientes de roce bajo aumentan el campo de reactivación, logrando aumentar el ángulo de lock-up. Estos coeficientes de roce excepcionalmente bajos se pueden alcanzar en fallas intrínsecamente débiles, es decir, cuando la zona de falla se presenta intensamente cataclasiada, generando un relleno de falla muy fino y no consolidado, presentando usualmente grandes cantidades de minerales de arcilla; otorgándole un comportamiento significativamente más débil que la roca aledaña.

3.1.4 Causas de la inversión

Las principales causas que podrían generar inversión tectónica son:

- Rotación de los estreses principales. (Sibson 2009).
- Compensación isostática (Lamplugh 1920).
- Halokinesis (Lackmann 1910).
- Oblicuidad entre los estreses extensivo y compresivo (Sassi et al. 1993).

Aún más, salvo excepciones, existe una tendencia general de las cuencas sedimentarias a invertirse cuando son sometidas a estreses de compresión (Hansen y Nielsen 2003).

3.2 MODELACIÓN ANALÓGICA

La apertura de un rift, el alzamiento de una cordillera, la formación de una cuenca pull-apart, entre muchos otros procesos tectónicos, ocurren a escala espacial y temporal de 4 a 6 órdenes de magnitud mayores que la escala humana. Por lo que resulta prácticamente imposible su observación directa. Espacialmente, se tiene acceso a la información de superficie, y en acotados sectores, a información de sub-superficie (pozos, sísmica, etc). En cuanto a la escala temporal, los procesos ocurren a velocidades sumamente lentas. Es por lo anterior, que a través de los modelos análogos se busca obtener ideas, en lapsos de tiempos muy cortos y perceptibles por el hombre, para la comprensión de los procesos geológicos, mediante el análisis geométrico y cinemático de la deformación que experimentan los materiales análogos a escala de laboratorio y bajo condiciones sobre-impuestas. Los resultados de estos experimentos proveen modelos conceptuales comparables a los ejemplos encontrados en la naturaleza.

Hall (1815) fue quien llevó a cabo los primeros intentos de modelar estructuras geológicas en laboratorio, como se ilustra en la Figura 7. La similitud obtenida entre los modelos y la naturaleza le permitió conjeturar sobre el origen de los plegamientos naturales, sosteniendo la hipótesis de que éstos surgen de la acción de esfuerzos compresivos horizontales.

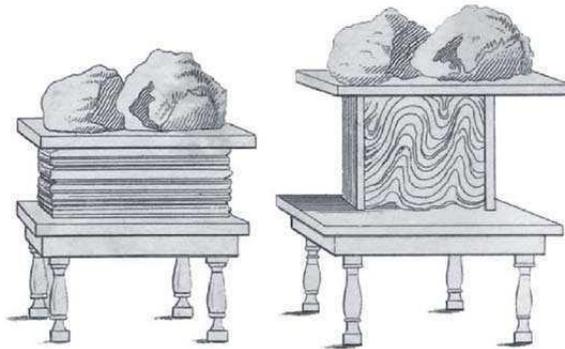


Figura 7 – Primer diseño realizado por Hall (1815) para modelar la formación de pliegues. Trozos de tela son apilados bajo presión, y luego acortados entre 2 tablas de madera.

Uno de los temas recurrentes en modelación analógica es la deformación y acortamiento de cuencas extensionales relacionada a inversión tectónica. Enfocándose en comprender los mecanismos de deformación y geometrías estructurales derivadas, entre otras variables. Bonini (2012) clasificó las metodologías más utilizadas en modelos análogos para el estudio de la inversión tectónica en:

- la deformación del bloque colgante es analizada utilizando bloques yacientes rígidos y móviles, que fuerzan la geometría de la falla principal heredada (ej: McClay 1989).
- modelos puramente frágiles, de arena o arcilla (ej: Yagupsky et al. 2007).
- modelos frágil-dúctil, en los cuales una o más capas dúctiles son colocadas en la base o entremedio de las capas, actuando como niveles de despegue (ej: Brun y Nalpas 1996).

3.2.1 Teoría de escalamiento

(Basado en Hubbert 1937; Vargas 2002; Yagupsky 2009; y Bonini et al. 2012)

Las estructuras formadas en los modelos análogos son típicamente más pequeñas, necesitan menores campos de estreses y toman menor tiempo en desarrollarse que las estructuras presentes en la naturaleza. Es por esto que Hubbert (1937) adaptó la teoría de escalamiento para situaciones geológicas, utilizando como principio básico que los modelos de menor tamaño evolucionen similarmente al caso real. Para que lo anterior se cumpla, se requiere que exista similitud geométrica, cinemática y dinámica entre el modelo y su equivalente natural (prototipo).

- Similitud Geométrica:

A partir de la definición de triángulos equivalentes, se puede generalizar que 2 cuerpos son geoméricamente similares cuando todos sus largos correspondientes son proporcionales, y sus ángulos correspondientes son iguales. Luego, si l_m es el largo de un modelo, y l_p el correspondiente del prototipo, y ambos en la misma unidad de medida, entonces:

$$\frac{l_m}{l_p} = \lambda$$

Donde λ es el factor de escala geométrica. Luego, generalizando para 3 dimensiones (Figura 8):

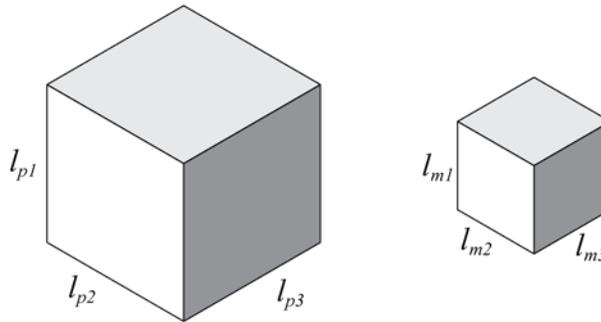


Figura 8 – Similitud geométrica entre el prototipo y el modelo

$$\frac{l_{m1}}{l_{p1}} = \frac{l_{m2}}{l_{p2}} = \frac{l_{m3}}{l_{p3}} = \lambda$$

Es fácil notar que la razón de áreas correspondientes es el cuadrado de la constante de proporcionalidad de largo; y la razón de volúmenes correspondientes es el cubo de este:

$$\frac{A_m}{A_p} = \lambda^2 \quad ; \quad \frac{V_m}{V_p} = \lambda^3$$

- Similitud Cinemática:

Dos cuerpos con similitud geométrica que sufren cambios geoméricamente similares de forma, posición o ambas, tendrán similitud cinemática cuando el tiempo requerido para generar un cambio en un cuerpo es proporcional al tiempo empleado en el correspondiente cambio en el otro cuerpo. Es decir, dos cuerpos estarán bajo esta condición si a cada intervalo de tiempo presentan similitud geométrica.

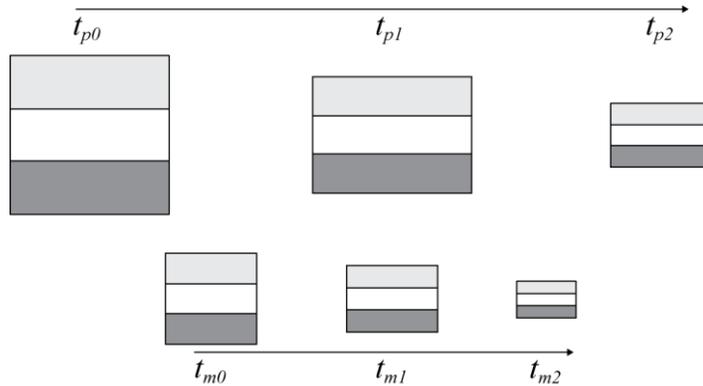


Figura 9 - Similitud cinemática entre prototipo y modelo, entre 3 estados de deformación

Por lo cual, el factor de escala temporal T queda representado como:

$$\frac{t_{m1}-t_{m0}}{t_{p1}-t_{p0}} = \frac{t_{m2}-t_{m1}}{t_{p2}-t_{p1}} = T$$

Luego, si 2 cuerpos son cinemáticamente similares, la velocidad y aceleración de segmentos correspondientes debe ser proporcional, pudiéndose así definir similitud de velocidad como:

$$\frac{v_m}{v_p} = \eta = \frac{\frac{l_m}{t_m}}{\frac{l_p}{t_p}} = \frac{l_m}{l_p} \cdot \frac{t_p}{t_m} = \frac{\lambda}{\tau} = \lambda \cdot T^{-1}$$

donde v_m y v_p son las velocidades de trazos correspondientes entre el modelo y el prototipo; y η el factor de escala de velocidades correspondientes. Además, se puede definir similitud de aceleración como:

$$\frac{a_m}{a_p} = \gamma = \frac{\frac{l_m}{t_m^2}}{\frac{l_p}{t_p^2}} = \frac{l_m}{l_p} \cdot \frac{t_p^2}{t_m^2} = \frac{\lambda}{T^2} = \lambda \cdot T^{-2}$$

donde γ es el factor de escala de aceleraciones correspondientes.

- Similitud Dinámica:

Las similitudes ya descritas no consideran la masa dentro de sus ecuaciones. Por lo tanto, dado que todos los cuerpos tienen masa, se requiere que el modelo y el prototipo posean la misma distribución de masa por unidad de volumen, así sobre 2 puntos correspondientes cualquiera se debe tener que:

$$\frac{dm_m}{dm_p} = M$$

Es posible definir también la similitud de densidad δ , que debe ser constante a través de ambos cuerpos, como:

$$\delta = \frac{\rho_m}{\rho_p} = \frac{\frac{dm_m}{dV_m}}{\frac{dm_p}{dV_p}} = \frac{dm_m}{dm_p} \cdot \frac{dV_p}{dV_m} = M \cdot \frac{1}{\lambda^3} = M \cdot \lambda^{-3}$$

Las fuerzas que actúan sobre un elemento de masa, en un elemento de volumen, pueden ser divididas en dos tipos, aquellas que se originan dentro del cuerpo, es decir gravitatorias (f_g) e inerciales (f_i). Y aquellas que actúan sobre la superficie externa del volumen involucrado. La intensidad de estas últimas es medida como la razón entre la fuerza y el área sobre la que actúa, comúnmente se le conoce como estrés. El caso más general es aquel en que el estrés es oblicuo a la superficie en que actúa, en cuyo caso se tendrá una componente normal y otra tangencial (componente de cizalle).

La similitud dinámica requiere que en cada elemento de masa de volumen dV_m del modelo, las fuerzas actuantes deben ser tales que el movimiento sea geométrica y cinemáticamente similar al movimiento correspondiente de un elemento de masa de volumen dV_p del prototipo. Esto se cumplirá si para cada fuerza F_p actuando en un dm_p en el prototipo, hay un correspondiente vector fuerza F_m actuando sobre una masa dm_m en el modelo, tal que F_p y F_m tienen la misma orientación, y la razón de sus magnitudes es constante (Figura 10).

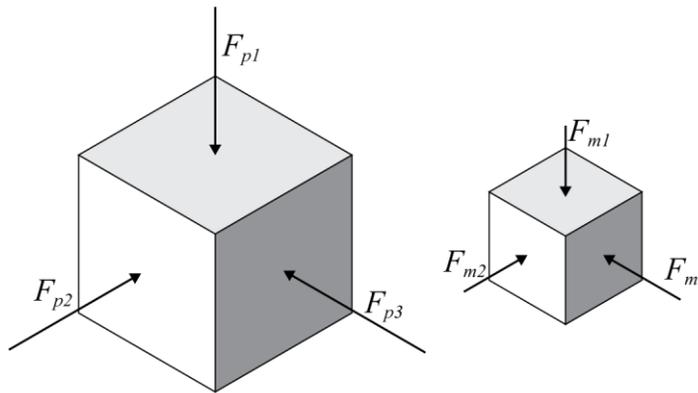


Figura 10 - Similitud dinámica entre el prototipo y el modelo

Luego, si F_g , F_i , F_v , F_e ; F_r son respectivamente las fuerzas de gravedad, inercia, viscosidad, elástica y de roce, se debe cumplir que:

$$\phi = \frac{F_{mg}}{F_{pg}} = \frac{F_{mi}}{F_{pi}} = \frac{F_{mv}}{F_{pv}} = \frac{F_{me}}{F_{pe}} = \frac{F_{mr}}{F_{pr}}$$

donde ϕ es el factor de escala de fuerzas. Con esto, es posible continuar el razonamiento para el escalamiento de los estreses, dado que el estres es la razón entre la fuerza y su área de aplicación, ambas dimensiones ya escaladas.

Luego, es posible calcular el factor de escala de estreses, dado que $\sigma = \rho \cdot g \cdot l$, luego:

$$\Sigma = \frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{\rho_m g_m l_m}{\rho_p g_p l_p}$$

por lo tanto:

$$\Sigma = \delta \lambda \frac{g_m}{g_p}$$

donde Σ es el factor de escala de stresses. A pesar que existen máquinas centrífugas que permiten modelar bajo campos gravimétricos forzados (e.g.: Dixon y Summers 1985), la gran mayoría de los modelos realizados por autores anteriores han sido bajo gravedad normal, incluido este trabajo. Luego g_m y g_p son iguales, por lo que:

$$\Sigma = \delta \lambda$$

Por otro lado, el comportamiento mecánico de materiales frágiles es controlado por la ley de Mohr-Coulomb:

$$\tau = c + \mu \cdot \sigma_N$$

donde τ corresponde al stress de cizalle, σ_N al estres normal, c la cohesión, y μ al coeficiente de fricción interna. Este último corresponde a la tangente del ángulo de fricción interna. Es importante notar que: (1) μ corresponde a un a un valor adimensional, por lo tanto los materiales deben poseer valores similares al prototipo; y (2) la ausencia de una variable temporal en la deformación frágil implica que el tiempo no influye en el escalamiento de la deformación de los modelos.

Por último, la cohesión, que también corresponde a una dimensión de stress (Pa), debe respetar el mismo factor de escala:

$$\Sigma = \frac{c_m}{c_p}$$

- Observaciones

Todo el procedimiento de escalamiento implica el supuesto que la fuerza de inercia puede ser ignorada en el modelamiento de procesos tectónicos, dado que esta es insignificante más allá de terremotos y erupciones. En caso contrario, para un modelo de 50 cm que representa un prototipo de 50 km, tomaría 1580 años representar 0,5 Myr de deformación en la naturaleza (Bonini et al. 2012).

Por lo tanto, a pesar que los modelos son solo parcialmente similares a las estructuras y los procesos presentes en la naturaleza, incluso procurando utilizar materiales lo más apropiados posibles, o habiendo constreñido totalmente las variables del prototipo (dimensiones de cuenca, edades de deformación, etc); “[...] la falta de estricta similitud dinámica no afecta seriamente los procesos que se desean estudiar” (Ramberg 1981).

3.2.2 Materiales

Los materiales análogos utilizados buscan simplificar las propiedades reológicas de las rocas existentes en la naturaleza. Es por eso que para la corteza frágil se ha utilizado arena y arcilla húmeda, dado que ambos cumplen el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb. Sin embargo, estos materiales presentan ciertas diferencias en su comportamiento: (1) como se propagan y conectan las fallas, (2) amplitud y espaciamiento de las fallas, y (3) la cantidad de plegamientos versus formación de fallas, tal como se aprecia en la Figura 11. Estas diferencias pueden deberse a: la baja cohesión de la arena, el mayor tamaño de grano de la arena, o el porcentaje de agua presente (Eisenstadt y Sims 2005).

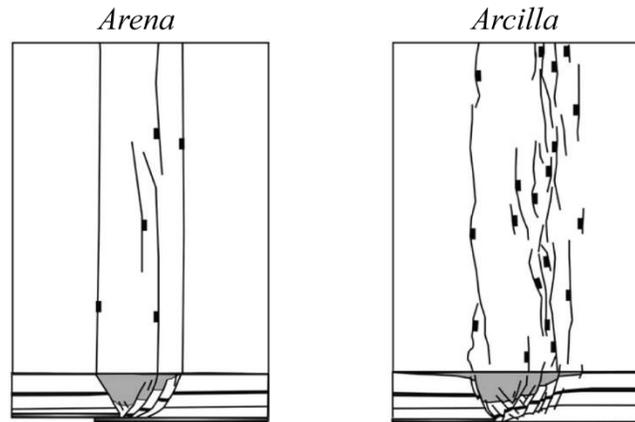


Figura 11 – Comparación de modelos de arena y arcilla tras 4 cm de extensión. Notar como las fallas en arena cortan todo el volumen, mientras muchas fallas en arcilla no alcanzan a aflorar en superficie. Modificado de Eisenstadt y Sims 2005.

Byerlee (1978), luego de numerosos experimentos, determinó que el comportamiento frágil de la litosfera superior podía ser aproximado por la envolvente:

$$\tau = 0,85 \sigma_N \quad \text{para profundidades menores a 10 km}$$

$$\tau = 0,6 \sigma_N + 60 \text{ Mpa} \quad \text{para profundidades mayores a 10 km}$$

por lo que ángulo de fricción interna de la corteza frágil estaría comprendido entre 30° y 40°. Por lo tanto, los materiales de comportamiento frágil a utilizar deben acercarse a estos valores.

3.2.3 Discontinuidad de Velocidad

Una técnica comúnmente utilizada para imponer geometrías estructurales en extensión y en deformación tipo rumbo-deslizante, implica la creación de una discontinuidad de velocidad (DV) en la base del modelo. La DV resulta del desplazamiento de la placa basal (metálica o plástica) solidaria a la pared móvil, logrando que el material análogo que sobreyace a la placa basal sea transportado lejos de la porción estacionaria del modelo, Figura 12. La discontinuidad típicamente focaliza el inicio y la propagación de la deformación bajo cierto régimen de estrés aplicado (Allemand et al. 1989; Ballard 1989; Bonini et al. 2012). En algunos modelos la DV es producida por 2 o más placas basales divergiendo.

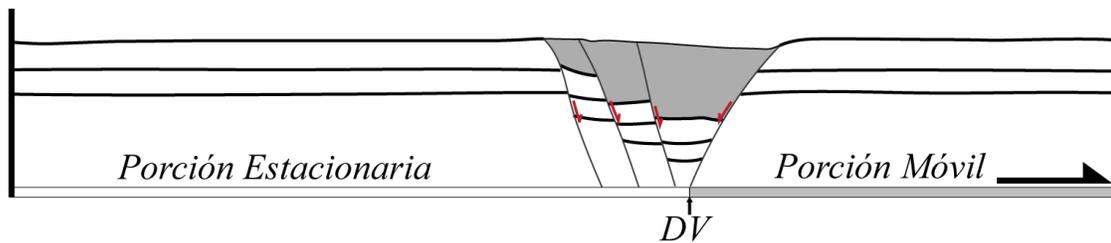


Figura 12 – Esquema de un modelo en el cual se utiliza una discontinuidad de velocidad.

3.2.4 Ventajas y limitaciones

Las principales ventajas comparativas de los modelos análogos son:

- Son muy didácticos, permitiendo observar el proceso deformativo a medida que se desarrolla.
- No se requiere de “súper computadores”, los que pueden no estar disponibles y suelen tomar mucho tiempo en generar una experiencia.
- Los modelos numéricos se desarrollan principalmente en 2D.
- Fácil reproducción de fallas y del comportamiento frágil en general.

Las principales limitaciones que enfrenta el modelamiento análogo son:

- No se tiene un conocimiento acabado de los parámetros físicos involucrados en los procesos y de las diversas rocas que la constituyen.
- Dificultad para encontrar materiales análogos que se ajusten a las necesidades.
- Dificultad en la medición precisa de las propiedades físicas y reológicas de los materiales empleados.
- El modelamiento es, en general, más homogéneo que los procesos que se intenta reproducir.
- La experiencia del modelador es una variable difícil de controlar.

4 METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

En este trabajo se utilizaron 3 geometrías diferentes de discontinuidades de velocidad, conjugaciones de una orientación N20°E; las cuales fueron utilizadas para imponer las geometrías extensionales iniciales en los modelos. Se llevaron a cabo 3 series de modelos, utilizando arena como principal material de modelación. La serie 1 consistió en 3 modelos extensivos; serie 2, 3 modelos sometidos a compresión posterior a la extensión; y la serie 3, consistió en 2 modelos semejantes a serie 2, pero con sedimentación syn-orogénica.

4.1 MATERIAL ANÁLOGO

Para simular el comportamiento frágil de la corteza superior de la litósfera, se utilizó arena de cuarzo seca, de granulometría fina, bien seleccionada, densidad 1560 kg/m^3 , y un ángulo de rozamiento interno estimado de $29,6^\circ$.

4.2 DISCONTINUIDADES DE VELOCIDAD

Como se puede apreciar en la sección 2.4. Estructuras, la zona de estudio presenta un marcado estilo estructural de lineamiento preferentemente NNE-SSW. En base a este comportamiento se establecieron 3 discontinuidades de velocidad (Figura 13), considerando la hipótesis inicial que sugiere que el estilo estructural en la actualidad, podría responder a la compresión y acortamiento de un sistema extensional oblicuo, con variaciones geométricas a lo largo del rumbo. Por lo que las DV corresponden a conjugaciones de lineamientos de orientación N20°E, siendo una aproximación de un lineamiento NNE-SSW (N $22,5^\circ$ E).

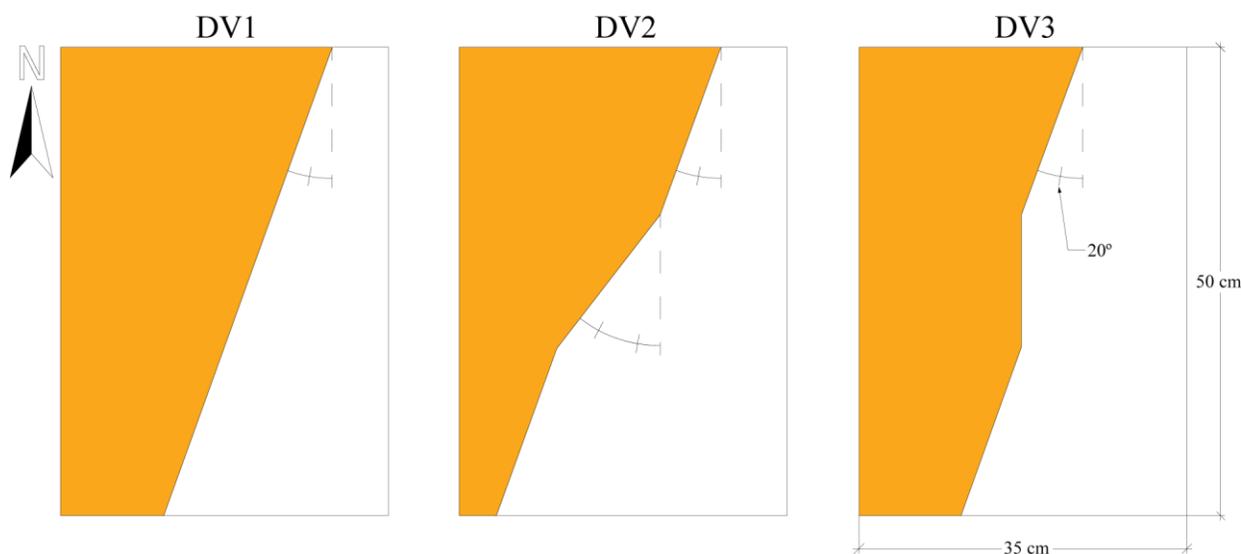


Figura 13 – Discontinuidades de velocidad impuestas, en naranja sección móvil, en blanco sección fija.

DV1 consiste en un ángulo constante de 20° respecto a la normal de la dirección de extensión; DV2 semejante a DV1, pero con un aumento de oblicuidad a 40° respecto a la normal, por un tramo de 18 cm en su parte central; y DV3 semejante a DV1, pero con cese en la oblicuidad por un tramo de 14 cm en su parte central.

4.3 ESCALAMIENTO

Para los modelos desarrolladas en este trabajo, se utilizó un factor de escala geométrica $\lambda = 10^{-5}$, en base a modelos desarrollados por otros autores para la zona de estudio (Martínez et al. 2016), es decir 1 cm en el modelo corresponde a 1 km en la naturaleza.

Los modelos se desarrollaron bajo un campo gravitatorio normal, por lo que $g_m = g_p$. Se consideró un rango promedio de densidad entre 2500 y 2700 kg/m^3 los granitoides Permo-Triásicos que forman al basamento pre-rift de la cuenca; y 2300 a 2800 kg/m^3 para areniscas, calizas, y lavas básicas que conforman el relleno syn-rift (Daly, Manger y Clark 1966). En contraste, la arena de cuarzo utilizada posee una densidad de 1560 kg/m^3 , obteniéndose un factor de escala de densidad aproximado de $\delta = 0,6$. Por lo que el factor de estreses es $\Sigma = 1 \cdot \delta \cdot \lambda = 6 \cdot 10^{-6}$.

Considerando una cohesión aproximada para la corteza superior de $c_p = 10^7 Pa$ (Schellart 2000), y siendo la cohesión del material utilizado en el modelo de $c_m = 60 Pa$ (Schreurs et al. 2006), con lo que se obtiene un $\Sigma = c_m/c_p = 6 \cdot 10^{-6}$, concordante al anterior.

Acorde a Byerlee (1978), la corteza la corteza frágil posee un coeficiente de fricción interna comprendido entre 30° y 40° . Luego, la arena utilizada presenta un coeficiente de $29,6^\circ$, por lo que el comportamiento frágil será semejante. Lo que sumado a lo anterior, se presume que el modelo posee similitud dinámica.

Finalmente, la similitud cinemática no es calculable debido a la falta de edades precisas de inicio y termino de los distintos estadios tectónicos en la zona de estudio. Por lo que la velocidad de extensión y acortamiento utilizada corresponde a valores fácilmente alcanzables en laboratorio, 20 y 100 mm/h respectivamente.

4.4 MONTAJE EXPERIMENTAL

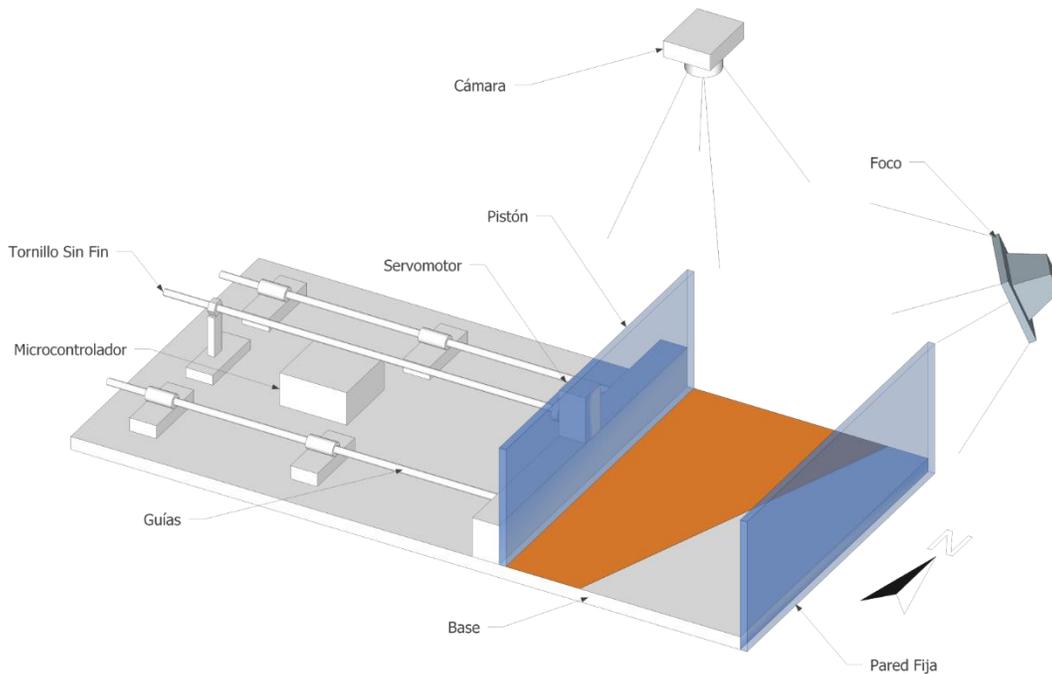


Figura 14 – Esquema de dispositivo utilizado, en naranja se aprecia DV1 montada en el dispositivo

Los modelos análogos se realizaron sobre un dispositivo automatizado como se ilustra en Figura 14, para el cual se adoptó un sistema de referencias como se indica. El dispositivo consiste en una base de 100 x 50 x 2 cm, sobre la cual se encuentran 2 paredes verticales paralelas de acrílico transparente de 50 x 20 x 1 cm. Una de ellas se encuentra fija a un extremo de la base (pared fija), mientras la otra es desplazada normal a la pared fija (pistón), mediante un servomotor Hitec HS-815BB conectado a un tornillo sin fin de acero, el cual encaja en una tuerca fija a la base. La velocidad del servomotor, y en consecuencia la velocidad y dirección de movimiento del pistón, es controlada mediante un micro-controlador Arduino.

Al pistón se fijaron mediante cinta adhesiva láminas de acetato de 0,1 mm (naranja en Figura 14), recortadas en base a las 3 geometrías distintas de discontinuidad de velocidad (Figura 13).

Para todos los experimentos, sobre la discontinuidad, se depositó inicialmente una fina capa de talco, para disminuir la fricción basal. El modelo posee un espesor de 5 cm, constituido principalmente por arena blanca, intercalada con arena color negro de 1 mm de espesor, a los 3, 4 y 5 cm desde la base. En consecuencia, las dimensiones del modelo son 35 cm de ancho, 40 cm de largo, y 5 cm de alto (Figura 15). Se mantuvieron libres los límites laterales para impedir la fricción y así evitar efectos borde indeseados.

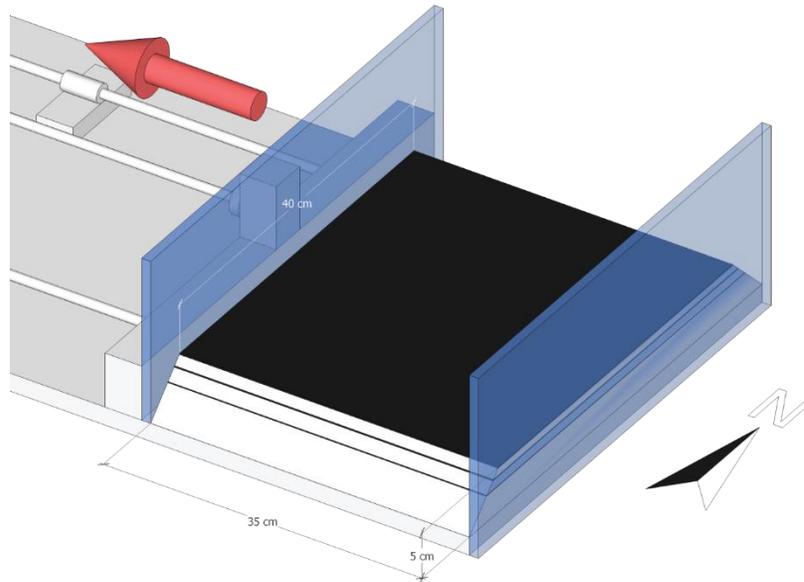


Figura 15 – Dimensiones y montaje de los modelos, flecha indica dirección de extensión

La extensión del modelo, se aplicó en sentido este-oeste, como indica la flecha en la Figura 15, a una velocidad de 20 mm/hora. A medida que la deformación fue progresando, se aplicó sedimentación syn-extensional con un tamizador en aquellos espacios (hemi-grabenes) desarrollados durante la deformación, para ello se utilizó arena de color azul y blanco, aplicados en ciclos alternados. La sedimentación fue realizada a una tasa tal que la altura del relleno de la cuenca fuese siempre menor o igual a la altura de la superficie del pre-rift no deformado, ni más bajo que 3 mm desde la superficie del mismo. Teniendo precaución de no colapsar los escarpes formados y evitar la caída de sedimentos fuera de los espacios formados.

Al terminar la etapa de extensión, los modelos fueron cubiertos con una fina capa de material azul, a modo de simular una cobertura post-rift, y en pro de obtener un mayor contraste previo a la etapa de compresión.

Para los modelos sometidos a compresión, y previo al inicio de esta, la lámina de acetato fue desprendida del pistón y fijada a la base del equipo, quedando inmóvil, para evitar su plegamiento y la inducción de una deformación secundaria al modelo. La compresión fue aplicada a una velocidad de 100 mm/hora hacia el este del modelo, Figura 15. En los modelos con sedimentación syn-compresional, esta se llevó a cabo depositando arena frente a los frentes de deformación desarrollados, procurando no destruirlos, en ciclos de sedimentación aleatorios, utilizando arena de color verde, amarillo, rojo y blanco.

La evolución en superficie de cada modelo fue fotografiada con una cámara Nikon D5100 equipada con un lente Nikon 18-55mm f/3.5 (cámara en Figura 14), montados sobre un trípode a 70 cm de la superficie. La superficie fue iluminada con un foco halógeno de 150 watts, ubicado al NE del modelo (foco en Figura 14). La cámara fue configurada en exposición de 1/40 segundos, en $f/4$, con ISO 400.

Los parámetros de entrada para los modelos desarrollados se presentan en la Tabla 1:

<i>Serie</i>	<i>Discontinuidad Utilizada</i>	<i>Ve mm/h</i>	<i>Extensión total mm</i>	<i>Deposición syn-extensional</i>	<i>Vc mm/h</i>	<i>Compresión total mm</i>	<i>Deposición syn-comprensional</i>
1	DV1, DV2, DV3	20	30	Si			
2	DV1, DV2, DV3	20	30	Si	100	50	
3	DV2, DV3	20	30	Si	100	50	Si

Tabla 1 – Parámetros de entrada para los modelos desarrollados, Ve: velocidad de extensión; Vc: velocidad de compresión

Finalizada la experiencia, y en pro de conservar las estructuras formadas, una capa arena fue vertida sobre la superficie. Posteriormente el modelo fue cubierto con toalla de papel e hidratado con agua caliente para aumentar la cohesividad de la arena. Los modelos se dejaron reposar por más de 24 horas antes de su seccionamiento.

Por último, los modelos fueron seccionados con un cuchillo en dirección EW. Para los modelos sometidos netamente a extensión, estos se realizaron cada 2,5 cm, obteniéndose 15 secciones; mientras que en los modelos sometidos a compresión, se realizaron cada 1 cm, obteniéndose 31 secciones. Posteriormente, las imágenes capturadas para cada modelo fueron postprocesadas en el software Adobe Photoshop Lightroom, donde fueron ortorectificadas.

Con las fotografías de evolución en superficie de cada modelo, se procedió seleccionar imágenes relevantes, y posteriormente a trazar las estructuras reconocidas. Para los casos en que las estructuras no fuesen evidentes, se utilizó la comparación de las imágenes de los instantes previos y posteriores, a fin de identificar porciones de material en movimiento.

Con las fotografías de las secciones rectificadas, se procedió a la reconstrucción 3D de la geometría del modelo, para esto se utilizó el software estructural Midland Valley Move 2013. Las fotografías fueron proyectadas en una “caja” virtual, de dimensiones similares a las del modelo real (Figura 16.c). Por conveniencia y limitaciones del software, las dimensiones reales del modelo, en centímetros, tuvieron que ser ingresadas como metros; por lo que, 1 centímetro del modelo, fue representado como 1 metro en el software.

Con las imágenes proyectadas en el modelo 3D, se procedió al reconocimiento y mapeo de la topografía de superficie, los niveles guías, y las fallas presentes en cada sección (Figura 16.a). Finalmente se interpoló la información reconocida, logrando así la reconstrucción 3D de todos los elementos nombrados. Así, por ejemplo, se logró obtener un modelo de elevación de la superficie (Figura 16.b), determinar el manteo real y realizar proyecciones estereográficas de las estructuras.

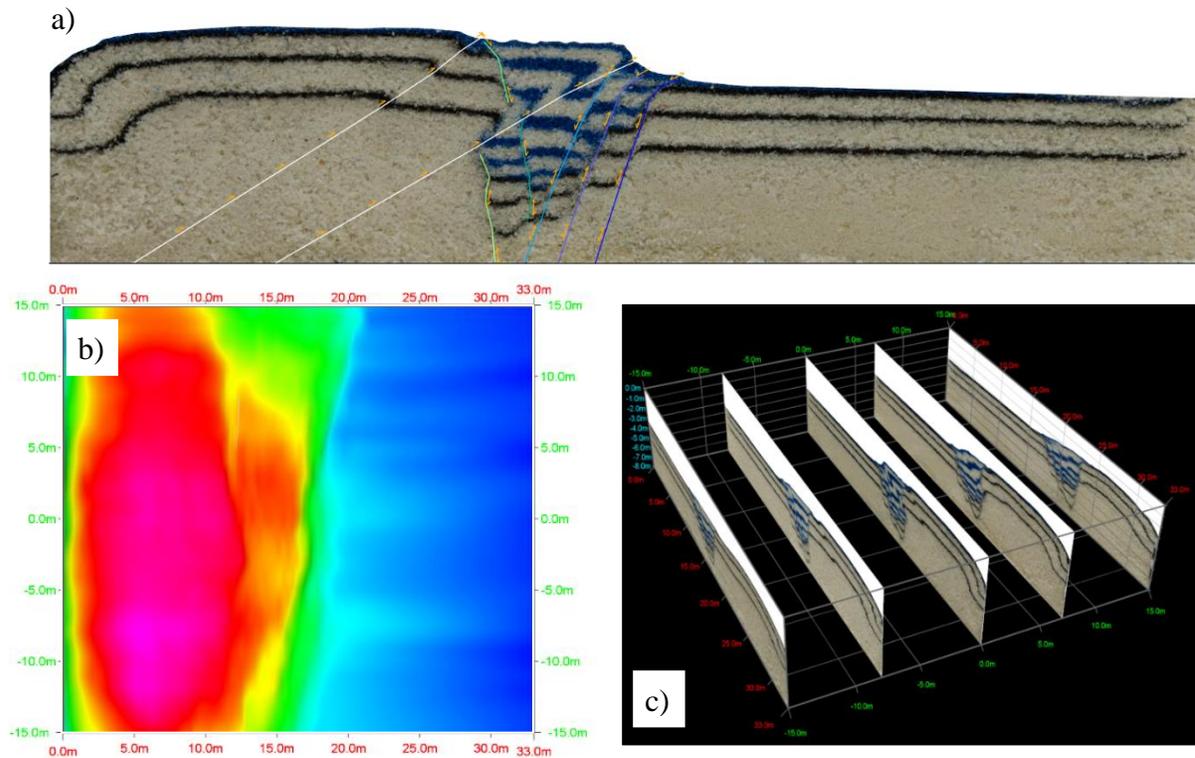


Figura 16 – (a) sección WE ortorectificada y en la cual ya fue reconocida en programa Move la superficie y fallas; la sección tiene 33 cm de largo. b) reconstrucción de la superficie, en azul oscura las zonas sin alzamiento, en fucsia zonas con 44 mm de alzamiento. Notar que el origen de las ordenadas se encuentra en el centro del modelo, a la altura del servomotor; además que la unidad de medida es metros (ver texto para mayor explicación). c) secciones proyectadas en modelo 3D, solo se presentan 5 para facilitar la visualización.

4.5 LIMITACIONES DE LA METODOLOGÍA

Cabe destacar que la metodología utilizada presenta las siguientes limitaciones:

- Solo considera la reproducción de fallas secas, las cuales presentan un campo de reactivación más limitado en comparación a las fallas con interacción de fluido.
- La ortorectificación manual de imágenes no es óptima, y autores anteriores han optado por la utilización de escáneres por sobre cámaras fotográficas, sin embargo, para esto es necesario gelatinizar los modelos (Yagupsky et al. 2007; Wu et al. 2009).
- La arena fue vertida, más no cernida, para la formación del pre-rift inicial, lo que tiene influencias en la densidad y el coeficiente de fricción interna, la arena vertida presenta menor coeficiente de fricción y densidad que la arena cernida, facilitando la reactivación (Krantz 1991).

5 RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos de las distintas series de experimentos llevados a cabo en este trabajo.

Primero, se exhibe la evolución en superficie del modelo, consistiendo en 4 estadios para la extensión: uno inicial, cuando la extensión es 0, señalando gráficamente la posición inicial de la discontinuidad de velocidad como una línea segmentada, ubicándose hacia la izquierda de esta, la porción estática del modelo, y hacia la derecha la porción móvil; uno final, evidenciando la configuración estructural final del modelo; y 2 intermedios. Además 4 estadios adicionales para los casos sometidos a compresión posterior: uno inicial, donde se evidencia la ubicación de las fallas ocurridas en extensión; uno final, evidenciando la configuración estructural al final de la compresión del modelo; y 2 intermedios. Para una mejor comprensión, las estructuras fueron mapeadas utilizando la simbología estándar para el mapeo de las estructuras en superficie, Figura 17, además del sistema de referencia ya definido en la metodología. Las imágenes corresponden a vistas de 40 cm de alto por 38 cm de ancho.

Segundo, se exhiben 3 secciones transversales para cada modelo, las cuales fueron seleccionadas para evidenciar los rasgos estructurales más característicos de cada modelo. En estos perfiles se señala: orientación, escala, ubicación de la discontinuidad de velocidad, y fallas. Por último, los perfiles no presentan exageración vertical y todos responden al mismo escalamiento.

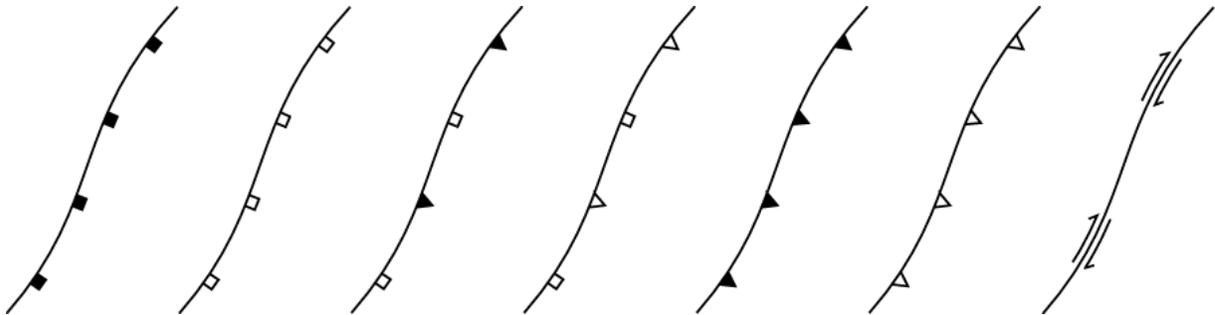


Figura 17 – Simbología utilizada, de izquierda a derecha: falla normal, falla normal inactiva, falla normal reactivada en sentido inverso, falla normal reactivada inactiva, falla inversa, falla inversa inactiva, falla de rumbo. Bloques y triángulos apuntan al bloque colgante.

Es importante destacar que las imágenes seleccionadas de la evolución en superficie de los modelos buscan evidenciar configuraciones estructurales presentes durante el desarrollo del experimento, es por esto que eventos descritos en el texto no necesariamente se aprecian en las imágenes seleccionadas, para tales casos se recomienda ver las imágenes contenidas en el CD.

5.1 SERIE 1

Extensión oblicua de 30 mm con sedimentación syn-extensional.

5.1.1 S1DV1

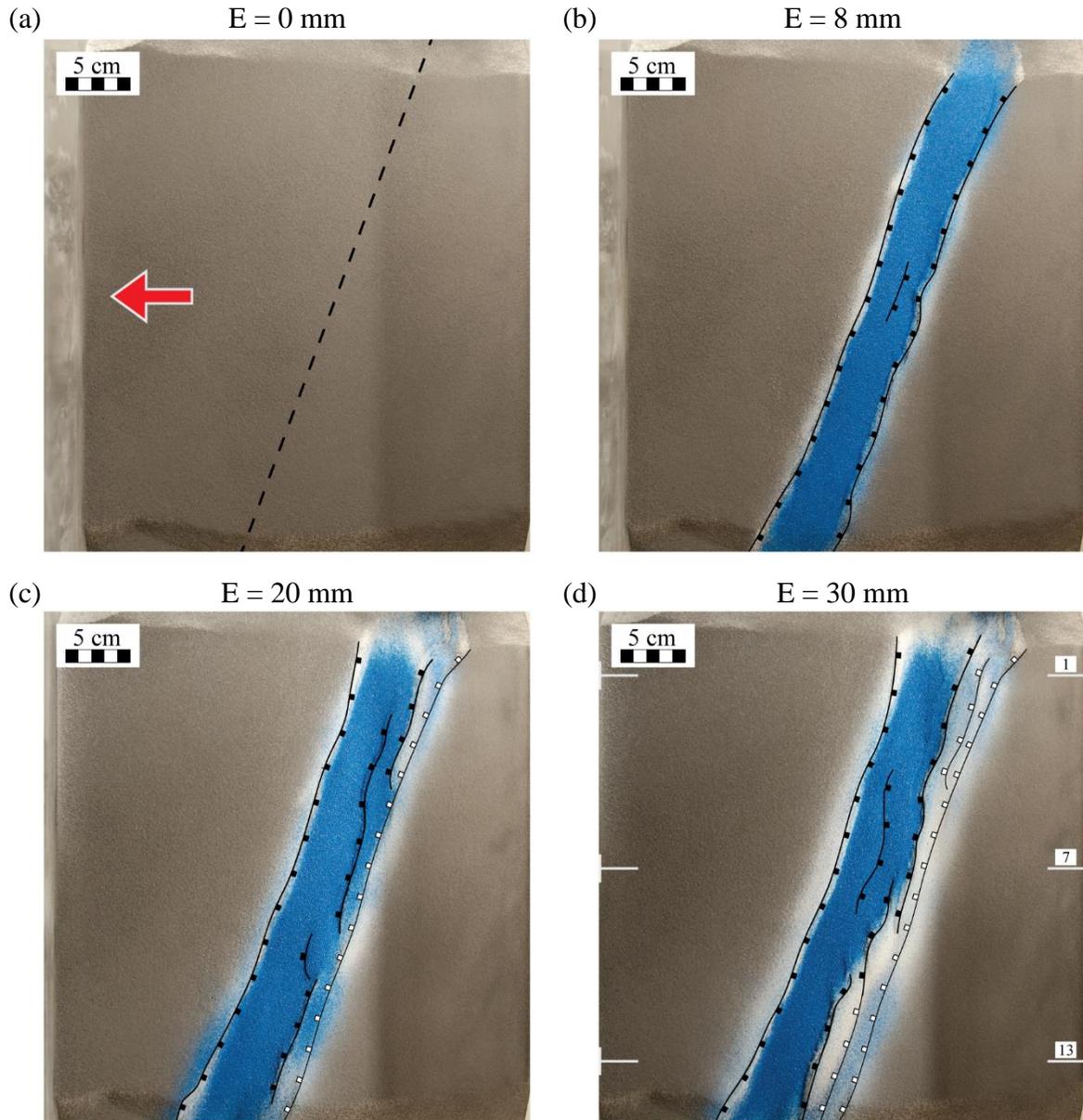


Figura 18 – Evolución en superficie de la extensión oblicua con sedimentación, experiencia S1DV1. (a) Inicio del experimento, línea segmentada corresponde a la posición de la discontinuidad de velocidad inducida, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) estructuras desarrolladas a los 8 mm de extensión. (c) estructuras desarrolladas después de 20 mm de extensión. (d) fin de la experiencia, 30 mm de extensión; marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 1, 7 y 13.

La deformación en extensión inició como una serie de grietas en échelon, y por un largo lineamiento paralelo a la discontinuidad de velocidad. A medida que la extensión progresó, las grietas comenzaron a coalescer, conformando 2 fallas principales de carácter normal: una al oeste

de la DV1 con manteo hacia el este, falla maestra occidental, y la otra al este de la DV1 con manteo hacia el oeste, falla maestra oriental; ambas con rumbo $N20^{\circ}E$. Estas fallas tienen una geometría recta y son paralelas a la discontinuidad de velocidad. Su cinemática permitió la creación de un depocentro extensional o graben, con una geometría continua y estrecha, 4 cm de ancho, de orientación igualmente paralela discontinuidad de velocidad, Figura 18.b. Adicionalmente a ello, algunas estructuras extensionales menores surgieron en la zona central del depocentro.

Con el avance de la extensión una serie de fallas normales de orientación $N18^{\circ}E$ emergieron al interior del graben previamente formado, acomodando la extensión del modelo y permitiendo que el sistema adquiriera asimetría, creando un depocentro con geometría de hemi-graben. Las nuevas fallas se localizaron al oeste de la falla maestra oriental, evitando que esta última continuase desarrollándose. La nueva serie de estructuras corresponde a 3 segmentos, con manteos preferentes al hacia el oeste, cada uno de ellos separados por rampas de relevo (Figura 18.c).

Mientras aumentaba la extensión oblicua, se repite un proceso similar al anteriormente descrito. Así, 2 nuevas fallas comienzan formarse al interior del hemi-graben, pero con una geometría más sinuosa y orientación oblicua a las fallas maestras. Estas nuevas estructuras se mantuvieron activas hasta el final de la experiencia, y estuvieron separadas por zonas de transferencias y rampas de relevo (Figura 18.d).

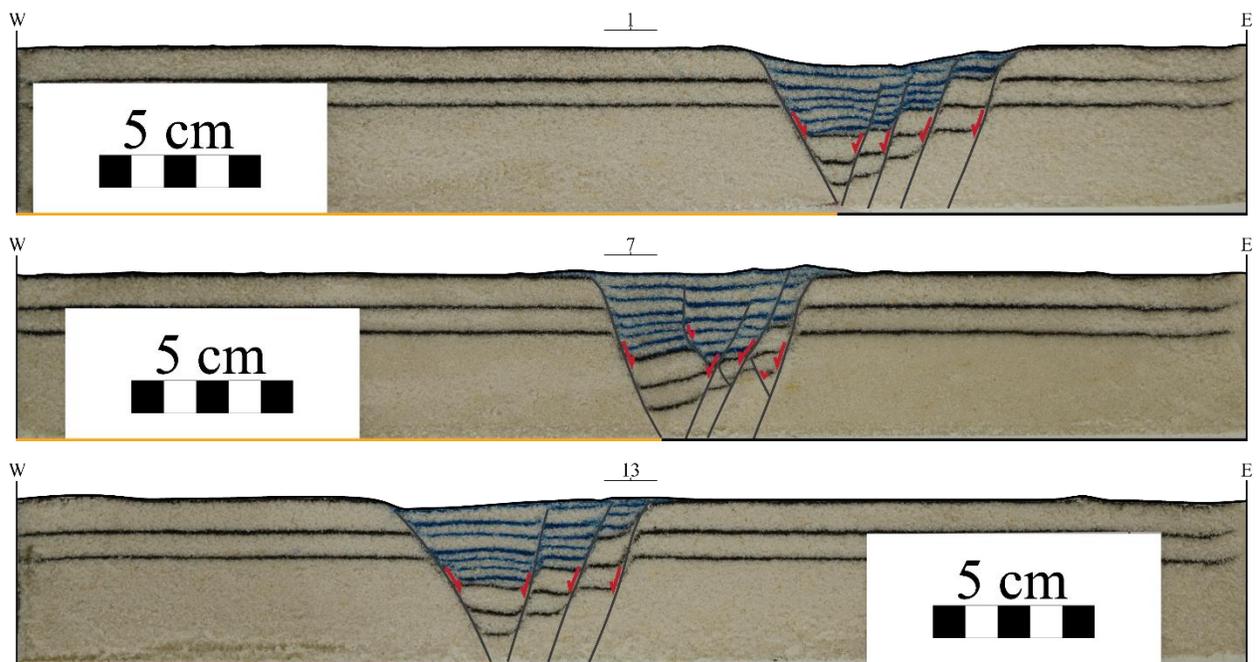


Figura 19 – Perfiles 1, 7 y 13 de experiencia S1DV1. Líneas grises indican las fallas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV1. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles ver Figura 18.d

Las secciones transversales ilustran la geometría final adquirida por el modelo. Se observa la formación de un sistema extensional asimétrico o hemi-graben, limitado por dos fallas maestras de manteos opuestos. Como se ilustra en la Figura 19, este hemi-graben, de hasta 80 mm de ancho, posee un depocentro mayor o principal desarrollado a lo largo de la falla maestra posicionada en la porción móvil del modelo, y una serie de depocentros menores ligados a una serie de fallas

normales antitéticas. La mayoría de las estructuras tienen geometría planar, similares a las encontradas en sistemas extensionales en dominó (Figura 19). Tanto en los extremos norte como sur del hemi-graben, donde las fallas tienden a ser más paralelas entre sí (vistas en planta), los bloques afectados por el fallamiento normal no evidencian basculamiento (perfiles 1 y 13). Sin embargo, en la porción central del hemi-graben, se observa que los bloques fallados presentan basculamiento hacia el poniente (perfil 7). Este basculamiento coincide con la región donde las estructuras internas son más oblicuas (Figura 19).

La mayor subsidencia se presenta próxima a la falla maestra occidental, alcanzando los 25 mm de profundidad desde el pre-rift no deformado.

Otro aspecto a considerar es la geometría final de la cuña estratigráfica acumulada al interior de hemi-graben. Su geometría está estrechamente relacionada con el rechazo y la posición de las distintas estructuras en el hemi-graben, las cuales controlan los espacios de acumulación.

5.1.2 S1DV2

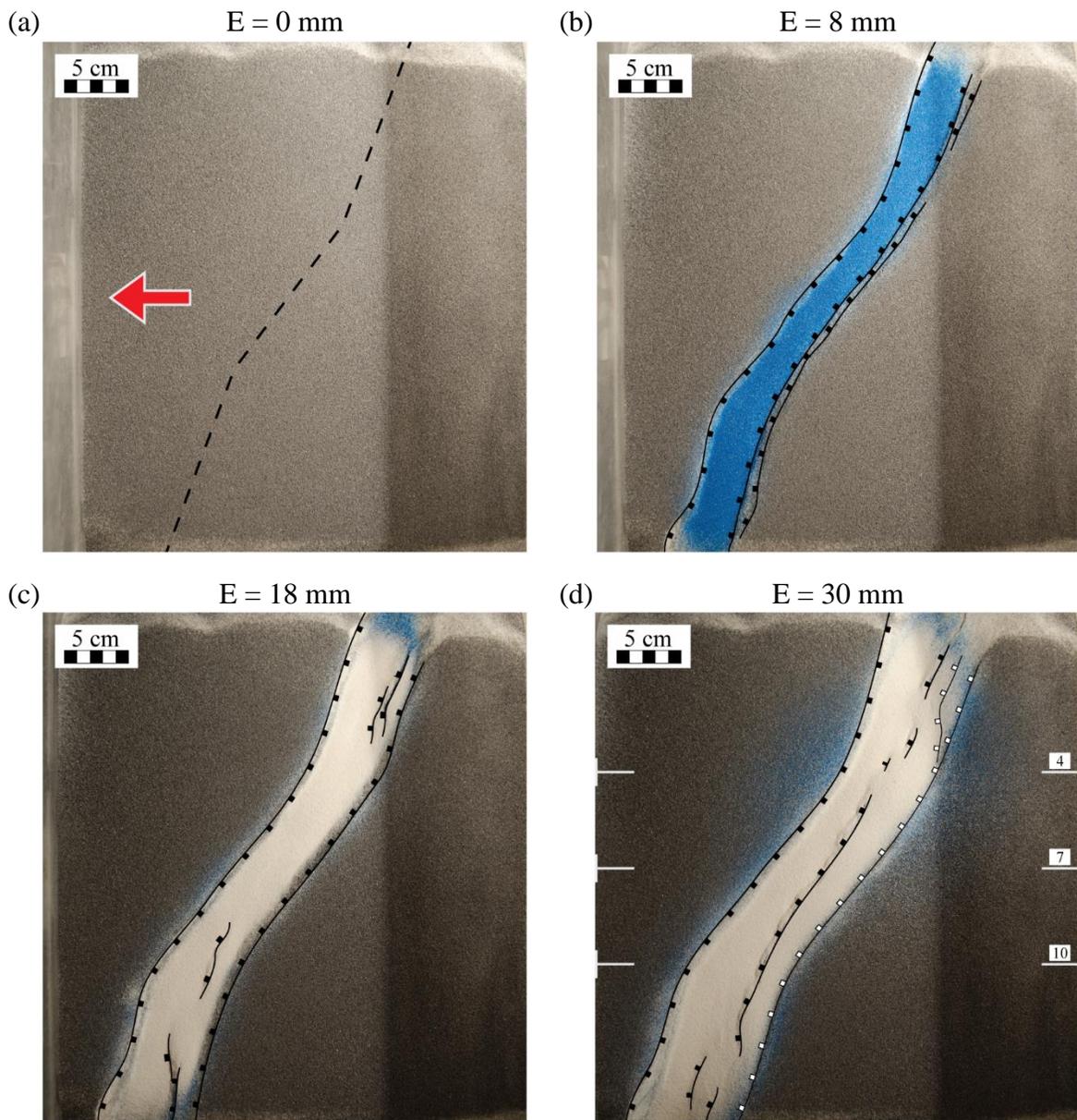


Figura 20 – Evolución en superficie de la extensión oblicua con sedimentación, experiencia S1DV2. (a) Inicio del experimento, línea segmentada corresponde a la posición de la discontinuidad de velocidad inducida, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) estructuras desarrolladas a los 8 mm de extensión. (c) estructuras desarrolladas a los 18 mm de extensión. (d) fin de la experiencia, 30 mm de extensión, marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 4, 7 y 10. Escala corresponde a 5 cm.

La deformación en extensión comenzó a desarrollarse de forma similar al modelo anterior, S1DV1, aflorando tempranamente en superficie dos fallas maestras de carácter normal, paralelas entre sí y de manteos opuestos, poseyendo rumbos de $N20^{\circ}E$, 40° y $15^{\circ}E$, para los segmentos, norte, centro y sur respectivamente; las cuales asemejan los cambios de rumbo de la DV utilizada. Entre ambas fallas conforma un graben, el cual presenta un menor ancho y subsidencia sobre el segmento más oblicuo de DV2, Figura 20.b.

A medida que la extensión aumenta, nuevas fallas afloran al interior del graben, preferentemente en los segmentos más ortogonales a la dirección de extensión. Las nuevas estructuras, de menor extensión, presentan una geometría más oblicua respecto a las fallas maestras formadas precedentemente, a la vez que una traza más sinuosa. Estas estructuras normales se desarrollan a medida que acomodan la extensión del sistema, de manteo al este siendo antitéticas a la falla maestra occidental, fomentando una mayor asimetría en el hemi-graben (Figura 20.c).

Hacia el final de la experiencia, las nuevas estructuras formadas al interior del hemi-graben coalescen, conformando una sola estructura de primer orden de carácter normal, traza paralela a las fallas maestras, y manteo hacia la porción móvil del modelo. A la vez, segmentos más discretos se encuentran hacia el norte y sur, enlazadas mediante zonas de acomodo oblicuas (Figura 20.d)

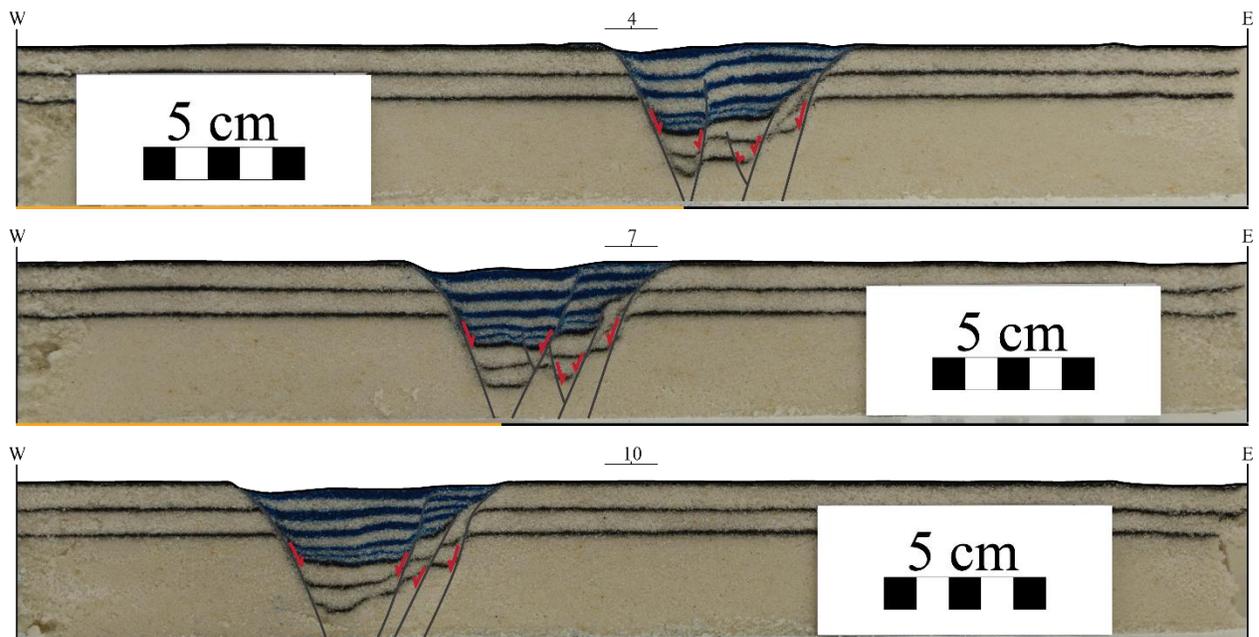


Figura 21 – Perfiles 4, 7 y 10 de experiencia S1DV2. Líneas grises indican las fallas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV2. Para ubicación de perfiles ver Figura 20.d.

En las secciones transversales de este modelo, Figura 21, se observa la formación de un sistema extensional asimétrico, limitado por dos fallas maestras de manteos opuestos, ubicándose la falla maestra occidental directamente sobre DV2. La deformación fue acomodada, principalmente, por fallas normales planares, estas fallas son de alto ángulo, de 65° a 70° ; y los bloques cortados por estas se desplazan sin basculamiento visible a lo largo de la superficie de falla. En las proximidades de las fallas maestras se reconocen algunos pliegues de arrastre, sobre todo en la sección syn-rift próxima a la falla maestra occidental. Como se observa en los perfiles, la mayor subsidencia se presenta próxima a la falla maestra occidental, sin embargo, el nivel subsidencia varía a lo largo del rumbo del hemi-graben, siendo menor hacia la parte central de este, con 25 mm desde la superficie del pre-rift para la zona central del modelo (de mayor oblicuidad), y de 30 mm para los extremos norte y sur.

5.1.3 S1DV3

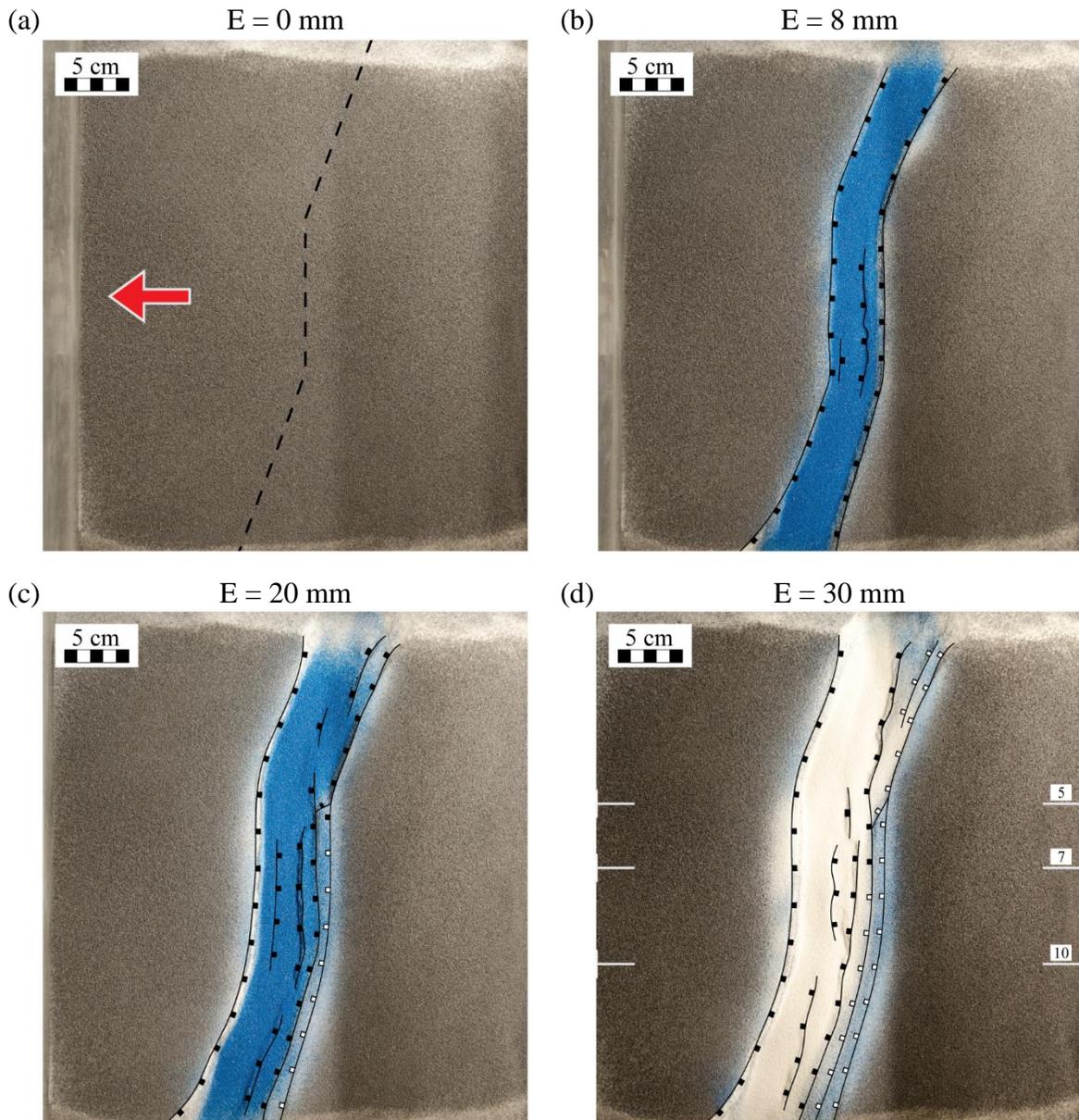


Figura 22 – Evolución en superficie de la extensión con sedimentación, experiencia S1DV3. (a) Inicio del experimento, línea segmentada corresponde a la posición de la discontinuidad de velocidad inducida, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) transcurridos 17 min desde la experiencia con 8 mm de extensión. (c) transcurridos 51 minutos con 20 mm de extensión. (d) fin de la experiencia, al cabo de 86 minutos y 30 mm de extensión, marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 5, 7 y 10. Escala corresponde a 5 cm.

Para este modelo, y al igual que los modelos anteriores, la deformación inicio con la aparición de 2 fallas maestras normales, las cuales se ubican a los costados de la discontinuidad de velocidad utilizada, respetando los cambios de oblicuidad presentes en esta. Tempranamente, el surgimiento de fallas normales subsidiarias dentro del graben, le otorgan asimetría a este, adoptando el carácter de hemi-graben. Las fallas subsidiarias se encuentran separadas por una zona de transferencia antitética, Figura 22.b.

Con el progreso de la extensión, nuevas fallas normales afloraron, preferentemente a lo largo del segmento ortogonal a la dirección de extensión. Las que fueron propagándose tanto hacia el norte como el sur a medida que la extensión aumentaba; presentando poco espaciamiento entre ellas, y respetando la geometría de la discontinuidad de velocidad utilizada. Estas fallas mantienen preferentemente a hacia el oeste, y se encuentran separadas entre sí por zonas de transferencia sintéticas para los segmentos N-S; y por una rampa de relevo fallada en la zona de cambio de oblicuidad norte, Figura 22.c.

Al final de la experiencia, Figura 22.d, la configuración del modelo corresponde a un hemi-graben sinuoso conformado por una falla maestra al poniente, de manteo este, y una serie de fallas antitéticas a esta, ubicadas sobre la porción estática del modelo.

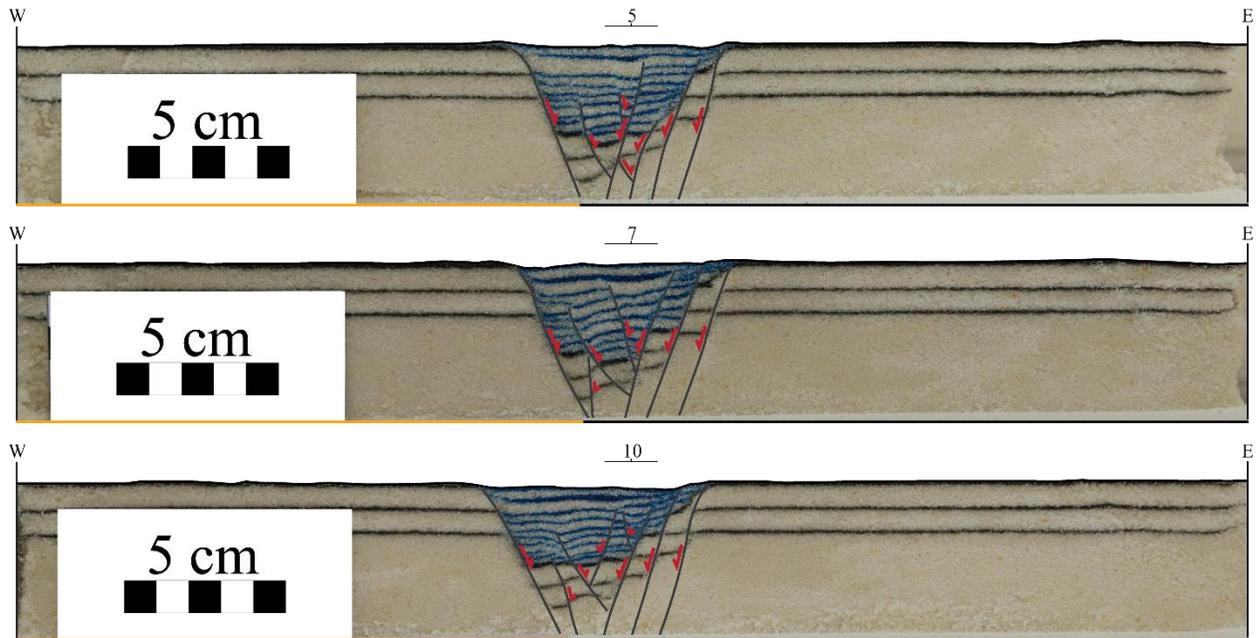


Figura 23 – Perfiles 5, 7 y 10 de experiencia SIDV3. Líneas grises indican las fallas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV3. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles ver Figura 22.d.

En las secciones transversales de este modelo, Figura 23, se observa la configuración final adquirida por el modelo, correspondiendo a un hemi-graben conformado por una serie de fallas, en su mayoría planares, de carácter normal, con manteos comprendidos entre 60° y 70° . En la parte central del modelo (sección ortogonal a la dirección de extensión), la mayoría de los bloques afectados por estas estructuras inclinan hacia el oeste, siendo observable más fácilmente en la secuencia pre-rift; sin embargo, esta inclinación no se aprecia en los extremos norte y sur. Por otro lado, se identifican pliegues de arrastre próximos a la superficie de algunas fallas. De igual forma, se reconocen algunas fallas lístricas al interior del hemi-graben que preferencialmente acomodan la extensión en la sección inferior del hemi-graben (Figura 23.5 y 7) y correspondiéndose a estructuras oblicuas vista en superficie.

En este modelo, la mayor subsidencia se registró en el bloque bajo de a la falla maestra occidental, alcanzando los 32 mm desde la superficie del pre-rift, Figura 23.5, disminuyendo hacia los extremos norte y sur, a profundidades de 25 mm.

5.2 SERIE 2

Modelos sometidos a extensión de 30 mm con sedimentación syn-extensional en la cuenca, y posterior compresión de 50 mm.

5.2.1 S2DV1

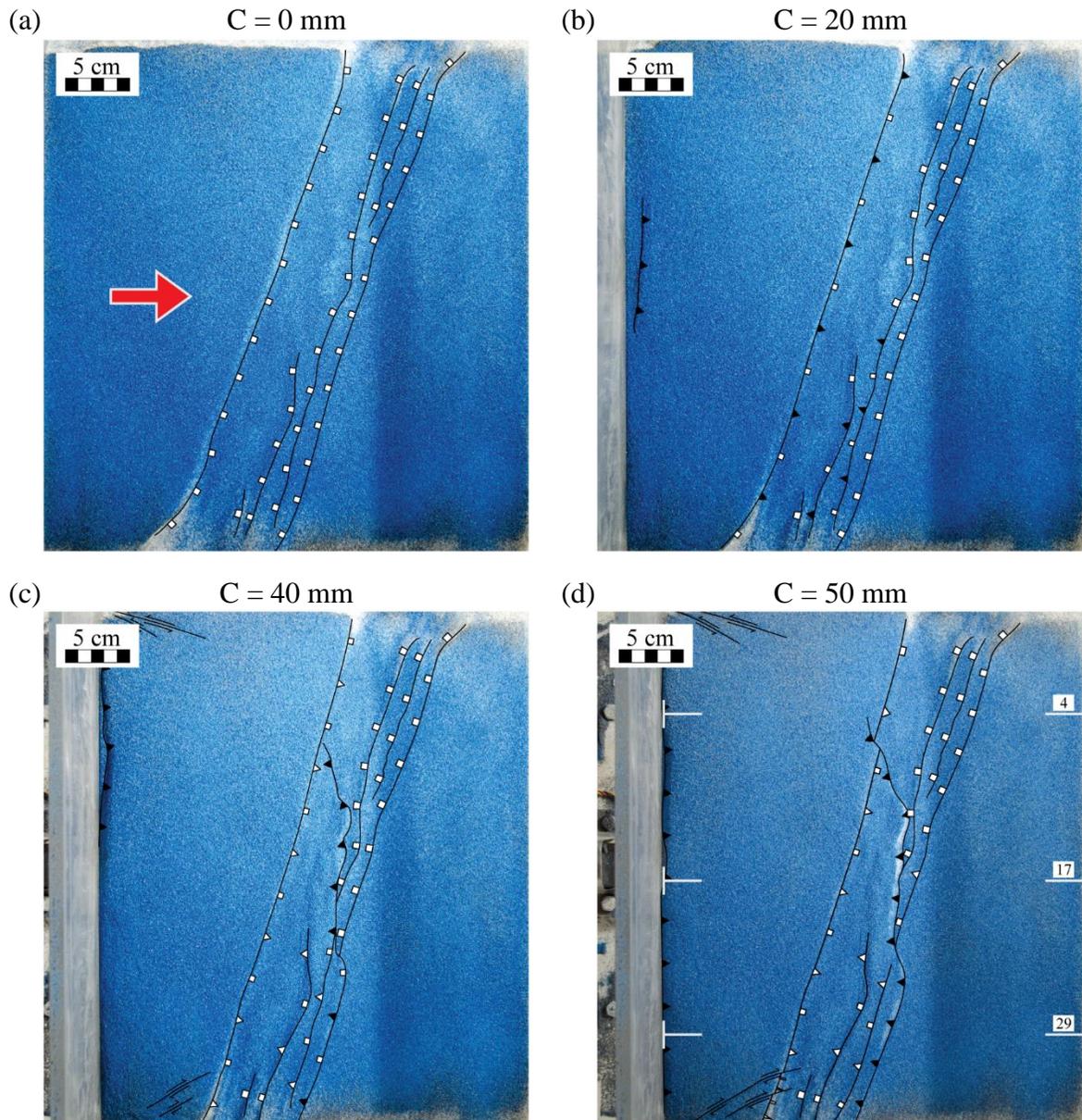


Figura 24 – Evolución en superficie del modelo durante la fase de compresión, experiencia S2DV1. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 20 mm de acortamiento (c) con 40 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 4, 17 y 29. Escala corresponde a 5 cm.

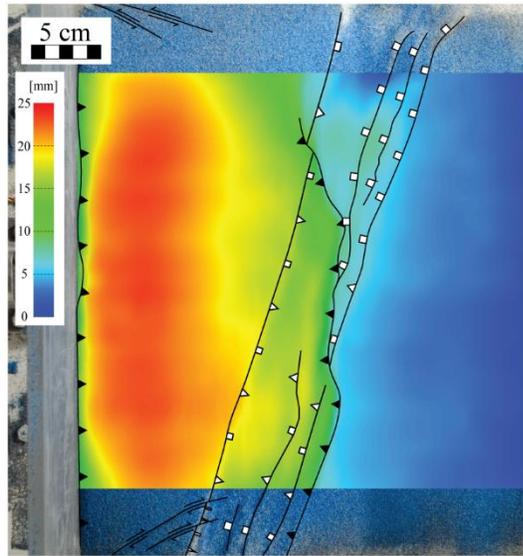


Figura 25 – Modelo digital de elevación interpuesto entre foto de del estadio final y fallas interpretadas del modelo S2DV1. Barra a la derecha indica la elevación en milímetros considerándose como referencia el pre-rift no deformado.

Al iniciarse la compresión del modelo, la porción próxima a la pared móvil comenzó a alzarse ligeramente, atribuible a una estructura N-S, inversa y vergente al oeste, considerada como efecto de borde, usual en el desarrollo de este tipo experimentos. Cuando el acortamiento acumulado fue de 12 mm, pequeñas elevaciones (menores a 1 mm) comenzaron a formarse sobre la traza de las fallas normales del sector sur del modelo, y simultáneamente a lo largo de la falla maestra occidental. Alcanzados los 20 mm de acortamiento, la falla maestra occidental y ciertas fallas normales dentro del hemigraben, se reactivan parcialmente, permitiendo así la elevación del relleno syn-rift acumulado durante la extensión, Figura 24.b.

Con 28 mm de acortamiento, una nueva estructura, de carácter inverso, afloró al interior del hemigraben, la que coalesce hacia el sur con reactivación de la falla maestra oriental. Esta falla inversa inicia en el extremo sur del modelo, propagándose e internándose al interior del hemigraben, aprovechando las flexuras en el rumbo de las fallas normales preexistentes, abarcando así más de dos tercios del modelo llevados 40 mm de acortamiento, Figura 24.c. Además, estructuras menores de rumbo surgieron en los extremos norte y sur del modelo, con movimientos sinistral y dextral respectivamente. Entre tanto, contiguo a la pared móvil, continua la evolución de la falla inversa de vergencia oeste.

Al finalizar el experimento, completados 50 mm de compresión, el modelo evidencia interacción entre las fallas normales reactivadas y la falla inversa desarrollada en la zona central del modelo. Al propagarse esta última, bisecó el modelo en 2 bloques, uno norte y uno sur, correspondiendo el primero al bloque yacente y el sur al bloque colgante. De esta forma, la estructura se comportó como un bypass, decapitando y transportando hacia el este al hemigraben previamente invertido, Figura 24.d. El máximo alzamiento en el modelo coincide con la posición del bloque alzado de la falla recién nombrada, siendo próximo a la pared móvil, con 25 mm, disminuyendo paulatinamente hacia el este, siendo de solo 5 mm en el pre-rift no deformado por estructuras, Figura 25.

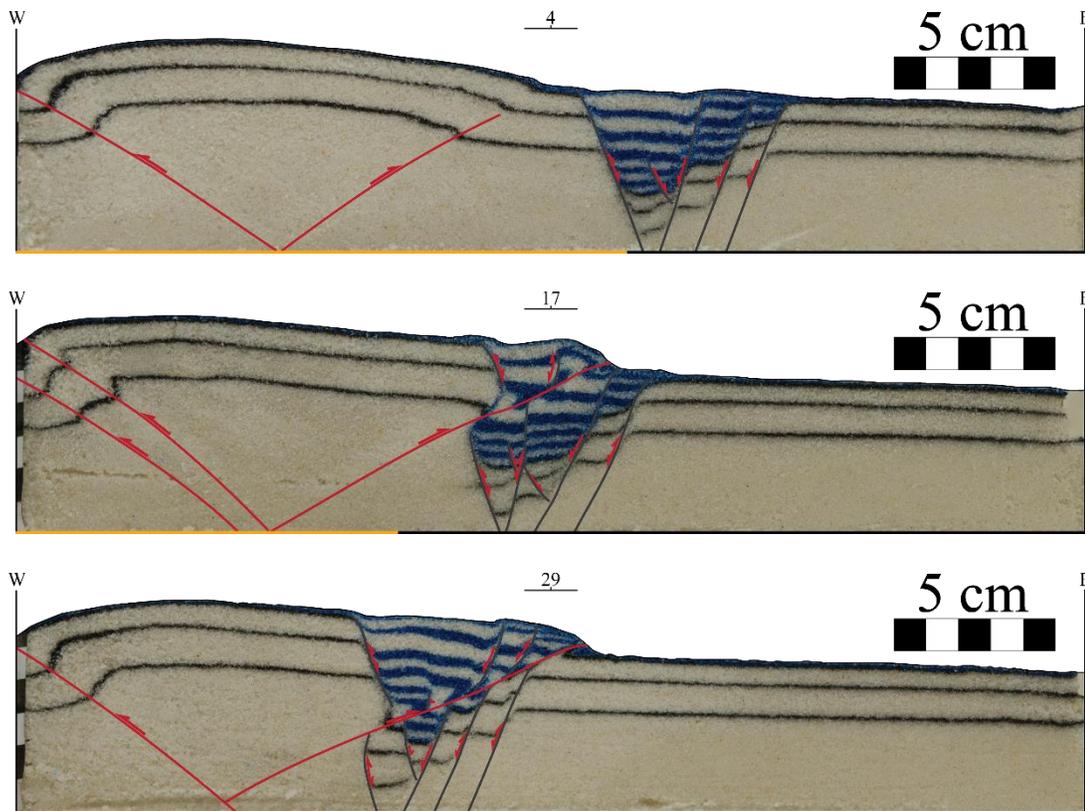


Figura 26 – Perfiles 4, 17 y 29 de experiencia S2DV1. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV1, notar que la posición final de la DV1 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 24.d.

Al observar las secciones transversales realizadas al modelo, es posible reconocer una clara variación de estilo estructural y acortamiento acumulado lo largo del rumbo, Figura 26. Siendo el acortamiento mayor en el sur, y disminuyendo paulatinamente hacia el norte. En cada sección, se identifican dos dominios estructurales distintos: uno caracterizado por fallas planares parcialmente reactivadas, y el otro caracterizado por un sistema de fallas inversas de doble vergencia en forma de “pop-up”, que afecta al anterior.

En la sección norte, Figura 26.4, al observar el hemi-graben, no se observa mayor deformación compresiva que la leve reactivación de la falla maestra occidental. Debido a que gran parte del acortamiento fue absorbido por el pop-up desarrollado próximo a la pared móvil, alzándose considerablemente respecto al resto de la sección.

En la sección central, Figura 26.17, se observa la decapitación parcial del hemi-graben por parte de la falla inversa vergente al este. En el bloque colgante de esta estructura, el depósito syn-rift desarrolló pequeños pliegues asimétricos, en forma de pliegues por propagación de falla, próximos a la superficie. Mientras, en el bloque yacente, un pequeño pliegue, estilo “footwall syncline”, se formó próximo a la superficie. La mayoría de las fallas normales fueron parcialmente reactivadas

y/o basculadas por la falla inversa, siendo claramente observable en la falla maestra occidental, la cual fue basculada hacia el este conjuntamente con el pre-rift y el syn-rift.

En la sección sur, Figura 26.29, las fallas normales desarrolladas durante la extensión, además de las parcialmente reactivadas, aparecen truncadas y desplazadas por una falla inversa vergente al este, paralela al transporte tectónico del modelo. Esta estructura, al igual como se observa en superficie, secciona al modelo en dos bloques y modifica la arquitectura interna del hemi-graben. Aquí los depósitos syn-rift son arrastrados y levantados a lo largo de la falla, modificando la geometría adquirida por el relleno syn-rift y las fallas durante la reactivación inicial.

5.2.2 S2DV2

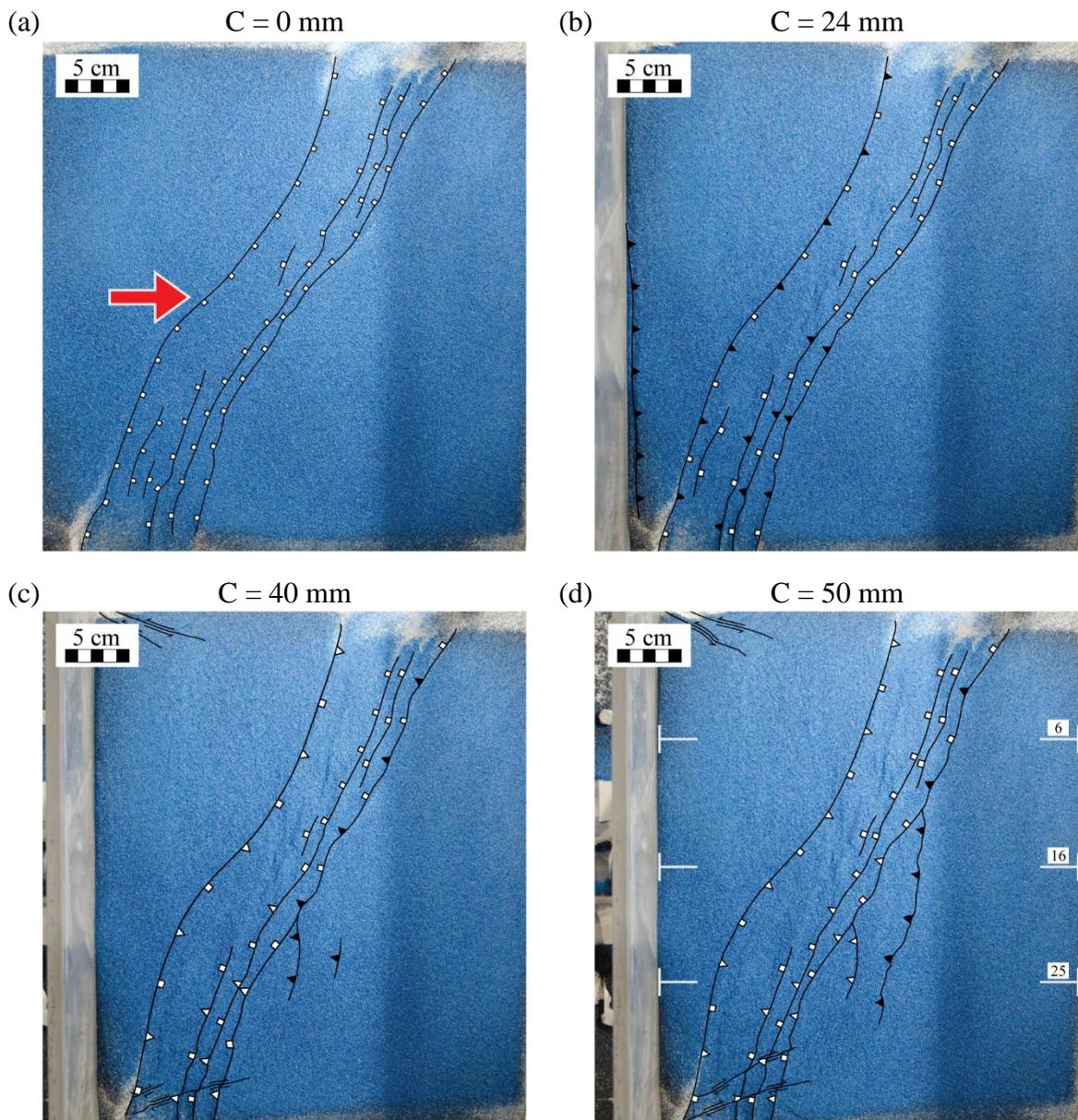


Figura 27 – Evolución en superficie del modelo durante la fase de compresión, experiencia S2DV2. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 24 mm de acortamiento (c) con 40 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 6, 16 y 25. Escala corresponde a 5 cm.

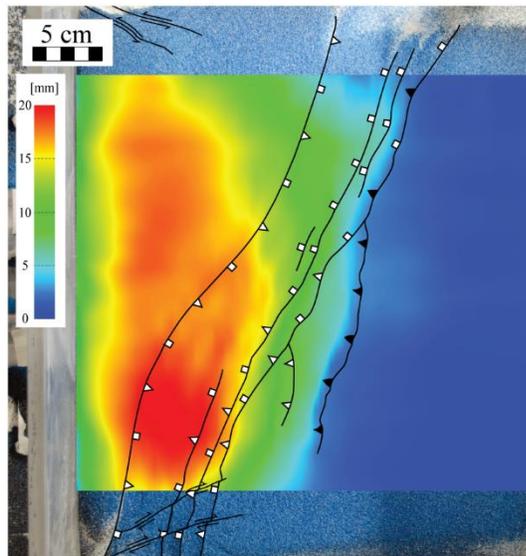


Figura 28 – Modelo digital de elevación interpuesto entre foto de del estadio final y fallas interpretadas del modelo S2DV2. Barra a la derecha indica la elevación en milímetros considerándose como referencia el pre-rift no deformado.

Al iniciarse la compresión del modelo, y de forma análoga al modelo anterior, la porción próxima a la pared móvil comenzó a alzarse ligeramente, atribuible a una estructura N-S, inversa y vergente al oeste. Desde los 6 mm de acortamiento, prominencias de baja comenzaron a formarse sobre la traza de las fallas, principalmente en el sector sur. Y a medida que el acortamiento aumentó, abarcó la totalidad de la falla maestra occidental. Con 24 mm de acortamiento, la extrusión parcial del relleno syn-rift resulta apreciable en el sector sur, debido a la reactivación de las fallas que componen el hemi-graben, Figura 27.b.

Con 28 mm de acortamiento, afloró una nueva estructura a la altura del cambio de oblicuidad sur de DV2, de carácter inverso y vergente al este, que corta hacia el sur el pre-rift, y coalesce hacia el norte con la reactivación de la falla maestra oriental. Esta falla continuó su desarrollo hasta el surgimiento de una segunda falla, de similares características, unos centímetros más al este, cuando el acortamiento alcanzaba los 40 mm, momento en que ambas se observan activas, Figura 27.c. Además, estructuras menores de rumbo surgieron en los extremos norte y sur del modelo, con movimientos sinistral y dextral respectivamente.

Al término de la experiencia, cumplidos los 50 mm de compresión, la falla inversa más reciente hubo aumentado su extensión, coalesciendo, al igual que la anterior, con la falla maestra oriental, Figura 27.d. Es observable la interacción entre la falla maestra oriental y ambas fallas inversas desarrolladas fuera del hemi-graben, correspondiendo estas últimas a “footwall short-cuts” (estructuras de atajo en el bloque yacente). El máximo alzamiento se alcanzó próximo a la pared móvil, con 20 mm, coincidiendo en sector sur del modelo con la extrusión parcial del relleno syn-rift desde el interior del hemi-graben. Este alzamiento disminuye paulatinamente hacia el este, siendo visible en el sector norte el levantamiento del syn-rift por medio de la reactivación de las fallas normales, Figura 28.

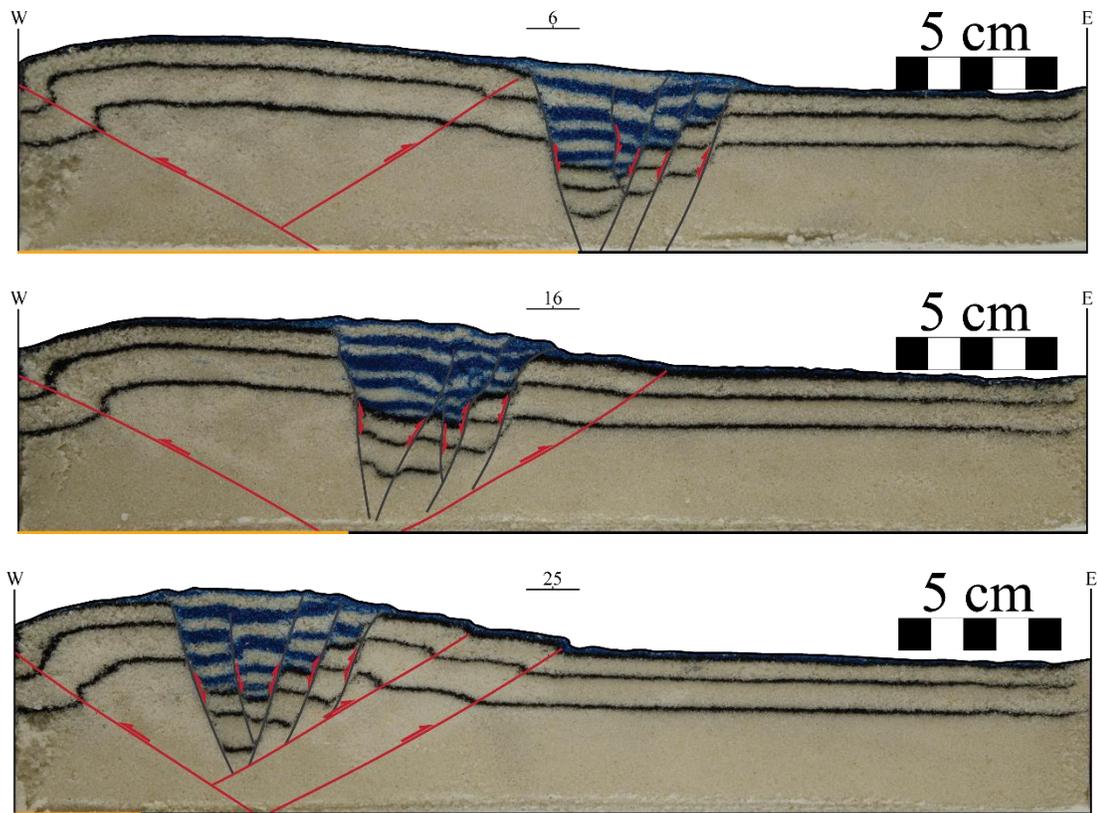


Figura 29 – Perfiles 6, 16 y 25 de experiencia S2DV2. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV2, notar que la posición final de la DV2 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 27.d.

Al observar los perfiles transversales realizados al modelo, se reconoce, al igual que en el modelo anterior, variación del estilo estructural a lo largo del rumbo, Figura 29. En los perfiles, se aprecian 2 dominios estructurales distintos: uno compuesto por fallas planares parcialmente reactivadas; y el otro por un sistema de fallas inversas de doble vergencia, conformando un pop-up, afectando al primer dominio en el sector centro y sur del modelo.

En la región norte del modelo, Figura 29.6, se aprecia la reactivación leve de fallas normales pre-existentes. Sin embargo, la reactivación selectiva solo afecta a las fallas maestras del hemi-graben. Por otro lado, próximo a la pared móvil se observa el desarrollo de un pop-up por parte de fallas inversas de doble vergencia. Presentado la falla inversa vergente al este poco desarrollo.

En el centro del modelo, Figura 29.16, se advierte la extrusión parcial del relleno syn-rift a causa de la reactivación generalizada de las fallas normales. Además, el syn-rift se presenta deformado, presentando pequeños pliegues sinclinales y anticlinales; y las fallas sinuosidades en profundidad. Destaca el leve desarrollo de una sola estructura de atajo hacia el bloque yacente (footwall short-cuts). El correspondiente bloque colgante de esta estructura, se encuentra basculado hacia el oeste, otorgándole el carácter de sub-vertical a la falla maestra oriental.

En la zona sur del modelo, Figura 29.25, al igual que en la zona central, se observa que el relleno syn-rift del hemi-graben se encuentra alzado por sobre el resto del modelo. Una de las causas de este alzamiento corresponde a la reactivación leve pero generalizada de las fallas formadas durante la extensión, permitiendo la extrusión parcial de los depósitos syn-rift, sin embargo, la geometría interna no varía mayormente, siendo reconocible su configuración inicial.

En contraste a la zona central, dos fallas inversas cabalgan el hemi-graben sobre el pre-rift, correspondiendo a “footwall short-cuts, de la falla maestra oriental, permitiendo que la deformación continúe hacia el este, dado los empinados ángulos alcanzados por las fallas que componen al hemi-graben.

5.2.3 S2DV3

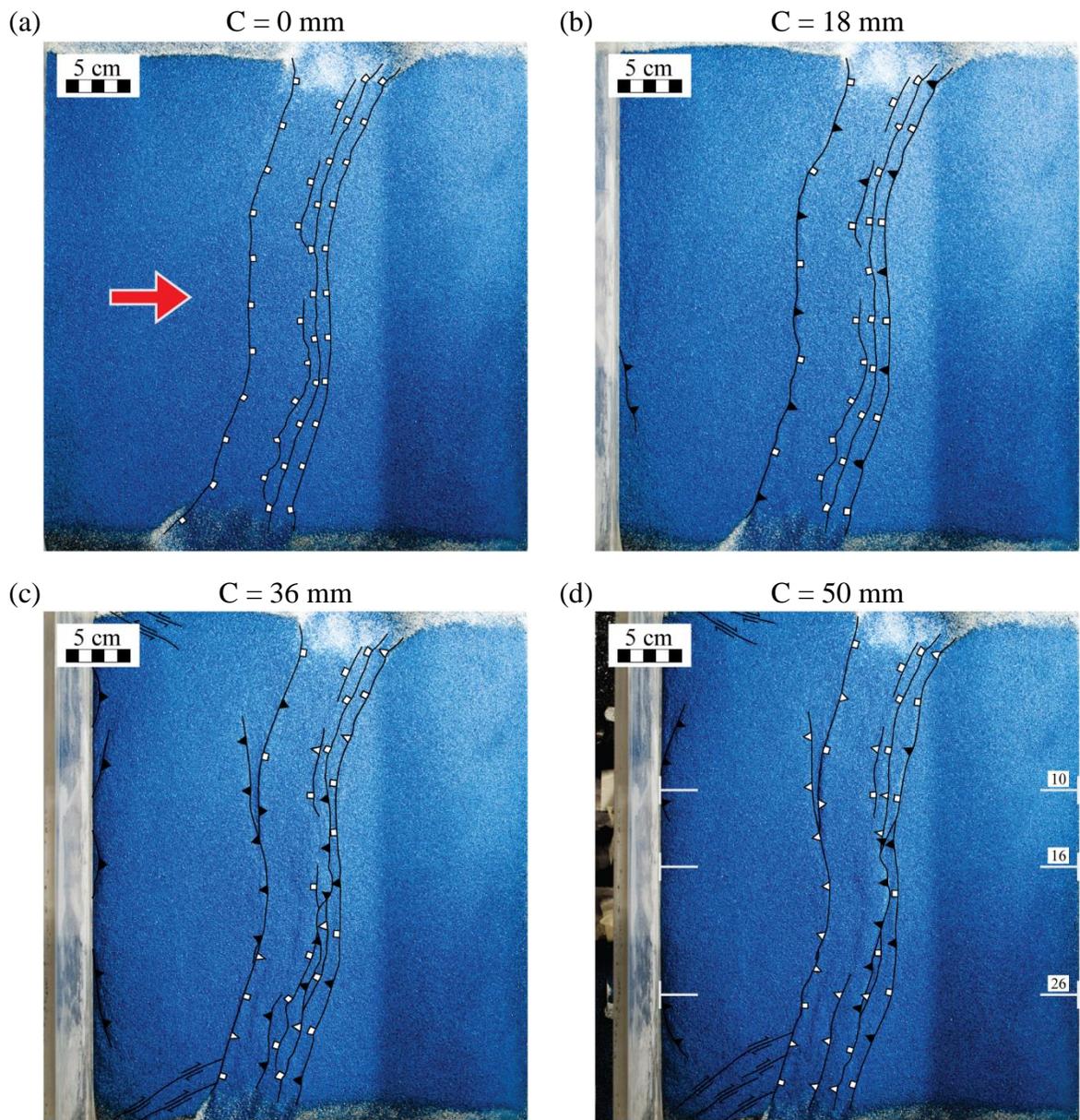


Figura 30 – Evolución en superficie del modelo durante la fase de compresión, experiencia S2DV3. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 18 mm de acortamiento (c) con 36 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 10, 16 y 26. Escala corresponde a 5 cm.

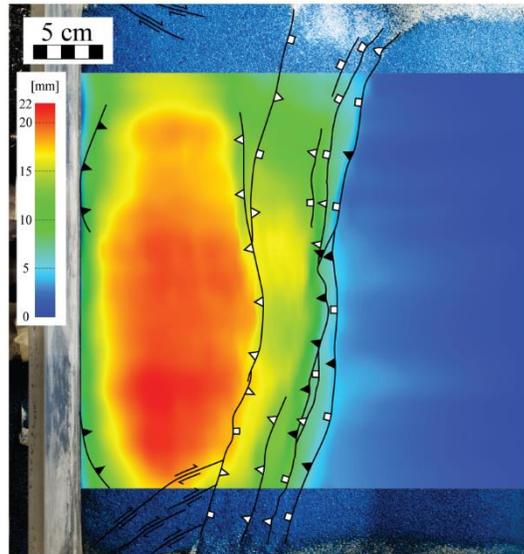


Figura 31 – Modelo digital de elevación interpuesto entre foto de del estadio final y fallas interpretadas del modelo S2DV3. Barra a la derecha indica la elevación en milímetros considerándose como referencia el pre-rift no deformado

Al igual que los modelos anteriores, al iniciarse la compresión la porción próxima a la pared móvil comenzó a elevarse tenuemente, atribuible a una estructural perpendicular la dirección de acortamiento, inversa y vergente al oeste, localizada bajo la porción elevada. Desde los 5 mm de acortamiento, pequeñas protuberancias comenzaron a formarse sobre sectores de la traza de las fallas maestras del hemi-graben. Que para los 18 mm de acortamiento, estas protuberancias abarcaron la totalidad de las trazas descritas, indicando la reactivación de las fallas maestras, y así el inicio de la extrusión de los depósitos syn-rift del hemi-graben; coincidiendo con la reactivación de una falla menor en el cambio de ángulo norte, Figura 30.b.

Con 20 mm de acortamiento, afloró inmediatamente al poniente del hemi-graben y en el tercio central del modelo, una falla inversa vergente al este; que al continuar su desarrollo corta el límite occidental del hemi-graben, y propaga hacia el norte con rumbo N5°W. Dado que el tramo sur de la falla maestra occidental mantiene su reactivación, las 2 conforman una pequeña cuenca. Con 28 mm de acortamiento, afloró un nuevo par de fallas inversas vergentes al este, esta vez al interior del hemi-graben: una en el sector central, de rumbo N-S; y otra en el sector sur, de rumbo N5°E, Figura 30.c.

Al termino del experimento, completados los 50 mm de acortamiento, es posible constatar la interacción entre las fallas inversas desarrolladas al interior del hemi-graben, y las fallas normales reactivadas, presentando cambios de rumbo las primeras al coalescer con las segundas, y comportándose las primeras estructuras como bypass, decapitando y transportando al este el hemi-graben previamente invertido. Por otro lado, estructuras menores de rumbo afloraron tanto en los extremos norte como sur del modelo, con movimientos sinistral y dextral respectivamente. El máximo alzamiento en el modelo coincide con la posición del bloque alzado por una de las fallas inversas, alcanzando los 22 mm, disminuyendo hacia el este, evidenciándose la extrusión parcial del relleno syn-rift, Figura 31.

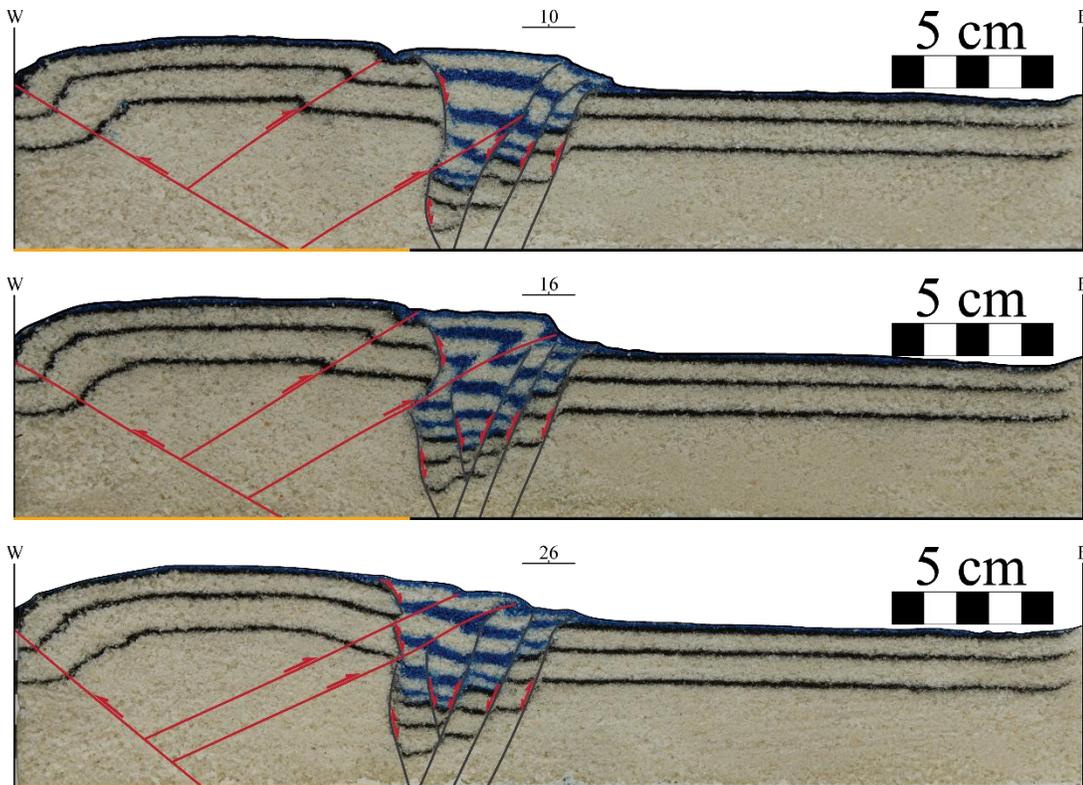


Figura 32 – Perfiles 10, 16 y 26 de experiencia S2DV3. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV3, notar que la posición final de la DV3 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 30.d

En las secciones transversales del modelo, se observan 2 dominios estructurales distintos, sobreimpuestos. El primero, corresponde a fallas planares parcialmente reactivadas; y el segundo, a un sistema de estructuras inversas de doble vergencia en forma de pop-up, que en sectores coalesce al primer dominio, y en otros lo corta.

En la porción centro-norte del modelo, Figura 32.10, se observa la extrusión del relleno syn-rift, a causa de la reactivación de las fallas normales preexistentes. Sin embargo, la reactivación se ve potenciada al coalescer una estructura profunda con una de las fallas normales reactivadas, aportando la primera estructura su desplazamiento a la segunda, coincidente con el cambio de oblicuidad de la discontinuidad de velocidad. Estas fallas, en conjunto con la reactivación de la falla maestra occidental, conforman un pop-up del relleno syn-rift dentro del hemi-graben. La falla profunda corresponde a la misma estructura que secciona al hemi-graben en la porción central del modelo.

Más al norte de la sección 10, la interacción entre la estructura profunda y las fallas normales reactivadas disminuye hasta desaparecer, observándose solo la extrusión leve del relleno syn-rift

por parte de las fallas reactivadas, siendo gran parte del acortamiento acomodado por un solo pliegue por detachment próximo a la pared móvil.

En la porción central del modelo, Figura 32.16, se aprecia la decapitación parcial del hemi-graben por parte de una falla inversa vergente al este. En el bloque yacente de esta falla, el hemi-graben conserva su geometría interna, presentando la mayoría de las fallas normales ligera reactivación. Por otro lado, en el bloque cabalgante los depósitos syn-rift presentan pequeños pliegues anticlinales asimétricos, a forma de pliegues por propagación próximos al plano de falla.

En la porción sur del modelo, Figura 32.26, se aprecia una reactivación leve y generalizada de las fallas normales que componen al hemi-graben. Asimismo, las estructuras inversas, de vergencia este, formadas durante la compresión, truncan y desplazan el borde occidental del hemi-graben, alterando de paso la geometría interna éste, en particular, segmentando en 3 a la falla maestra occidental.

5.3 SERIE 3

Modelos sometidos a extensión de 30 mm con sedimentación syn-extensional en la cuenca, y posteriormente a 50 mm compresión con sedimentación syn-compresional.

5.3.1 S3DV2

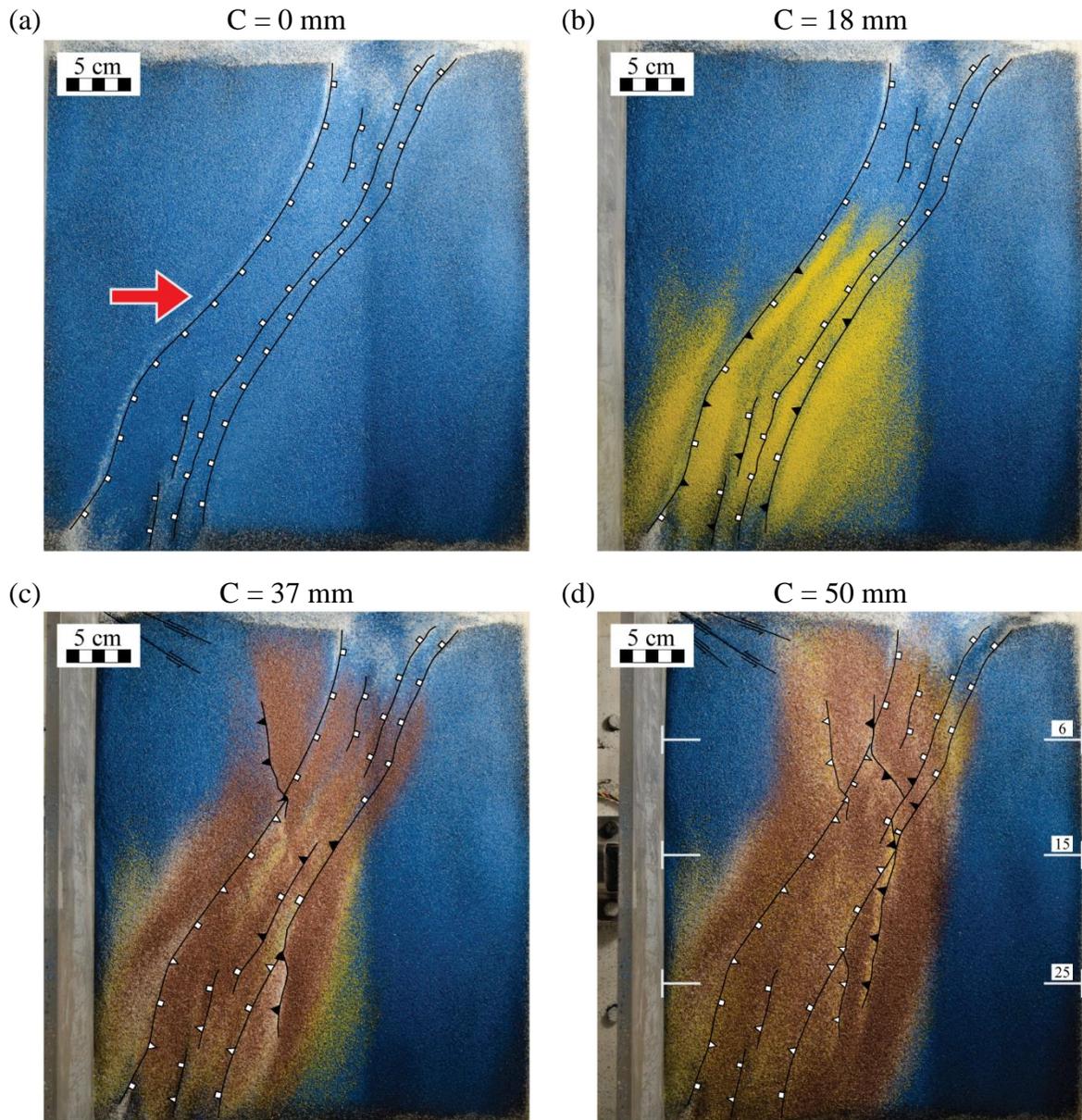


Figura 33 – Evolución en superficie de la compresión con sedimentación, experiencia S3DV2. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 18 mm de acortamiento (c) con 37 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 6, 15 y 25. Escala corresponde a 5 cm.

De forma similar a los modelos anteriores, iniciada la compresión, la porción alledaña a la pared móvil comenzó a alzarse ligeramente. Desde los 4 mm de compresión, pequeñas elevaciones comenzaron a formarse sobre las fallas maestras del hemi-graben, que para los 16 mm de acortamiento acumulado indicaban la reactivación de las fallas, iniciándose así la deposición syn-tectónica próxima a los pequeños escarpes formados, Figura 33.b.

Con 26 mm de acortamiento, afloró una nueva estructura a la altura del cambio de oblicuidad sur de DV2, de carácter inverso, vergente al este y rumbo N5°E, que corta hacia el sur el pre-rift, y coalesce hacia el norte con la reactivación de la falla maestra occidental. Forzando a la vez la reactivación de fallas pre-existentes dentro del hemi-graben. Para emerger más al norte, a la altura del otro cambio de oblicuidad de DV2, pero esta vez al oeste del hemi-graben, Figura 33.c. Asimismo, estructuras menores de rumbo surgieron en los extremos norte y sur del modelo.

Llevados 44 mm de acortamiento, una nueva estructura inversa afloró, semejante a la anterior y al este de ella. Al término de la experiencia, completados los 50 mm de compresión, la nueva estructura se configura en 3 segmentos: uno norte, de rumbo NS; uno central, de rumbo NW cortando el relleno syn-rift; y uno sur de rumbo N10°E, Figura 33.d.

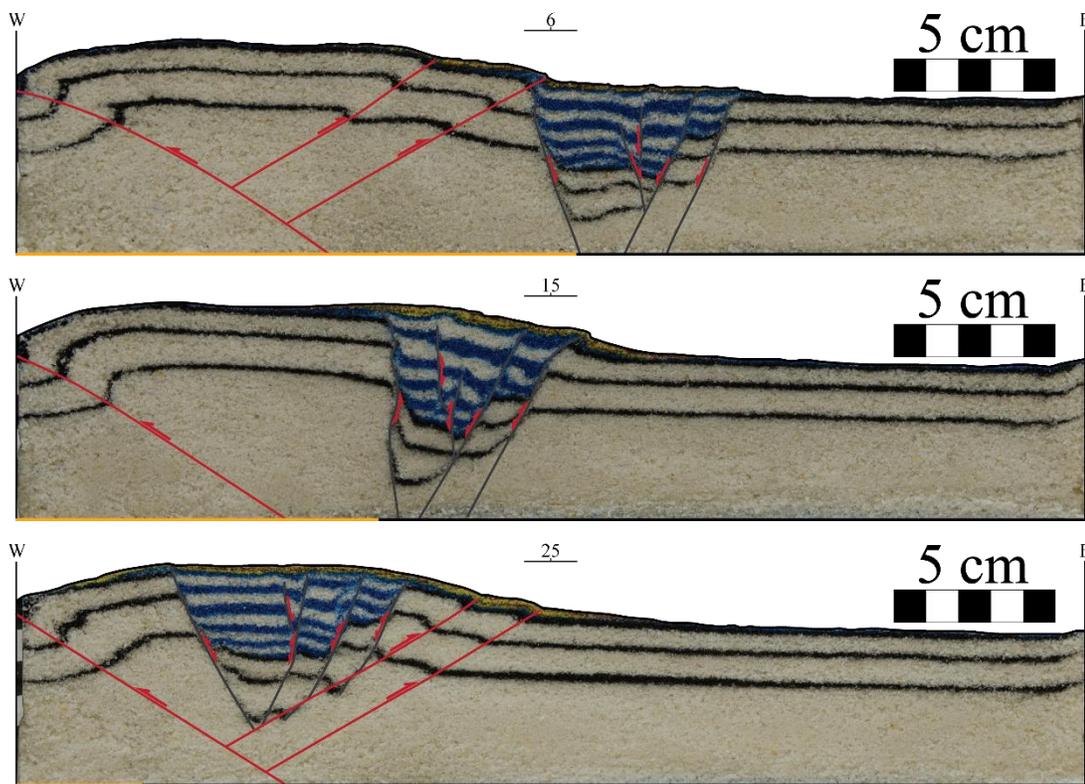


Figura 34 – Perfiles 6, 15 y 25 de experiencia S3DV2. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV2, notar que la posición final de la DV2 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 33.d

A lo largo de las secciones transversales, y semejante a su contraparte sin sedimentación, en el modelo se observa una variación estructural de norte a sur, Figura 34. Un dominio de fallas inversas se sobre-impone al dominio de fallas planares levemente reactivadas. Destacando que se conserva ligeramente la geometría interna del hemi-graben pre-existente.

En la porción norte del modelo, Figura 34.6, el hemi-graben conservó su estructura, sin presentar evidencias de deformación asociables a esfuerzos compresivos, ni reactivación de las fallas desarrolladas durante la extensión. Solo se presenta una leve decapitación de la falla maestra occidental, por parte de una estructura inversa. La cual, en conjunto a las otras estructuras presentes, conforman un pop-up próximo a la pared móvil.

En la porción central del modelo, Figura 34.15, se aprecia la extrusión del hemi-graben a causa de la reactivación generalizada de las estructuras pre-existentes, llegando la falla maestra oriental a montarse sobre los depósitos syn-tectónicos. Además, las fallas del límite oeste del hemi-graben se encuentran deformadas, alcanzando el carácter de sub-vertical. Encontrándose todo el bloque oeste del modelo basculado hacia el este por acción de una estructura inversa contigua a la pared móvil.

En la porción sur del modelo, Figura 34.25, se observa el syn-rift del hemi-graben alzado. A causa de la reactivación leve y generalizada de las fallas pre-existentes. Además de la acción de estructuras inversas bivergentes que nuclean bajo el hemi-graben, conformando un pop-up. Estas estructuras inversas, corresponden, para las vergentes al este, a “footwall short-cuts” de la falla maestra occidental, que además cabalgan sobre los depósitos syn-tectónicos.

5.3.2 S3DV3

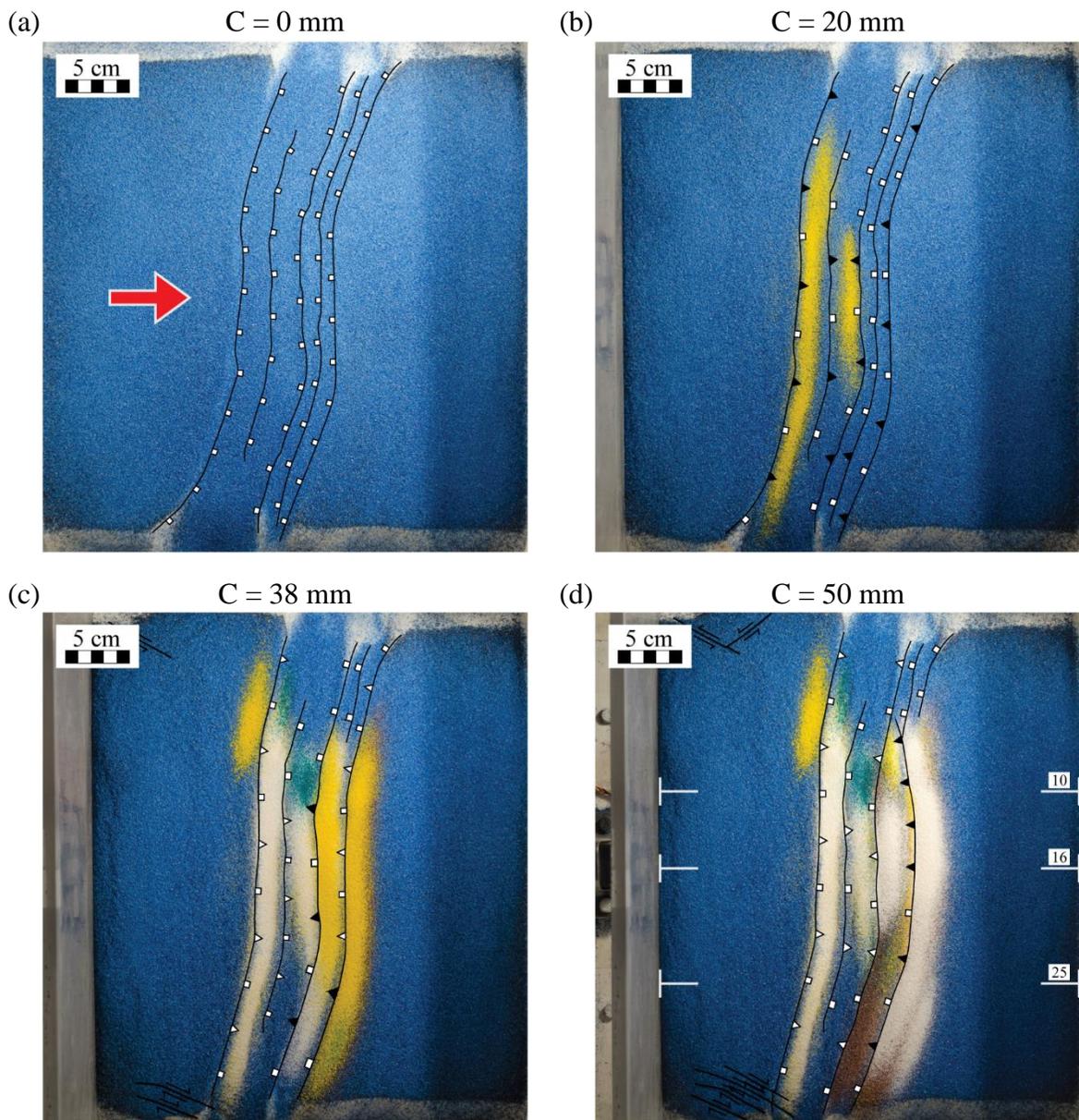


Figura 35 – Evolución en superficie de la compresión con sedimentación, experiencia S3DV3. (a) Inicio del experimento, se muestra la traza de las fallas formadas durante la extensión, flecha roja indica el sentido de movimiento de la pared móvil. (b) configuración estructural con 20 mm de acortamiento (c) con 38 mm de acortamiento (d) fin de la experiencia, con 50 mm de acortamiento. Marcas en los extremos izquierdo y derecho indican la ubicación de los perfiles 10, 16 y 25. Escala corresponde a 5 cm.

Similar a los modelos anteriores, en los primeros milímetros de acortamiento, la porción del modelo próxima a la pared móvil comenzó a alzarse sutilmente. Desde los 4 mm, pequeñas protuberancias empezaron a formarse sobre las fallas pre-existentes. Siendo clara la reactivación de las fallas que componen al hemi-graben a los 20 mm de acortamiento, momento en que se inició la sedimentación syn-tectónica, Figura 35.b.

Superados los 34 mm acortamiento, las fallas reactivadas del borde occidental del hemi-graben detuvieron su desarrollo. Manteniéndose activas solo algunas fallas del borde oriental, Figura 31.c. Asimismo, estructuras menores de rumbo surgieron en los extremos norte y sur del modelo.

Transcurridos 44 mm de acortamiento, afloró una nueva estructura en el centro-norte del modelo, inmediatamente al este del hemi-graben, de carácter inverso, y que coalesce hacia el sur con la reactivación de la falla maestra oriental del hemi-graben. Manteniéndose solo este frente de deformación activo al finalizar el experimento, Figura 35.d.

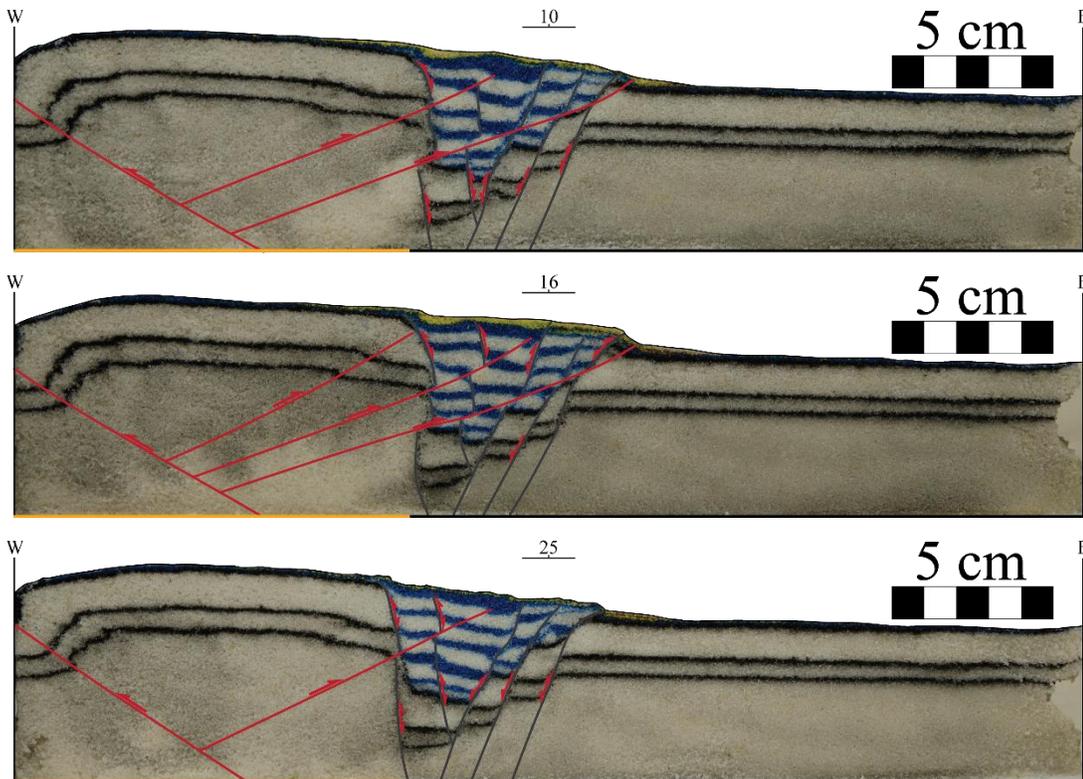


Figura 36 – Perfiles 10, 16 y 25 de experiencia S3DV3. La compresión fue llevada a cabo de E a W. Líneas grises indican las fallas normales reconocidas, líneas rojas fallas inversas reconocidas, flechas rojas el sentido de movimiento del bloque colgante. Línea naranja en la base de cada perfil corresponde a la sección móvil (lámina de acetato), su extremo izquierdo a la ubicación de DV3, notar que la posición final de la DV3 fue alcanzada durante la extensión, y no fue alterada durante la compresión. Escala indica 5 cm. Para ubicación de perfiles Figura 35.d

Al observar los perfiles realizados al modelo, Figura 36, y similar al su análogo sin sedimentación, se la interacción de 2 dominios estructurales diferentes: uno consistente en fallas planares ligeramente reactivadas, y sobre-impuesto a este, un dominio de fallas inversas.

En el sector centro-norte, Figura 36.10; se observa la segmentación del hemi-graben por parte de 2 fallas inversas vergente al este. Afectado una exclusivamente al flanco occidental de éste, terminando en un pliegue por propagación de falla próximo a la superficie. Mientras la otra estructura decapita y transporta al hemi-graben. Viéndose los bloques colgantes de estas estructuras

ligeramente basculados hacia el este. Así mismo, se observa la reactivación leve de las estructuras heredadas durante la extensión. Por otro lado, se conservan los pliegues de arrastre desarrollados en los bloques colgantes durante la extensión.

Más al norte de la sección 10, desaparecen paulatinamente las estructuras inversas, observándose además, progresivamente, menores rasgos de inversión en las estructuras heredadas, conservándose casi intacta la configuración del hemi-graben post-extensión. Viéndose el acortamiento acomodado por el abombamiento de la porción más próxima a la pared móvil.

En el sector central del modelo, Figura 36.16, se observa la segmentación del hemi-graben al sobre-imponerse sobre éste una serie de fallas inversas, trisecando tanto al syn-rift como a las estructuras pre-existentes, reactivadas o no; alterando la configuración estructural final, elevando y transportando hacia el este al hemi-graben. De las estructuras inversas, la única que aflora en superficie corresponde a la falla más oriental, llegando a cabalgar ligeramente los depósitos syn-tectónicos.

En el sector sur del modelo, Figura 36.25, se aprecia la reactivación de las fallas desarrolladas durante la extensión, extruyendo los depósitos syn-extensionales. Además se aprecia el desarrollo de un pop-up por parte de un par estructuras bivergentes, de las cuales, la falla inversa este segmenta el borde oriental del hemi-graben, conformando un pequeño pliegue por propagación de falla próximo a la superficie. Además de bascular hacia el este de su bloque colgante, y en menor medida, su bloque yacente.

6 DISCUSIONES

6.1 ANÁLISIS DE MODELOS EXTENSIONALES

Las estructuras resultantes de la deformación extensional de los modelos fueron, mayoritariamente, fallas planares de carácter normal y alto ángulo (64° en promedio). Las cuales nuclearon desde la discontinuidad de velocidad, pudiendo clasificarse en 2 tipos: (1) fallas maestras, y (2) fallas de intra-rift. Las primeras corresponden a fallas antitéticas entre sí, desarrolladas tempranamente, y que representan los límites principales de los hemi-grabenes. Y las segundas corresponden a fallas desarrolladas al interior de los hemi-grabenes. Al igual que ocurre en los sistemas extensionales modernos, en los modelos la extensión fue progresivamente acomodada y en mayor medida por las fallas intra-rift, siendo estas las que generan el espacio para la acumulación de la sedimentación syn-extensional, por sobre las fallas maestras desarrolladas. Por lo demás, al ser las fallas de alto ángulo, resulta complejo el desarrollo de anticlinales de roll-over en sus bloques colgantes; predominando la formación de estrechos pliegues de arrastre.

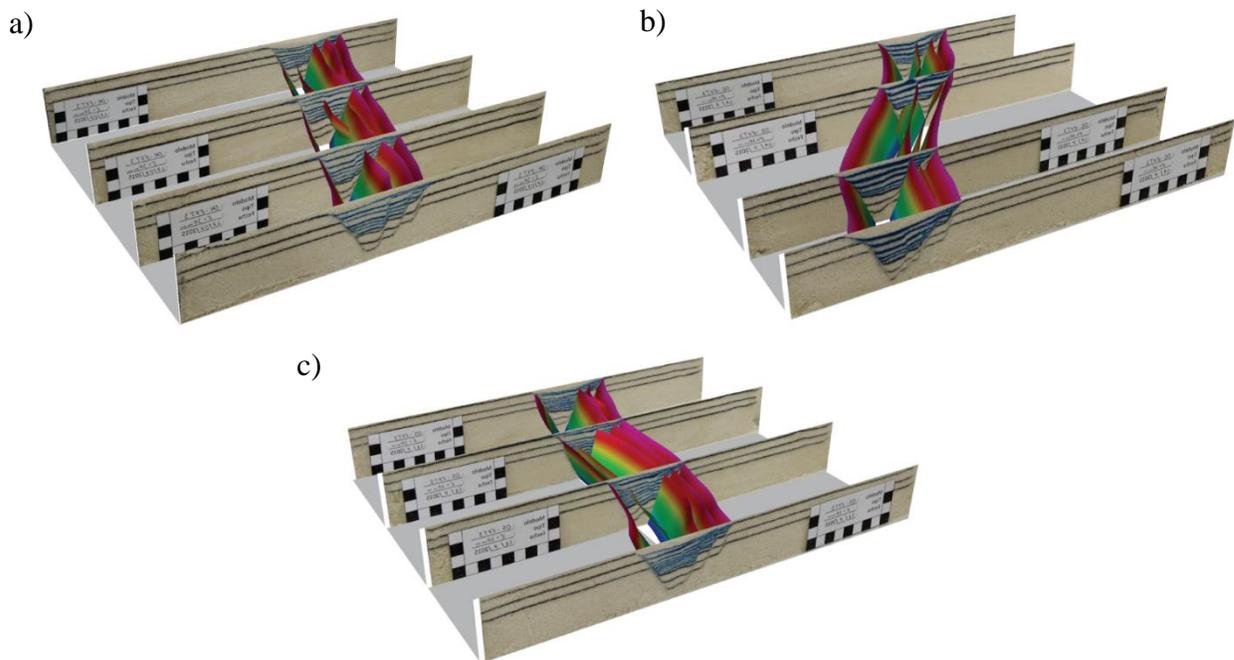


Figura 37 – Reconstrucción 3D de los modelos extensionales, vista al NE (a) Modelo S1DV1, (b) Modelo S1DV2, (c) Modelo S1DV3

En la mayoría de los sistemas extensionales, la fábrica pre-existente o las cicatrices tectónicas heredadas de procesos geológicos previos, juega un rol fundamental en la geometría que desarrolla un sistema de rift durante la extensión. En este sentido, las discontinuidades de velocidad impuestas a cada modelo indujeron geometrías de primer orden en los sistemas extensionales desarrollados, Figura 37. Por ejemplo, el modelo sobre DV1, presenta una geometría en planta sin mayores variaciones a lo largo del rumbo, respondiendo a la configuración de la discontinuidad de velocidad utilizada.

En contraste, el modelo desarrollado sobre DV2 si presenta variaciones a lo largo del rumbo, derivando en estructuras más sinuosas, permitiendo cambios en la profundidad del hemi-graben a lo largo del rumbo, por lo que no mantiene una profundidad constante. Por su parte, el modelo con DV3, a diferencia de los modelos anteriores, presenta un mayor número de fallas sintéticas a la falla maestras occidental, atribuibles a la mayor apertura de la región central del hemi-graben, sobre el segmento recto de DV3.

Considerando la subsidencia mecánica que ocurre durante el desarrollo del hemi-graben para cada modelo, esta generalmente es menor mientras mayor sea la oblicuidad del segmento respecto a la dirección de extensión. Esto es apreciable al comparar la profundidad de los segmentos más oblicuos respecto a los menos oblicuos. En este sentido, el segmento central de DV2 alcanzó los 25 mm de subsidencia, versus los 32 mm alcanzados por el segmento central de DV3. Que al recordar el factor de escala geométrico utilizado ($\lambda = 10^{-5}$), representarían un relleno syn-rift de 2,5 y 3,2 km de espesor respectivamente. La diferencia en la subsidencia es atribuible al desplazamiento ortogonal del bloque respecto al plano de falla: sobre el segmento recto de DV3, el desplazamiento ortogonal al rumbo de la falla es 30 mm; sobre DV1 es de 28 mm, y sobre el segmento central de DV2 es de 23 mm.

Como complemento a los puntos anteriores, es necesario mencionar la componente de rumbo presente dentro de los hemi-grabenes. El strike-slip acomodado durante la extensión corresponde a 10 y 20 mm de desplazamiento sinistral, para los segmentos oblicuos en 20° y 40° respectivamente. Sin embargo, no se observan estructuras directamente atribuibles a esta componente en los modelos. Pero si se atribuye el que las fallas intra-rift no posean una orientación paralela a las fallas maestras, si no que se orientan ligeramente más N-S que estas, semejante a lo documentado por McClay y White (1995).

La ausencia de fallas lítricas en los modelos desarrollados, se asocia a la falta de un nivel de despegue dúctil, que distribuya la deformación inducida por las discontinuidades de velocidad, facilitando una transición suave entre el nivel de despegue horizontal y las fallas desarrolladas. Asimismo, las fallas semi-planares observadas en algunos modelos y que recuerdan a una geometría lítrica (centro de SIDV1 y SIDV3), pueden asociarse como consecuencia de la carga sedimentaria syn-rift, siendo quien favorece la rotación del bloque colgante, adoptando la falla una geometría más cóncava (Vendeville y Cobbold 1988).

Por último, destaca el número discreto de fallas desarrolladas, con un promedio cercano a las 5 fallas para todos los modelos. Fenómeno atribuible al material utilizado, arena fina; materiales de granulometría menor, como es el caso de las arcillas, se deforman mediante un mayor número de fallas, de menor extensión, menos espaciadas, y menos proclives a coalescer, obteniéndose así una zona de deformación más amplia (Eisenstadt y Sims 2005).

6.2 ANÁLISIS DE MODELOS SOMETIDOS A COMPRESIÓN

El acortamiento aplicado en los modelos fue acomodado mediante 2 mecanismos principalmente: reactivación de fallas pre-existentes, y desarrollo de nuevas estructuras (fallas inversas). Conformándose así, un frente de deformación que avanzó principalmente desde la pared móvil hacia la pared fija (oeste a este), afectando tanto al pre-rift como al syn-rift de los modelos.

La reactivación alcanzada en todos los modelos fue parcial, y esta fue frecuentemente expresada por elevaciones y plegamiento asimétrico del syn-rift en los bloques colgantes de las fallas reactivadas.

Un gran número de las estructuras reactivadas se encuentran próximos al ángulo de bloqueo (lock-up) definido por Sibson (1985), y algunas de ellas caen en el campo de fallas severamente mal orientadas, Figura 38 y 39. Más aún, la mayoría de las fallas reactivadas comprenden un ángulo α entre su orientación y el estrés principal mayor a 60° , Figura 39, alejados de $\alpha < 45^\circ$ descrito por Brun y Nalpas (1996). Destacando el caso del segmento central de DV3, donde fallas normales de alto ángulo ($>60^\circ$) y $\alpha = 90^\circ$, fueron reactivadas levemente. Sin embargo, la reactivación descrita puede asociarse a perturbaciones locales del campo de estreses (Sassi et al. 1993), como también a una reducción del coeficiente de fricción interna en el plano de falla respecto al modelo no deformado, similar a lo descrito a escala natural por Etheridge (1986).

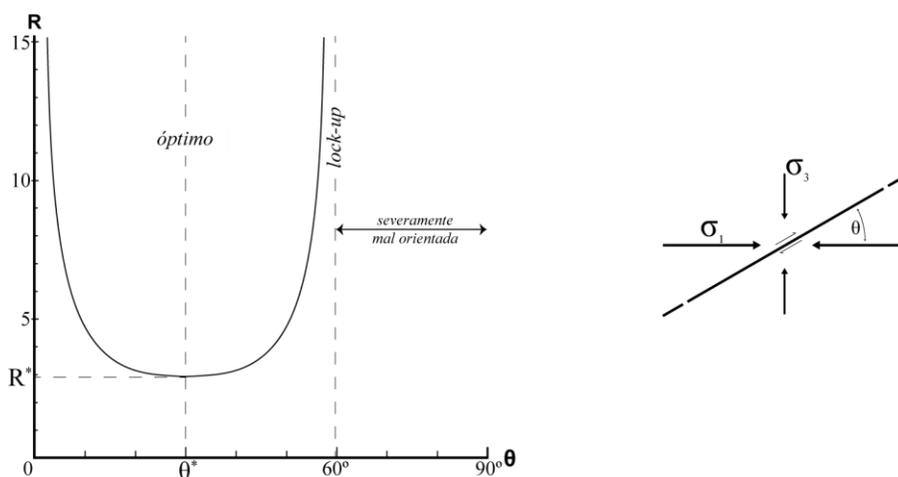


Figura 38 – Razón $R = \sigma_1/\sigma_3$ para el material utilizado ($\mu = 0,56$). Correspondiendo θ^* al ángulo óptimo para la reactivación y R^* al mínimo R necesario, en base a Sibson (1985)

La reactivación de fallas disminuyó progresivamente acorde al aumento del acortamiento, independiente de la aplicación de sedimentación syn-compresiva. Una explicación para este fenómeno es la verticalización de las fallas pre-existentes durante la progresión del acortamiento, Figura 39. Tal como ha sido interpretado por otros autores (McClay 1989; Bonini, Sani y Antonielli 2012), durante la reactivación de fallas normales, estas tienden a adoptar progresivamente mayores ángulos, alcanzando su ángulo de lock-up, no pudiendo acomodar más acortamiento, inactivándose, Figura 39. Vale decir que esta verticalización no es exclusiva de las fallas reactivadas, presentando todas las fallas un aumento de su manteo, destacando las fallas normales del sector oeste de los hemi-grabenés, alcanzando estas últimas el carácter de sub-vertical.

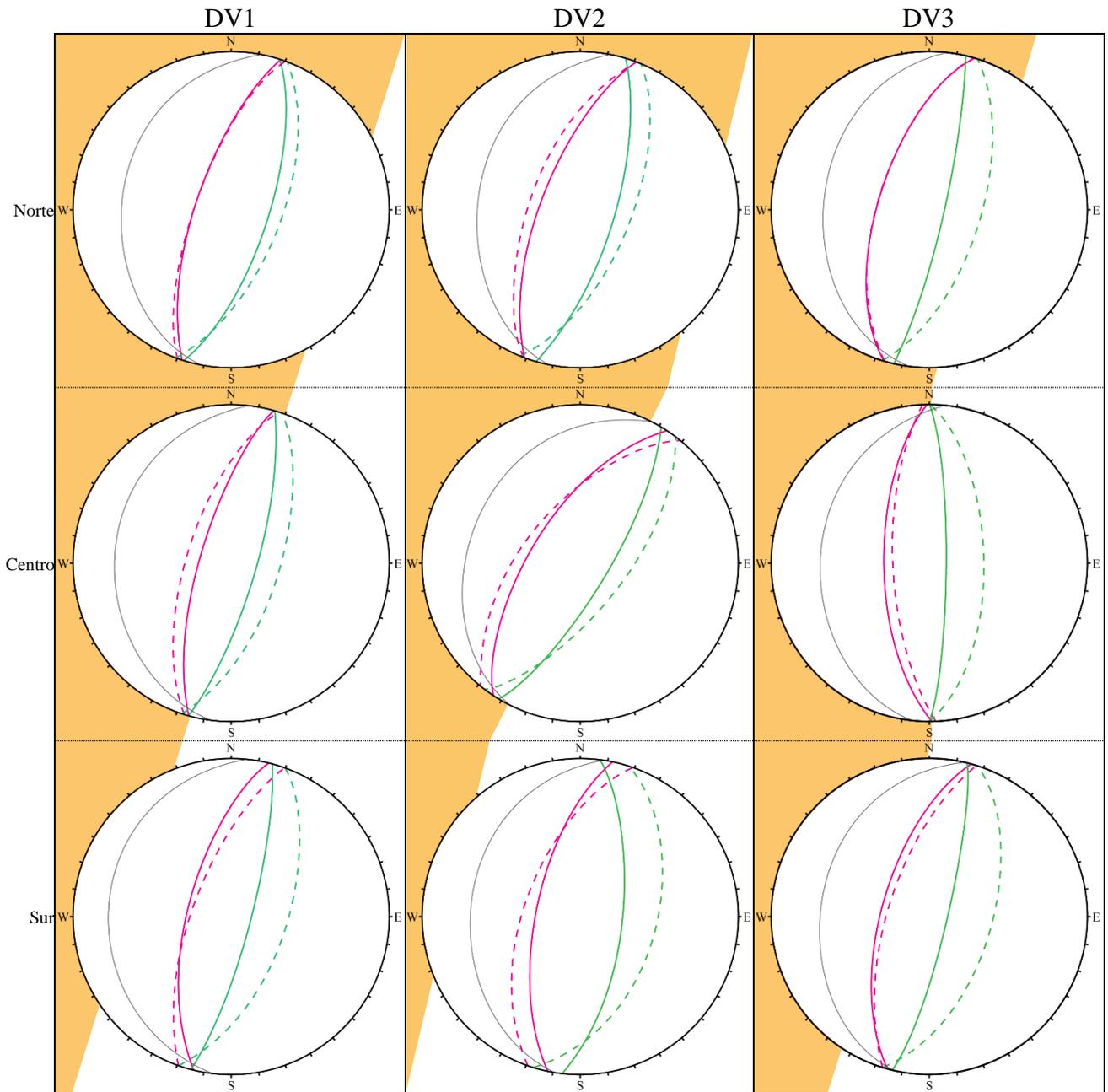


Figura 39 – Proyecciones estereográficas (red de Schmidt) del promedio de las estructuras extensionales desarrolladas en los modelos, para cada segmento de cada discontinuidad de velocidad. En línea segmentada, promedio para fallas normales vergentes al este y oeste, (Serie 1). En línea continua, promedio para estructuras pre-existentes, post-compresión (Serie 2). En gris, promedio de fallas inversas vergente al este (Serie 2); en verde, fallas pre-existentes que mantienen al este; en fucsia, fallas pre-existentes que mantienen al oeste. En naranja, discontinuidades de velocidad.

Aparte de verticalizarse, las fallas normales también presentaron cambios a lo largo del rumbo. Las estructuras sufrieron una rotación anti-horaria, mayor en el sector sur, menor al centro, y marginal en el sector norte (Figura 39). La mayor rotación se desarrolló en el hemi-graben de mayor oblicuidad (Figura 39.DV2); mientras el hemi-graben más perpendicular, desarrolló la menor rotación (Figura 39.DV3). Esto también es visible en la evolución en superficie de los modelos, mientras el acortamiento aumentaba, el eje principal de cada hemi-graben progresivamente adquirió una orientación más N-S. La rotación es directamente atribuible al acortamiento diferencial presente

en los modelos, siendo menor en el norte, debido a que se encuentran más alejadas del pistón; y aumentando gradualmente hacia el sur, donde se encuentran más cercanas.

El rumbo de las fallas inversas desarrolladas en los modelos no es independiente de la orientación del hemi-graben. Como se aprecia en la Figura 39, existe una estrecha correlación entre la orientación de las estructuras pre-existentes y la orientación de las nuevas estructuras inversas. Siendo esta correlación observada por otros autores, por ejemplo Panien, Schreurs y Pfiffner (2005). Una posible explicación para este fenómeno surge al observar las secciones transversales de los modelos S2DV2 y S3DV2, donde las estructuras inversas desarrolladas nuclean desde la base del hemi-graben, correspondiendo a shortcuts de las fallas que componen al hemi-graben. Y en consecuencia, al seguir la base del hemi-graben, las nuevas estructuras emulan el lineamiento de éste.

La interacción de nuevas estructuras inversas con estructuras pre-existentes, deriva en geometrías estructurales más complejas. Por ejemplo, en profundidad, una falla inversa puede traspasar su desplazamiento al bloque colgante de una falla normal invertida, aumentando el rechazo de esta última, Figura 40.a, dado que para la falla inversa, la estructura pre-existente representa un menor estrés de cizalle en comparación a fracturar el modelo intacto. Por otro lado, una estructura inversa puede propagarse desde fuera del hemi-graben hacia el interior de éste, truncando y plegando a la falla maestra previamente desarrollada, Figura 40.b, semejante a lo propuesto por Scisciani (2009) para los Montes Apeninos. Finalmente, una nueva estructura inversa puede truncar totalmente el hemi-graben, alterando y transportando la geometría interna de éste, Figura 40.c. Enmascarando, para estos 2 últimos casos, la arquitectura extensional pre-existente en profundidad.

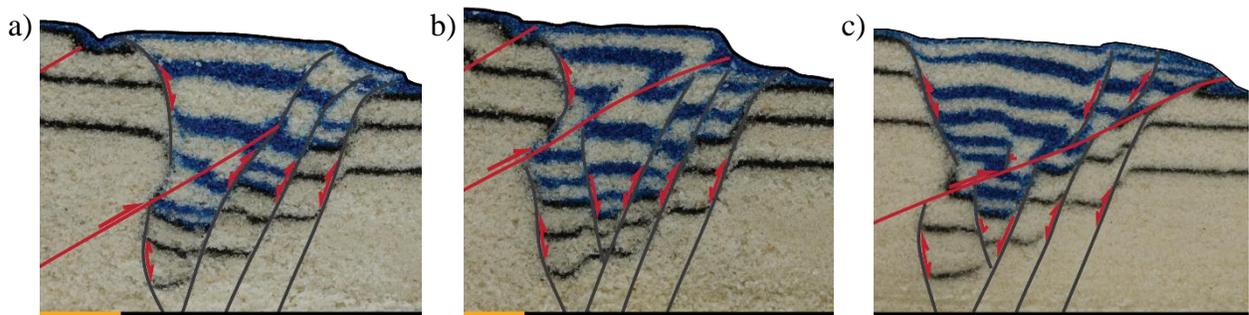


Figura 40 – Detalle de geometrías estructurales, (a) modelo S2DV3, perfil 10, (b) modelo S2DV3, perfil 16, (c) S2DV1, perfil 29.

Otra geometría destacable se aprecia en la superficie de los modelos en que se utilizó DV2 (Figura 27), la convergencia de la reactivación del borde de cuenca con el shortcut de la misma, adoptando un arreglo en “Y” invertida.

Al observar los modelos con sedimentación syn-compresional, no se observa mayor influencia de esta más allá de evitar que afloren en superficie de las nuevas estructuras desarrolladas. Sin embargo, en base a Pinto et al. (2010), una mayor tasa de sedimentación en la zona no deformada podría inducir una mayor reactivación de las fallas pre-existentes.

6.3 MODELOS VS PROTOTIPO NATURAL

Como último ejercicio, se comparan los resultados obtenidos en laboratorio para las distintas discontinuidades de velocidad, con el prototipo natural. Destacando:

6.3.1 Orientación de las Cuenas

Como se aprecia en el mapa simplificado de la zona de interés, Figura 41, la orientación de Cuenca Lautaro es directamente comparable con la orientación del modelo S2DV1, Figura 27. Por lo que es posible asociar la Cuenca Lautaro a una discontinuidad en la corteza con la forma de DV1. Además, como se discutió en el punto anterior, el lineamiento de las estructuras inversas no es independiente de la orientación del hemi-graben, por lo que es posible asociar el lineamiento de las fallas inversas presentes en la Cuenca Lautaro y sus alrededores (Fallas Jorquera, Pauna-La Estancilla, Del Toro, Vizcachas, entre otras) a una influencia directa de la configuración estructural oblicua heredada del periodo extensional de la cuenca. Implicando esto que la Falla El Potro sería influenciada por una geometría distinta al sistema descrito.

Por otro lado, la orientación de la Cuenca Lagunillas resulta comparable con la orientación obtenida del modelo S2DV2, pudiendo asociarse, en una escala regional, a una discontinuidad en la corteza con la forma de DV2.

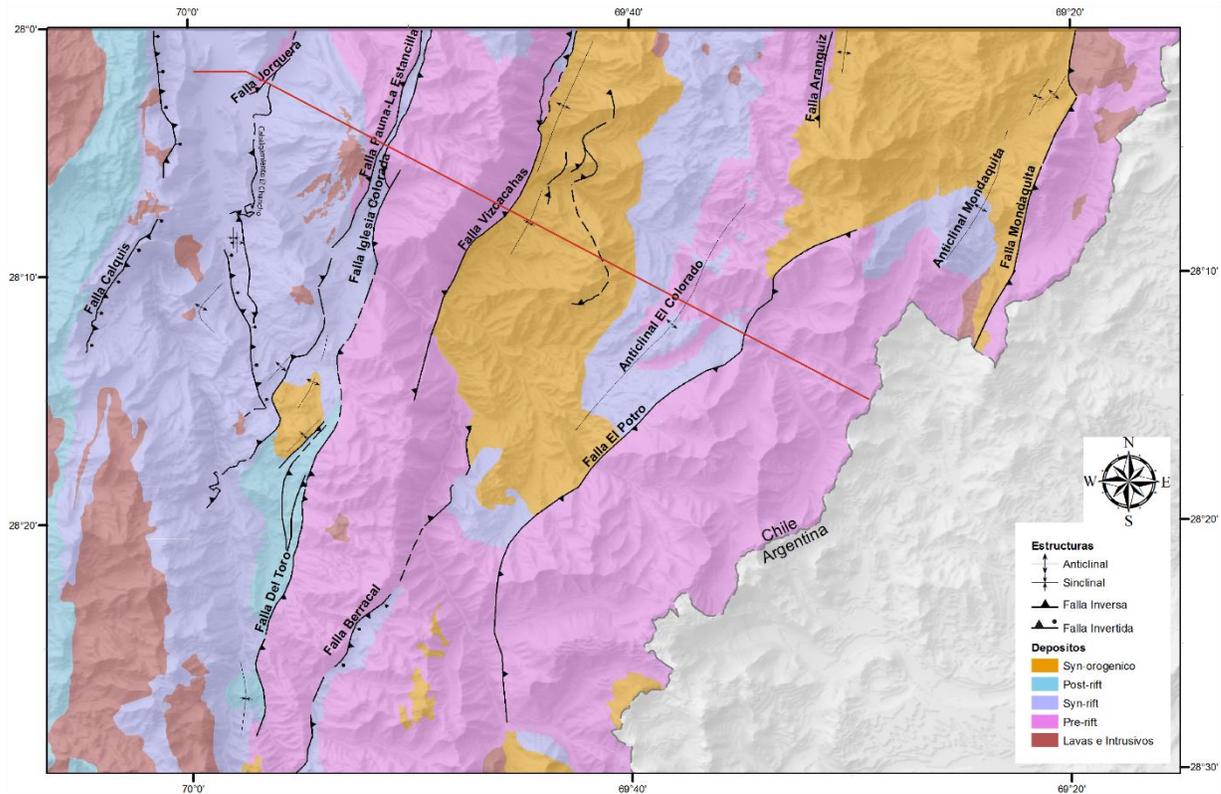


Figura 41 – Mapa simplificado; línea roja, perfil Figura 42

6.3.2 Fallas Inversas vs Bordes de Cuenca

Secciones balanceadas y restauraciones palinspásticas realizadas por estudios previos, (Martínez et al. 2015a), postulan que el límite occidental de la Cuenca Lagunillas podría ser asociado a una falla normal que inclina hacia el este, la cual quedaría seccionada por al menos 2 fallas inversas de vergencia este durante el acortamiento de la región, donde una decapita el borde de cuenca, mientras la otra se propaga dentro del relleno sedimentario (Figura 42.a). Además colaborar ambas fallas con el alzamiento de un pop-up al oeste, Alto de Montosa. Ambas geometrías descritas coinciden con la configuración estructural en profundidad obtenida en el modelo S2DV3, Figura 42.b, correspondiendo a un antecedente a favor de lo postulado por (Martínez et al. 2015). Por otro lado, en el sector sureste de la Cuenca Lautaro, podría ocurrir algo similar un borde de cuenca decapitado, perfil C-C' (Figura 3), pero de vergencia opuesta a Figura 42.b.

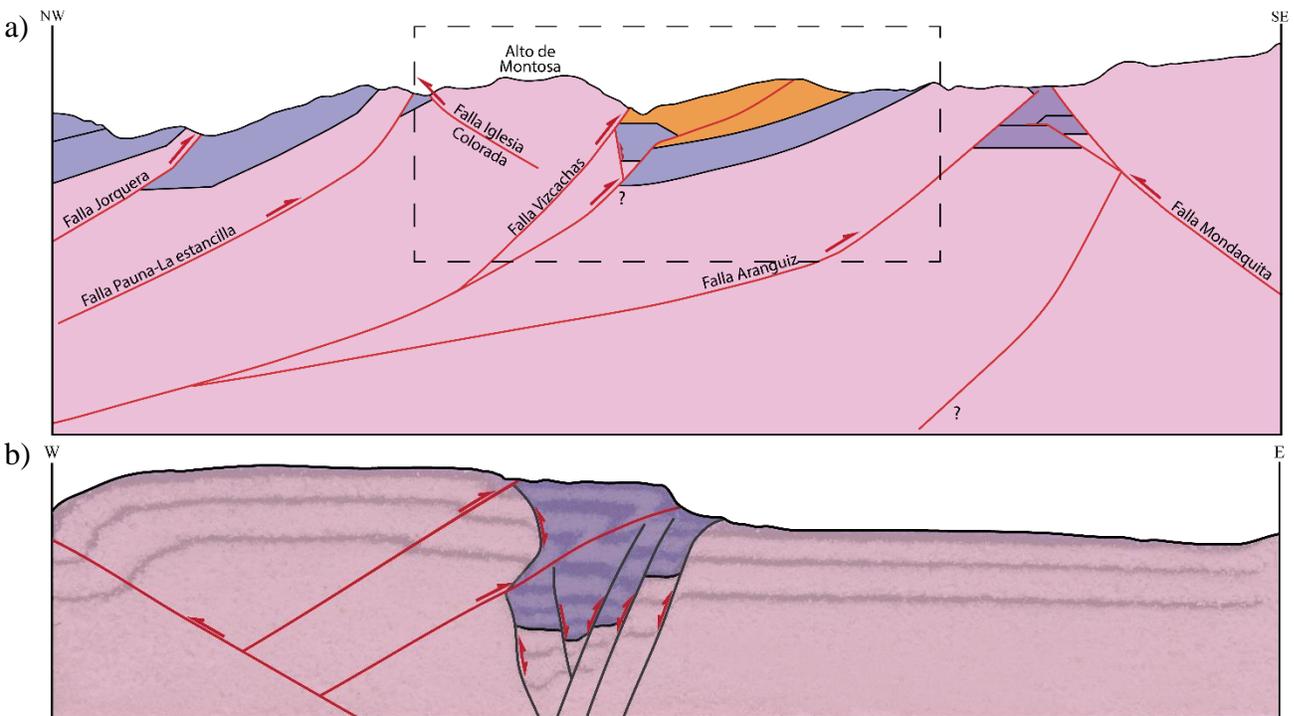


Figura 42 – (a) sección balanceada, rectángulo delimita la zona a comparar, modificada de Martínez et al. (2015a), ubicación en Figura 41, (b) detalle de modelo S2DV3, perfil 16.

6.3.3 Solo un Hemi-graben

En los modelos desarrollados no se reproducen las 2 cuencas simultáneamente, sino que evoluciona un solo hemi-graben acotado que concentra toda la subsidencia generada por la extensión. Esto es atribuible a la configuración del montaje experimental, ya que no posee un nivel dúctil que distribuya la deformación, permitiendo el desarrollo grabenes y hemi-grabenes más anchos, como lo obtenido por otros autores (Brun y Nalpas 1996; Pinto et al. 2010; entre otros).

6.3.4 Rotaciones Tectónicas

Por último, entre los 27° y 28°30'S se han reportado rotaciones horarias que alcanzan los 39°, disminuyendo la magnitud de estas a 18° entre los 28,30' y 29,30'S (Arriagada et al. 2009). Estas rotaciones no fueron consideradas en la modelación, dado lo complejo que de su reproducción. Por lo que la omisión de esta condición podría repercutir en la interpretación de los resultados obtenidos, quedando como recomendación la imposición de estas rotaciones a modelos futuros.

6.4 OTROS PROTOTIPOS NATURALES

Como ejercicio adicional, se comparan los resultados obtenidos con dominios estructurales de otras latitudes de la Cordillera Frontal, por ejemplo al Valle del Río el Transito, en la tercera región:

6.4.1 Falla del Zapallo – Falla del Tabaco

Al este de la localidad de Alto del Carmen, afloran las fallas del Zapallo y del Tabaco. La primera, en su segmento norte, pone en contacto al basamento paleozoico por el oeste, con las series mesozoicas que mantean fuertemente contra la falla por el este; siendo interpretada como una falla normal invertida (Salazar 2012). Por otro lado, la Falla del Tabaco es una falla inversa de bajo ángulo que cabalga al basamento paleozoico por sobre la Formación San Félix y los Estratos del Verraco. Debido al bajo ángulo de ésta, y que su traza nace desde la Falla del Zapallo por el norte, se interpreta a la Falla del Tabaco como un shortcut de la Falla del Zapallo (Figura 43; Salazar 2012), debido al acortamiento que fue sometida la región. Adoptando una configuración en planta semejante a la obtenida para el modelo S2DV2, donde la falla de borde propaga su deformación a través de un shortcut.

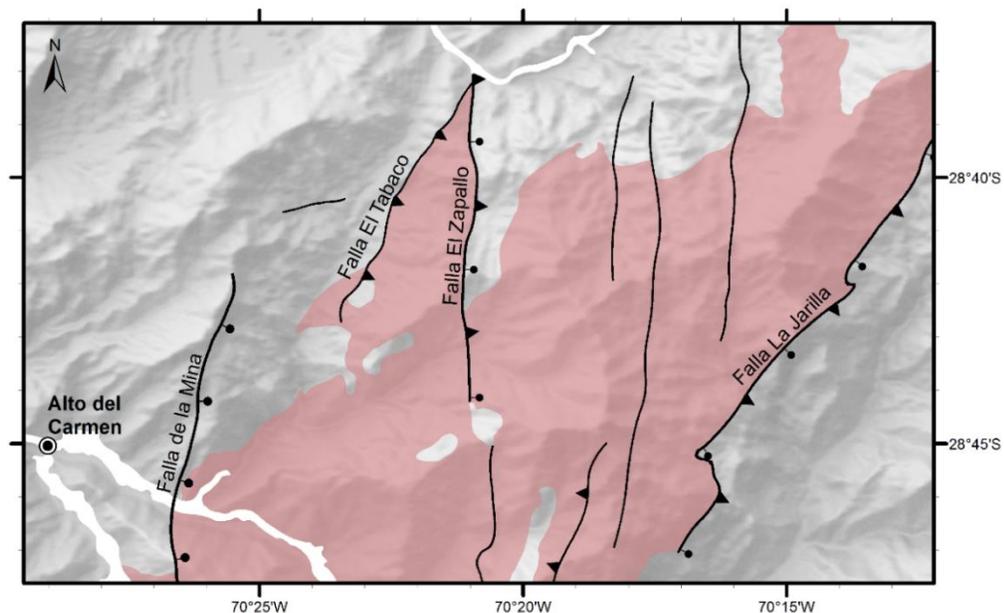


Figura 43 – En rojo, basamento paleozoico en rojo. modificado de Salazar 2012.

6.4.2 Falla Pinte

La Falla Pinte se extiende desde la Quebrada homónima hacia el norte. De orientación principalmente N-S, corresponden a una falla de alto ángulo de carácter regional que pone en contacto abrupto una potente secuencia mesozoica al este con el basamento paleozoico al oeste (Moscoso et al. 2010). En base a distintas evidencias, se ha interpretado como una falla normal, probablemente asociada al borde de una cuenca extensional mesozoica, la cual fue decapitada localmente la Falla La Cortadera, falla inversa de bajo ángulo con vergencia este, durante la inversión positiva de la primera (Murillo et al. 2012). Esta configuración estructural es directamente comparable con el modelo S2DV3 (Figura 32), en el cual la reactivación del borde de cuenca es localmente decapitado por una falla inversa de bajo ángulo.

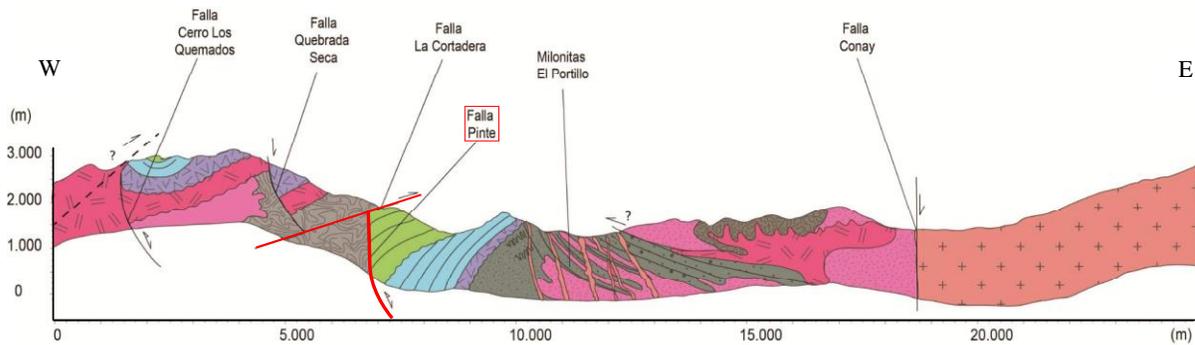


Figura 44 – Perfil transversal Valle El Transito, en rojo fallas Pinte y La Cortadera, (Murillo et al. 2012).

7 CONCLUSIONES

Al término de este trabajo, es posible concluir que el acortamiento de discontinuidades angulares en el basamento, relacionadas a procesos tectónicos extensionales, es un parámetro influyente en el desarrollo de dominios estructurales oblicuos. Destacando que:

- Estructuras desarrolladas durante la etapa extensional de un sistema, no necesariamente conservan su orientación al ser sometidas a esfuerzos compresivos, pudiendo rotar sentido anti-horario, sin importar si estas fueron reactivadas o no.
- El acomodo del acortamiento durante la compresión puede desarrollar estructuras inversas que enmascaren la configuración estructural previa, o la configuración estructural en profundidad de un sistema extensional pre-existente.
- La orientación de un sistema extensional pre-existente, al ser sometido a compresión, puede influenciar la orientación de las nuevas estructuras inversas formadas, adoptando estas últimas un lineamiento paralelo al sistema pre-existente.
- La reactivación del borde de cuenca puede propagarse como shortcuts en el basamento, adoptando en planta un arreglo en “Y”.
- El límite occidental de la Cuenca de Lagunillas se puede aproximar como una falla normal de borde de cuenca, segmentada por 2 estructuras inversas vergentes al este. Una próxima a la superficie que decapita el borde de cuenca; y otra que biseca en profundidad el mismo borde, propagándose hacia el interior del relleno sedimentario del hemi-graben.
- El lineamiento actual de la Cuenca Lautaro, puede asociarse a una discontinuidad en la corteza de orientación N20°E durante el periodo extensión, pudiendo esta herencia estructural influenciar la orientación de las estructuras inversas de lineamiento similar desarrolladas durante el periodo compresivo (Fallas Jorquera, Pauna-La Estancilla, Del Toro, Vizcachas, entre otras).
- Los resultados son aplicables a otras latitudes de la Cordillera Frontal, reproduciendo geometrías presentes en el Valle del Tránsito, como la Falla Pinte, falla reactivada decapitada por estructura inversa. O la relación entre la Falla del Tabaco y Falla del Zapallo, shortcut de una estructura invertida.

8 BIBLIOGRAFÍA

- ALLEMAND, P., BRUN, J.P., DAVY, P. y VAN DEN DRIESSCHE, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanisme d'amincissement de la lithosphère. *Bull. Soc. géol. France*, vol. 5, pp. 445–452.
- ARÉVALO, C., 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, vol. 91, pp. 54.
- ARRIAGADA, C., MPODOZIS, C., YÁÑEZ, G., CHARRIER, R., FARÍAS, M. y ROPERCH, P., 2009. Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el “megakink” del Maipo. *Congreso Geológico Chileno*. CONF. S.l.: s.n., pp. S9-9.
- BALLARD, J.-F., 1989. *Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure*. S.l.: Université de Rennes 1.
- BONINI, M., SANI, F. y ANTONIELLI, B., 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, vol. 522–523, pp. 55–88.
- BRUN, J.-P. y NALPAS, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, vol. 15, no. 3, pp. 677–687.
- CARRERA, N., MUÑOZ, J.A., SÀBAT, F., MON, R. y ROCA, E., 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology*, vol. 28, no. 11, pp. 1921–1932.
- CHARRIER, R., 1979. El Triasico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones 26*, pp. 1–47.
- COOPER, M.A., WILLIAMS, G.D., DE GRACIANSKY, P.C., MURPHY, R.W., NEEDHAM, T., DE PAOR, D., STONELEY, R., TODD, S.P., TURNER, J.P. y ZIEGLER, P.A., 1989. Inversion tectonics -- a discussion. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 44, no. 1, pp. 335–347.
- CORNEJO, P., MPODOZIS, C., RAMÍREZ, C. y TOMLINSON, A.J., 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26-27 Lat. S). *Servicio Nacional de Geología y Minería*,
- COWARD, M.P., GILLCRIST, R. y TRUDGILL, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 56, no. 1, pp. 93–112.
- CRISTALLINI, E., TOMEZZOLI, R., PANDO, G., GAZZERA, C., MARTÍNEZ, J.M., QUIROGA, J., BUHLER, M., BECHIS, F., BARREDO, S. y ZAMBRANO, O., 2009. Controles precuyanos en la estructura de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 65, no. 2, pp. 248–264.
- DALY, R.A., MANGER, G.E. y CLARK, S.P., 1966. Section 4: Density of rocks. *Geological Society of America Memoirs*, vol. 97, pp. 19–26.
- DIXON, J.M. y SUMMERS, J.M., 1985. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic

- processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Journal of Structural Geology*, vol. 7, no. 1, pp. 83–102.
- EISENSTADT, G. y SIMS, D., 2005. Evaluating sand and clay models: do rheological differences matter? *Journal of Structural Geology*, vol. 27, no. 8, pp. 1399–1412.
- ETHERIDGE, M.A., 1986. On the Reactivation of Extensional Fault Systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, vol. 317, no. 1539, pp. 179–194.
- FARRAR, E., CLARK, A.H., HAYNES, S.J., QUIRT, G.S., CONN, H. y ZENTILLI, M., 1970. K-Ar evidence for the post-paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 10, no. 1, pp. 60–66.
- FRANZESE, J.R. y SPALLETTI, L.A., 2001. Late triassic- Early jurassic continental extension in SouthWestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, no. 3, pp. 257–270.
- GIAMBIAGI, L., ALVAREZ, P.P., BECHIS, F. y TUNIK, M., 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 60, no. 4, pp. 662–671.
- GLENNIE, K.W. y BOEGNER, P.L.E., 1981. Sole Pit inversion tectonics. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, pp. 110–120.
- GODOY, E. y DAVIDSON, J., 1976. Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del Norte de Chile (22° - 30° Latitud Sur). *Congreso Geológico Chileno, Actas*, no. 1, pp. 87–103.
- GRIER, M.E., SALFITY, J.A. y ALLMENDINGER, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 4, no. 4, pp. 351–372.
- HALL, J., 1815. II. On the Vertical Position and Convolutions of certain Strata, and their relation with Granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, vol. 7, no. 1, pp. 79–108.
- HANSEN, D.L. y NIELSEN, S.B., 2003. Why rifts invert in compression. *Tectonophysics*, vol. 373, no. 1–4, pp. 5–24.
- HUBBERT, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 48, no. 10, pp. 1459–1520.
- IAFFA, D.N., SÀBAT, F., MUÑOZ, J.A., MON, R. y GUTIERREZ, A.A., 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina. *Journal of Structural Geology*, vol. 33, no. 12, pp. 1816–1828.
- IRIARTE, S., ARÉVALO, C. y MPODOZIS, C., 1999. Hoja La Guardia, Región de Atacama. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*,
- JENSEN, O., 1976. *Geología de las nacientes del Río Copiapo, entre los 27° 53' y 28° 20' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile*. S.I.: Universidad de Chile.
- KLEY, J. y MONALDI, C.R., 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central

- Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics*, vol. 21, no. 6, pp. 1–18.
- KLEY, J., MONALDI, C.R. y SALFITY, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics*, vol. 301, no. 1–2, pp. 75–94.
- KRANTZ, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, vol. 188, pp. 203–207.
- LACKMANN, R., 1910. Über autoplaste (nicht tektonische) Formenelemente im Bau der Salzagerstätten Norddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, vol. G2, pp. 113–116.
- LAMPLUGH, G., 1920. Structure of the Weald and analogous tracts. *Quarterly Journal Geological Society*, vol. 75, pp. LXXIII–XCV.
- MARTIN, M.W., CLAVERO, J.R. y MPODOZIS, C.M., 1997. Eocene to Late Miocene structural development of El Indio belt, 30 S, North-Central Chile. *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*. CONF. S.l.: s.n., pp. 144–148.
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., MPODOZIS, C. y PEÑA, M., 2012. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, vol. 39, no. 2, pp. 258–278.
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., PEÑA, M., DECKART, K. y CHARRIER, R., 2015. Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes “Pampean” flat-slab segment in northern Chile (27–29° S). *Tectonophysics*,
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., PEÑA, M., DEL REAL, I. y DECKART, K., 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 42, pp. 1–16.
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., VALDIVIA, R., DECKART, K. y PEÑA, M., 2015. Geometry and kinematics of the Andean thick-skinned thrust systems: Insights from the Chilean Frontal Cordillera (28°–28.5°S), Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 64, pp. 307–324.
- MARTÍNEZ, F., BONINI, M., MONTANARI, D. y CORTI, G., 2016. Tectonic inversion and magmatism in the Lautaro Basin, northern Chile, Central Andes: A comparative approach from field data and analog models. *Journal of Geodynamics*, vol. 94–95, pp. 68–83.
- MARTÍNEZ, F., PEÑA, M. y ARRIAGADA, C., 2015. Geología del área Iglesia Colorada-Cerro del Potro, Región de Atacama. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*,
- MCCLAY, K.R., 1989. Analogue models of inversion tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 44, no. 1, pp. 41–59.
- MCCLAY, K.R. y WHITE, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, no. 2, pp. 137–151.
- MESCUA, J.F. y GIAMBIAGI, L.B., 2012. Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina. *Journal of Structural Geology*, vol. 35, pp. 51–63.
- MORLEY, C.K., TINGAY, M., HILLIS, R.R. y KING, R., 2008. Relationship between structural style, overpressures, and modern stress, Baram Delta Province, northwest Borneo. *Journal of*

- Geophysical Research*, vol. 113, no. 9, pp. 1–23.
- MORTIMER, C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society*, vol. 129, pp. 505–526.
- MOSCOSO, R. y MPODOZIS, C., 1988. Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile (28°-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, vol. 15, no. 2, pp. 151–166.
- MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C., RIBBA, L. y ARÉVALO, C., 2010. Geología de la Hoja del Tránsito, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, vol. 7.
- MPODOZIS, C. y CORNEJO, P., 1997. El rift triásico-sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25-26 S): asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. *Congreso Geológico Chileno*, vol. 8, pp. 550–554.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1990. *Provincias magmaticas acidas y evolucion tectonica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S)*. 7 enero 1990. S.l.: s.n.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, no. 8, pp. 999–1014.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, vol. 63, no. 4, pp. 481–497.
- MURILLO, I., ÁLVAREZ, J., ARRIAGADA, C., CALDERÓN, M. y CHARRIER, R., 2012. Geología estructural del Valle de El Tránsito con énfasis en las Milonitas El Portillo, III Región, Chile. *Congreso Geológico Chileno*. CONF. S.l.: s.n., pp. T2.
- MUZZIO, G., 1980. Geología de la región comprendida entre el cordón el Varillar y Sierra de Vizcachas, Precordillera de Atacama, Chile. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile*,
- NARANJO, S. y PUIG, A., 1984. Hojas Taltal y Chañaral: regiones de Antofagasta y Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, vol. 62–63, pp. 140.
- OLIVEROS, V., LABBÉ, M., ROSSEL, P., CHARRIER, R. y ENCINAS, A., 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 37, pp. 25–40.
- PANIEN, M., SCHREURS, G. y PFIFFNER, A., 2005. Sandbox experiments on basin inversion: Testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology*, vol. 27, no. 3, pp. 433–445.
- PAYROLA, P.A., 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*, vol. 42, no. May, pp. 194–211.
- PEÑA, M., ARRIAGADA, C., MARTÍNEZ, F. y BECERRA, J., 2013. Carta Geologica Yerbas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología*

y Minería,

- PINTO, L., MUÑOZ, C., NALPAS, T. y CHARRIER, R., 2010. Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, vol. 32, no. 4, pp. 554–565.
- RAMBERG, H., 1981. Gravity, deformation and the earth's crust. In theory, experiments and geological application. *Academic press*,
- RAMOS, V.A. y FOLGUERA, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 327, no. 1, pp. 31–54.
- REUTTER, K.J., 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29 südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, vol. 146, no. 2, pp. 153–178.
- SALAZAR PÉREZ, E.F., 2012. Evolución tectono-estratigráfica post-paleozoica de la cordillera de Vallenar. *Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile*, pp. 126.
- SASSI, W., COLLETTA, B., BALÉ, P. y PAQUEREAU, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: The role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, vol. 226, no. 1–4, pp. 97–112.
- SCHELLART, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: Scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, vol. 324, no. 1–2, pp. 1–16.
- SCHREURS, G., BUITER, S.J.H., BOUTELIER, D., CORTI, G., COSTA, E., CRUDEN, A.R., DANIEL, J., HOTH, S., KOYI, H.A. y KUKOWSKI, N., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 253, pp. 1.
- SCISCIANI, V., 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, vol. 31, no. 11, pp. 1276–1294.
- SEGERSTROM, K., 1960. Structural geology of an area east of Copiapó, Atacama Province, Chile. *Reports XXI International Geological Congress Part*,
- SEGERSTROM, K. y RUIZ, C., 1962. Geología del Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. *Carta Geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas*,
- SIBSON, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, vol. 7, no. 6, pp. 751–754.
- SIBSON, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 88, no. 1, pp. 3–19.
- SIBSON, R.H., 2009. Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, vol. 473, no. 3–4, pp. 404–416.
- SOFFIA, J.M., 1989. Estratigrafía y geología estructural del área del río Jorquera, Región de Copiapó. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile*,

- THIELE, R., 1964. Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. *Departamento de Geología, Universidad de Chile*, pp. 73.
- TOMLINSON, A.J., CORNEJO, P. y MPODOZIS, C., 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, vol. 14.
- URRETA, M., 1993. Neocomian ammonite biostratigraphy of the Andean basin of Argentina and Chile. *Revista Española de Paleontología*,
- VARGAS, M., 2002. Modelamiento análogo de la subducción, incidencia de algunos parámetros en el desarrollo del slab y la tectónica continental. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile*, pp. 103.
- VENDEVILLE, B. y COBBOLD, P.R., 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology*, vol. 10, no. 7, pp. 649–659.
- WILLIAMS, G.D., POWELL, C.M. y COOPER, M.A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Inversion Tectonics*, no. 44, pp. 3–15.
- WINOCUR, D. y RAMOS, V.A., 2012. Oligocene extensional tectonics at the Main Andes, Valle del Cura Basin, San Juan Province, Argentina. *Geológica Argentina*, vol. 57, no. 4, pp. 483–486.
- WU, J.E., MCCLAY, K., WHITEHOUSE, P. y DOOLEY, T., 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 26, no. 8, pp. 1608–1623.
- YAGUPSKY, D.L., CRISTALLINI, E.O., FANTÍN, J., VALCARCE, G.Z., BOTTESI, G. y VARADÉ, R., 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, vol. 30, no. 7, pp. 839–853.
- YAGUPSKY, D.L., CRISTALLINI, E.O., ZAMORA VALCARCE, G. y VARADÉ, R., 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: Aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 62, no. 1, pp. 124–138.
- ZENTILLI, M., 1974. Geological Evolution and Metallogenic Relationships in the Andes of Northern Chile Between 26° and 29° South. *Queen's University*,

9 ANEXO

A continuación se presenta una descripción detallada de la geología presente en las cuencas Lautaro y Lagunillas.

9.1 BASAMENTO PALEOZOICO

Las rocas del basamento corresponden a diferentes granitoides Permo-Triásicos, reconocidos de Oeste a Este como:

- Granito La Estancilla (granitos y monzogranitos)
- Granito Montosa (granodioritas y tonalitas)
- Granito El León (granito)
- Monzogranito Chollay (monzogranito)

Estudios de geocronología de K-Ar han entregado edades de 263 a 228 millones de años (Farrar et al. 1970; Zentilli 1974; Iriarte, Arévalo y Mpodozis 1999; Moscoso et al. 2010) y edades U-Pb comprendidas en 245-250 millones de años (Martínez et al. 2015b) para estas unidades.

Por último, el basamento también está compuesto por la Formación Pastos Blancos (Thiele 1964; Moscoso et al. 2010), correspondiente a depósitos riolíticos, siendo reconocida próxima a la frontera Chile-Argentina y representa el único componente volcánicos de esta era.

9.2 DEPÓSITOS MESOZOICOS

A continuación se presenta el registro estratigráfico para cada cuenca para esta era:

9.2.1 Cuenca Lautaro

Potentes sucesiones marinas y continentales, de más de 4000 metros, definen el relleno de la cuenca. Para esta región, el registro estratigráfico más antiguo corresponde a la **Formación La Ternera**, una sucesión continental discordantemente depositada sobre el Granito La Estancilla (Figura 2 y 3). Con un espesor aproximado total en el área de estudio de 2100 metros, se compone de conglomerados y areniscas rojas, intercaladas con tobas y también lavas andesíticas y basálticas. La edad propuesta para la formación es Triásico Tardío-Jurásico Temprano en base a fósiles marinos encontrados en delgadas intercalaciones de calizas en los niveles volcánicos superiores. En base a su carácter continental, variaciones de facies y espesores, así como su relación discordante sobre las rocas del basamento, esta formación ha sido interpretada como el relleno basal syn-rift de la Cuenca Lautaro (Segerstrom 1960; Segerstrom et al. 1962; Jensen 1976; Charrier 1979; Mpodozis et al. 1997; Moscoso et al. 2010; Martínez et al. 2012, entre otros).

Discordante sobre la Formación La Ternera, se encuentra la **Formación Lautaro** (Figura 2 y 3), la cual posee un espesor máximo aproximado de 3000 metros, constituidos principalmente por alternancias de capas de calizas, areniscas calcáreas y lutitas. Una de las características más llamativas de la Fm. Lautaro es su rápido cambio de espesor a lo largo y ancho de su rumbo, como también la ocurrencia de discondancias progresivas internas, por lo cual ha sido interpretada también como depósitos syn-rift de la cuenca. La edad asignada a esta formación es Jurásico Inferior (Sinemuriano-Bajociano) (Jensen 1976; Soffia 1989; Arévalo 2005; Oliveros et al. 2012; Martínez et al. 2012).

Hacia el Este del Río Manflas, y en suave discordancia angular sobre la Formación Lautaro, se expone la **Formación Picudo** (Figura 2 y 3), Esta formación se compone de casi 500 metros de areniscas rojas y conglomerados, tapados por 200 metros aproximadamente de lavas andesitas y niveles ignimbríticos rosados. A la cual ha sido asignada una edad Titoniano-Kimmeridgiano, correspondiendo a los depósitos post-rift de la Cuenca Lautaro (Reutter 1974; Jensen 1976; Moscoso et al. 2010; Peña et al. 2013).

9.2.2 Cuenca Lagunillas

El registro estratigráfico de esta cuenca está compuesto por potentes sucesiones Mesozoicas y Cenozoicas. Al igual que en la Cuenca Lautaro, aquí los depósitos más antiguos corresponden a la **Formación La Ternera**, que se encuentra en discordancia angular y de erosión sobre los bloques que basamento Paleozoico expuestos hacia el extremo oriental del área de estudio (Figura 2 y 3). La Formación La Ternera, consiste principalmente de 300 metros de lavas andesíticas y basálticas Triásicas; que definen el relleno basal syn-rift de la cuenca (Martínez et al. 2015b).

Hacia el sur de la cuenca, la Formación La Ternera, se encuentra parcialmente cubierta en discondancia angular por la **Formación Lautaro** (Figura 2 y 3). Aquí, esta formación consiste en aproximadamente 600 metros de alternancias de capas de calizas, areniscas calcáreas y lutitas. Hacia el norte de la cuenca, y discordantemente sobre la Fm. La Ternera, se encuentra la **Formación Lagunillas** (Figura 2 y 3), correspondiendo a casi 1200 metros secuencia continental, que incluyen areniscas rojas, conglomerados y lavas andesíticas; siendo afectada por fallas normales menores dentro de la formación (Jensen 1976; Iriarte, Arévalo et al. 1999; Oliveros et al. 2012).

En el valle del Río Pulido, al norte de la zona de estudio se encuentra cubriendo a la Formación Lagunillas una delgada sucesión volcánica y sedimentaria clástica (Figura 2), la cual se interpreta como un equivalente a la Formación Picudo (Martínez et al. 2015b).

9.3 DEPÓSITOS CENOZOICOS

Los depósitos Cenozoicos más antiguos corresponden a la **Formación Quebrada Seca**, y consisten en cerca de 1000 metros de conglomerados, areniscas, tobas y brechas volcánicas; de edades Cretácico Superior-Paleoceno. Estos depósitos se exponen en forma de cuñas estratigráficas con cambios de espesor, discordancias progresivas y también afectadas por algunas estructuras compresivas internas. Estudios recientes los han interpretado como sucesiones continentales syn-orogénicas (Jensen 1976; Muzzio 1980; Soffia 1989; Moscoso et al. 2010; Martínez 2015b).

A lo largo del Valle del Río El Potro, la Formación Quebrada Seca se encuentra parcialmente cubierta en discordancia angular por la **Formación Potrerillos**, Figura 2, la cual posee aproximadamente 1000 metros de espesor; compuestos por conglomerados lacustres, areniscas, limolitas y tobas. Asignándosele una edad Oligocena-Miocena (Reutter 1974).

A lo largo del flanco oriental de la cuenca Lagunillas, los depósitos continentales de la Formación Quebrada Seca se encuentran cubiertos en discordancia angular por la **Formación Doña Ana**, correspondiendo ésta a 700 metros de lavas andesíticas y basálticas (Figura 2 y 3; Thiele 1964; Martín, Clavero y Mpodozis 1997). Esta formación tiene una edad Mioceno Inferior, siendo recientemente relacionada a una extensión cortical generalizada (Winocur y Ramos 2012) en base a observaciones de afloramientos ubicados en el lado argentino. Sin embargo trabajos posteriores desarrollados en esta cuenca (Martínez et al. 2015b), no han reconocido fallas normales u otras características extensionales; aún más, se han reconocido pliegues y fallas inversas, indicando que es mejor asociarlo a un régimen compresivo.

Cubriendo a la Fm. Doña Ana, se encuentran las **Gravas de Atacama**, consistiendo en aproximadamente 150 metros de sedimentos semiconsolidados, que incluyen intercalaciones heterogéneas de arenas pardas y gravas, conformando tanto estratos horizontales como semi-inclinados; asociadas a una edad Miocena Media (Mortimer 1973; Naranjo y Puig 1984; Iriarte, Arévalo y Mpodozis 1999; Tomlinson, Cornejo y Mpodozis 1999; Arévalo 2005).

El registro estratigráfico culmina con 250 metros de lavas andesíticas de edad Mio-Pliocena (Jensen 1976), expuestas a lo largo de la frontera Chile-Argentina, cerca del sector del Paso Pircas Negras (Martínez et al. 2015b).

9.4 ESTRUCTURAS

9.4.1 Estructuras Cuenca Lautaro

A lo largo de la sección central de la Cuenca Lautaro, la estructura principal consiste en 3 fallas de orientación NNE-SSW, identificadas inicialmente por Jensen (1976) como los sistemas de fallas: Jorquera, Pauna-La Estancilla e Iglesia Colorada-Del Toro. Localizadas al oriente de la falla maestra de la cuenca Falla Calquis (Figura 2 y 3; Martínez et al. 2012).

La **Falla Calquis** es una estructura de alto ángulo (80° - 85° E) que marca el límite occidental de los depósitos syn-rift de la Cuenca Lautaro (Figura 3). Se extiende paralela al Río Manflas, variando su orientación a lo largo del rumbo, de NNE-SSW en el sur, a NS en el norte (Figura 2). El bloque yaciente de esta falla, al oeste, consiste en rocas volcánicas de la Formación La Ternera. Mientras que el bloque colgante corresponde a los depósitos marinos de la Formación Lautaro, que mantean hacia el oeste contra la falla al ser plegada la sucesión syn-rift por un anticlinal, siendo interpretado como un anticlinal de inversión (Martínez et al. 2012). En base a las geometrías presentes en ambos bloques de la falla, esta ha sido interpretada como una falla lístrica extensional, representando el borde occidental de un hemi-graben; que fue reactivada posteriormente en sentido inverso (Martínez et al. 2012).

La **Falla Jorquera** es un cabalgamiento vergente al ESE con un manteo de 30° al oeste, Figura 3, que se extiende por aproximadamente 5 kilómetros a lo largo del Río Jorquera, Figura 2. El bloque colgante de la falla corresponde principalmente a una porción de 600 metros del Granito La Estancilla que corta la sección superior de la formación La Ternera, expuesta a lo largo del bloque yaciente de la falla, (Martínez et al. 2015b).

El **Cabalgamiento El Chanco** corresponde a un cabalgamiento de bajo ángulo (20°) vergente al Este, Figura 3, caracterizado por su forma irregular visto en planta, Figura 2. El Chanco ha sido asociado a un sistema flat-rampa-flat mediante el cual las sucesiones volcánicas de la Fm. La Ternera cabalgan los depósitos calcáreos syn-rift de edad Jurásico inferior de la Fm. Lautaro.

Tanto la falla Jorquera como el cabalgamiento El Chanco, han sido recientemente asociados con un retrocorrimiento vergente al Este causado por la inversión y movimiento al Oeste del límite occidental de la Cuenca Lautaro (falla maestra).

La **Falla Pauna-La Estancilla** (Jensen 1976; Soffia 1989) se extiende por 35 kilómetros hacia el norte desde el valle del Río Manflas (Figura 2). Al norte del Río Copiapó corresponde a una falla inversa de piel gruesa de manteo al Oeste, aproximadamente 60° W, que monta el Granito La Estancilla sobre la delgada serie continental de la Fm. Lautaro, Figura 3. A lo largo de este sector, el bloque colgante lo constituye un extenso bloque de basamento, Granito La Estancilla, que tiene forma de cuña triangular visto en planta (Figura 2); caracterizándose la zona de falla por una angosta zona milonítica, nombrada Milonita La Estancilla por Jensen (1976). En el mismo sector, el bloque yaciente presenta un pliegue sinclinal asimétrico, vergente al Oeste, y de lineamiento NNE-SSW, compuesto principalmente por la sucesión syn-rift de la Fm. Lautaro. Hacia el sur del sector de Iglesia Colorada, se reconoce la Falla Paua-La Estancilla como una falla de piel gruesa de bajo ángulo (30°), donde los depósitos continentales y marinos de las formaciones Lautaro, Picudo y Potrerillos son plegados y cabalgados por las series volcánicas de la Fm. La Ternera.

El **Sistema de Falla Iglesia Colorada-Del Toro** (Jensen 1976; Moscoso et al. 2010) representa el límite oriental de la Cuenca Lautaro y el flanco occidental del Horst de Montosa (Godoy y Davidson 1976), Figura 2. La **Falla Iglesia Colorada** corresponde a una falla inversa de piel gruesa vergente al Oeste, Figura 3, con lineamiento NNE-SSW, que cabalga el flanco occidental del Horst

de Montosa sobre los depósitos syn-rift Jurásico Inferior de la Fm. Lautaro, Figura 2. Las fallas Iglesia Colorada y Pauna-La Estancilla poseen vergencias opuestas y comparten el mismo bloque yaciente, siendo interpretada como una zona triangular, Figura 3 (Martínez et al. 2015b).

La **Falla Del Toro** aflora entre los Ríos Copiapó y Manflas, y corresponde a la continuación hacia el sur de la Falla Iglesia Colorada (Figura 2). Análogo a la Falla Iglesia Colorada, ésta falla corresponde al flanco occidental del Horst de Montosa, mientras el bloque yaciente, correspondiente a las Fms. Lautaro, Picudo y Potrerillos; se ve deformado por pequeños pliegues, sinclinales y anticlinales asimétricos; e imbricaciones vergentes al Oeste (Figura 3).

9.4.2 Estructuras Cuenca Lagunillas

Este sector se caracteriza por grandes sistemas de fallas de piel gruesa de lineamiento NNE-SSW, y anticlinales con exposición de basamento. El borde occidental de la Cuenca Lagunillas está delimitado por la Falla Vizcachas y el Sistema de Falla Berracal-Del Toro (Figura 2; Martínez et at. 2015b).

La **Falla Vizcachas** es una falla inversa de vergencia ESE y lineamiento NNE-SSW, que se extiende hacia el norte del sector de Juntas del Potro (Figura 2). A lo largo de esta estructura, el Granito Montosa cabalga los depósitos Jurásicos y Cretácicos syn-rift de las Fms. Lautaro, como también las series paleocenas de la Fm. Quebrada Seca. El bloque colgante consiste en un bloque homogéneo de basamento, mientras el bloque yaciente presenta pliegues y cabalgamientos, vergentes al Este (Figura 3), relacionados a un sistema flat-rampa-flat (Martínez et at. 2015b).

El **Sistema de Falla Berracal-Del Toro** corresponde a una falla de alto ángulo de lineamiento NNE-SSW (Figura 2 y 3). En la parte alta del valle del Río Manflas, los depósitos Jurásicos syn-rift asociados a las formaciones La Ternera y Lautaro, son plegados y truncados contra el flanco Este del Horst de Montosa, y forman una cuña estratigráfica en el bloque yaciente del Sistema de Falla Berracal-Del Toro, la cual se engrosa hacia la zona de falla. En base a su geometría, el sistema ha sido interpretado como una estructura invertida (Martínez et at. 2015b).

Las estructuras de las secciones central y este de la Cuenca Lagunillas, se caracterizan por 2 anticlinales con exposición de basamento, ambos de lineamiento NNE-SSW; el Anticlinal El Colorado en el centro, y el Anticlinal Mondaquita al Este; el primero con una extensión de 28 kilómetros, y el segundo de 18 kilómetros (Figura 2). Ambos pliegues son asimétricos y vergentes al oriente.

El **Anticlinal El Colorado** expone las rocas graníticas del Granito Colorado, caracterizándose por un limbo trasero amplio y de manteo suave; y un limbo frontal corto y pronunciado, deformando los depósitos syn-rift Triásicos y Jurásicos superior. Mientras, hacia el Norte del Río La Ramada, el limbo frontal del anticlinal se encuentra parcialmente cubierto por la serie volcánica de la Fm. Doña Ana (Figura 2; Martínez et al. 2015b). Este anticlinal ha sido interpretado por Martínez et al. (2015a) como un pliegue por propagación de falla de piel gruesa, asociado la Falla

Aranguiz, ubicada al Norte del Río Pirca Colorada. Sin embargo, hacia al del Río Ramadillas, éste anticlinal se ve truncado por la Falla El Potro, vergente al Oeste (Martínez et al. 2015).

El **Anticlinal Mondaquita** está compuesto por rocas del basamento, Monzogranito Chollay y Fm. Pastos Blancos, además de depósitos Mesozoicos y Cenozoicos, sucesiones syn-rift Triásicas y depósitos syn-orogénicos del Cretácico Superior-Paleoceno (Figura 2 y 3). A lo largo del Río Cachitos, éste anticlinal ha sido descrito como un pliegue cerrado asimétrico vergente al Este. Sin embargo, hacia el Noroeste del Río Turbio, ha sido descrito como un pliegue ísoclinal (Martínez et at. 2015b).

La **Falla Mondaquita** corresponde a una falla inversa vergente al Oeste, su bloque colgante está formado por un gran bloque de basamento correspondiente al Monzogranito Chollay, que se monta sobre los depósitos syn-orogénicos del Cretácico Superior-Mioceno Inferior; este bloque yacente se caracteriza por una deformación de piel fina, consistente en un pliegue menor y una falla inversa (Figura 3; Martínez et at. 2015b).