



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

***INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL Y
RESTAURACIÓN SECUENCIAL DE UNA
SECCIÓN REGIONAL DE LA CUENCA DE
VERACRUZ.***

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA

ISRAEL REYES CAMPOS

DIRECTOR DE TESIS

DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F. 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS.

*A nuestra universidad la **Universidad Nacional Autónoma de México.***

Ya que gracias a las bondades de esta maravillosa institución muchos compañeros al igual que yo podemos estudiar una carrera profesional de excelencia.

A mis padres, mi hermano y todos mis familiares.

Quienes me brindaron todo su apoyo y compartieron este sueño junto conmigo.

A Emi Edith.

Por estar a mi lado y ayudarme siempre con cariño a levantarme en los momentos difíciles.

A los M. C. Mario Aranda y Rolando Peterson.

Por dedicar siempre con entusiasmo parte de su tiempo a enseñarme y orientarme en la realización de este trabajo.

Al Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez.

Quien con su enseñanza en las aulas me indujo el gusto por la Geología Estructural y en específico por el tema de este trabajo.

A todos mis compañeros de la Universidad.

Ya que al trabajar juntos por un fin común apoyándonos y divirtiéndonos en todos los momentos que era posible, hicimos de la Universidad una segunda familia.

ÍNDICE.

RESUMEN.

INTRODUCCIÓN

OBJETIVOS.	1
1. ANTECEDENTES.	1
1.1. Marco Histórico.	1
1.2. Clasificación de Secciones.	3
1.2.1. Sección Deformada.	3
1.2.2. Sección Admisible.	3
1.2.3. Sección Restaurada.	4
1.2.4. Sección Viable.	4
1.2.5. Sección Balanceada.	4
1.2.6. Sección Restaurada Secuencialmente.	4
1.3. Consideraciones para Balancear una Sección.	5
1.3.1. Elección de la Línea de Sección.	5
2. MÉTODOS DE BALANCEO DE SECCIONES.	8
2.1. Restauración por Conservación de Longitud de las Capas.	8
2.1.1. Consistencia de la Longitud de las Capas.	9
2.2. Restauración mediante Conservación de Área.	11
2.3. Restauración combinando ambos Métodos.	12
2.4. Restauración de Secciones con múltiples deformaciones.	15
3. MODELOS ESTRUCTURALES DE CONTRACCIÓN.	17
3.1. Pliegues por Flexura de Falla (<i>Fault Bend Folds</i>).	18
3.2. Pliegues por Propagación de Falla (<i>Fault Propagation Folds</i>).	24
3.3. Pliegues de Despegue (<i>Detachment Folds</i>).	28
3.3.1. Pliegues Armónicos.	28

3.3.2. Pliegues Disarmónicos.	29
3.4. Modelos de Plegamiento con Estratos de Crecimiento.	30
3.4.1. Importancia de los Estratos de Crecimiento.	30
3.4.2. Estratos de Crecimiento asociados a Plegamiento de Despegue.	31
3.4.3. Estratos de Crecimiento asociados a Plegamiento por Flexión y Propagación de Falla.	34
4. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA REGIONAL.	37
4.1. Geología General de la Cuenca de Veracruz.	37
4.2. Tectónica Regional.	40
5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS.	41
5.1. Ubicación del Área de Estudio.	41
5.2. Información de Pozo.	42
5.3. Interpretación de la Sección Sísmica.	42
6. ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y RESTAURACIÓN SECUENCIAL.	44
6.1. Análisis Estructural General.	45
6.2. Restauración Secuencial.	51
CONCLUSIONES.	61
ANEXOS.	64
BIBLIOGRAFÍA.	65

RESUMEN.

El análisis estructural de la Cuenca de Veracruz implica un alto nivel de complejidad ya que tiene diversas estructuras plegadas y cabalgadas con despegue en niveles estratigráficos diferentes, además de presentar deformación originada por varias etapas, tanto de extensión como de contracción. En este trabajo se propone una interpretación estructural basada en la imagen sísmica de una sección regional ubicada dentro de la Cuenca de Veracruz, dicha interpretación se realizó aplicando las técnicas de balanceo y restauración de secciones, mediante las cuales fue posible verificar la viabilidad de la interpretación estructural.

En los primeros capítulos se resume la teoría básica necesaria para utilizar las técnicas de balanceo y restauración de una sección balanceada, además de brindar un breve panorama de los modelos estructurales más comunes desarrolladas en ambientes de deformación contraccional tales como son pliegues formados por flexura de falla, pliegues de propagación de falla y pliegues de despegue. Posteriormente, se analiza la relación que guardan los estratos de crecimientos con el desarrollo de estas estructuras, así como la utilidad de estos en el fechamiento y en la determinación del desarrollo cinemático de dicho plegamiento.

Subsiguientemente se proponen modelos cinemáticos de contracción para cada una de las estructuras contenidas en la sección dichos modelos son: plegamiento por flexión de falla, plegamiento por propagación de falla y plegamiento por una superficie de despegue; además basados en los estratos de crecimientos se establece la relación cronológica que guardan estas estructuras. De este análisis se infiere que existen tres etapas principales de deformación: la primera de ellas de extensión durante el Jurásico la cual produce un graben de basamento, la segunda de edad Laramídica en la cual se forma un pliegue de despegue con un núcleo de sal, y finalmente una fuerte contracción durante el Mioceno lo que ocasiono el desarrollo varios pliegues con modelos estructurales diferentes.

Finalmente a partir del estudio anterior se realiza la restauración secuencial de una sección regional ubicada en la Cuenca de Veracruz la cual es importante mencionar es oblicua a la dirección principal de la deformación. La restauración se realizó apoyándose en los modelos estructurales definidos previamente así como en el fechamiento de las diferentes deformaciones, obteniendo estadios restaurados para cada una de las edades involucradas es decir desde el Basamento de edad Permo-Triásico, pasando por Jurásico, Cretácico y poniendo especial interés en los depósitos Terciarios hasta la edad Reciente.

INTRODUCCIÓN.

La necesidad de conocer más acerca la forma y composición del subsuelo crece día con día ya sea por interés científico o para la explotación de recursos naturales, y con ello el desarrollo de las ciencias como la Geofísica y la Geología ha ido en ascenso mejorando las técnicas y métodos de exploración existentes o desarrollando nuevos. Una de estas técnicas, es el balanceo de secciones; la cual se trata de validar la interpretación sísmica al cumplir con ciertas reglas tales como la conservación de longitud, área y volumen, así como congruencia en los desplazamientos por fallas.

En primera instancia el concepto de sección balanceada fue descrito por Dahlstrom en 1969, pero no fue hasta la década de los 80's en que se asentó claramente la definición de una sección balanceada definiéndola como: una sección que contiene estructuras congruentes con el ambiente geológico y a la vez dichas estructuras pueden ser restauradas tal que la sección balanceada representa consistencia en la longitud de las capas, conservación de área, así como las condiciones que explican satisfactoriamente la geometría de las fallas (Mitra, 1988).

El empleo del balanceo de secciones puede tener diversos objetivos referentes a variados rubros; por ejemplo en el científico resulta interesante conocer la cantidad de acortamiento, desplazamiento o extensión que sufrió una estructura determinada, mientras que en otros rubros como el de exploración petrolera es mucho más importante conocer la relación cronológica y la edad en la que se forman, ya que este dato es un factor determinante para la existencia y sincronía del sistema petrolero.

En este trabajo se propone la interpretación sísmica para una sección regional de la Cuenca de Veracruz, posteriormente se realiza un análisis estructural a cada una de las estructuras existentes en la sección para finalmente basados en estos estudios restaurar secuencialmente cada uno de los estadios. De la restauración se encontró que la Cuenca de Veracruz estuvo afectada principalmente por tres eventos tectónicos de deformación; el primero de ellos de extensión Jurásica que ocasionó un desplazamiento total de 4.23 Km en el graben de basamento. El siguiente de contracción de edad Laramídica que causo un pliegue de despegue con núcleo de sal; y finalmente un fuerte periodo de contracción en el Mioceno durante el cual se desarrollaron cuatro pliegues:

- Los dos primeros de ellos como pliegues de despegue ocasionados por el problema de espacio en la subsidencia de la Cuenca, este plegamiento tuvo una deformación total de 0.91 Km.
- El siguiente es un pliegue por flexión de falla con una deformación aparente en la sección oblicua de 1.2 Km.; sin embargo en la restauración de la sección proyectada este número es de solo 0.5Km.
- El último es un pliegue híbrido desarrollado inicialmente como un pliegue de despegué tal y como lo determinan los estratos de crecimiento al acuñarse en la cresta del pliegue, posteriormente el modelo cinemático se convertirse en plegamiento por flexión de falla; este proceso ocasionó un desplazamiento aparentemente de 6 Km., no obstante el desplazamiento en la sección proyectada es de tan solo 2.7 Km.

OBJETIVOS.

El presente trabajo tiene los siguientes objetivos.

- 1) Describir los conceptos de balanceo y restauración aplicados en la interpretación de una sección sísmica.
- 2) Analizar los modelos estructurales más comunes para cinturones plegados deformados que sufren contracción en la corteza superior (Thin-Skinned).
- 3) En función de los conceptos y técnicas de balanceo proponer los modelos estructurales viables en una sección regional transversal en la Cuenca de Veracruz que se ajusten a los datos sísmicos y de pozos.

1. ANTECEDENTES

1.1. Marco Histórico.

El origen del balanceo de secciones dentro de la industria petrolera se remonta a los años 50's y 60's del siglo pasado, mientras que la primera publicación fue hecha en 1966 por Bally, Gordy y Stewart, en una sección de las Rocallosas Canadienses (Woodward 1989).

El desarrollo del concepto de “sección balanceada” fue realizado mediante la combinación de estudios académicos y la necesidad de aplicar nuevos conceptos en la exploración petrolera. Sin embargo, fue primeramente discutido por Dahlstrom (1969), quien además introduce el concepto en la literatura describiéndolo mediante dos reglas:

1. “Una simple prueba de validación geométrica de una sección consiste en medir la extensión de la capa... dicha extensión debe de ser consistente a menos que intervenga una discontinuidad”.
2. “En un ambiente geológico específico, solo pueden existir una limitada terna de estructuras”:

Posteriormente Elliot (1983) propone una definición un poco más restrictiva, definiéndola de la siguiente manera: “... las estructuras dibujadas en una sección son aquellas que

OBJETIVOS.

El presente trabajo tiene los siguientes objetivos.

- 1) Describir los conceptos de balanceo y restauración aplicados en la interpretación de una sección sísmica.
- 2) Analizar los modelos estructurales más comunes para cinturones plegados deformados que sufren contracción en la corteza superior (Thin-Skinned).
- 3) En función de los conceptos y técnicas de balanceo proponer los modelos estructurales viables en una sección regional transversal en la Cuenca de Veracruz que se ajusten a los datos sísmicos y de pozos.

1. ANTECEDENTES

1.1. Marco Histórico.

El origen del balanceo de secciones dentro de la industria petrolera se remonta a los años 50's y 60's del siglo pasado, mientras que la primera publicación fue hecha en 1966 por Bally, Gordy y Stewart, en una sección de las Rocallosas Canadienses (Woodward 1989).

El desarrollo del concepto de “sección balanceada” fue realizado mediante la combinación de estudios académicos y la necesidad de aplicar nuevos conceptos en la exploración petrolera. Sin embargo, fue primeramente discutido por Dahlstrom (1969), quien además introduce el concepto en la literatura describiéndolo mediante dos reglas:

1. “Una simple prueba de validación geométrica de una sección consiste en medir la extensión de la capa... dicha extensión debe de ser consistente a menos que intervenga una discontinuidad”.
2. “En un ambiente geológico específico, solo pueden existir una limitada terna de estructuras”:

Posteriormente Elliot (1983) propone una definición un poco más restrictiva, definiéndola de la siguiente manera: “... las estructuras dibujadas en una sección son aquellas que

pueden ser visualizadas en el área a partir de afloramientos, cortes de carretera, flancos de una montaña, etc...”; el empleo de esas estructuras conduce a una sección **admisible**. Adicionalmente a una sección en estado de deformación debe de construirse una restaurada, sí una sección puede ser restaurada y llevada a un estado de no deformación, se dice que es una sección **viable**; entonces por definición una sección balanceada debe de cumplir con ambas condiciones **viabilidad** y **admisibilidad**.

Esto fue de vital importancia si consideramos que la calidad de la sísmica de aquellos años era pobre y resultaba por lo tanto muy complicado el poder realizar interpretaciones estructurales adecuadas. En algunos casos solo es posible el definir claramente algún horizonte relevante como por ejemplo el contacto con el Cretácico y el Basamento de la sección; sin embargo no ocurre lo mismo con las estructuras que se encuentran entre estos rasgos.

Es decir, a pesar de que se conocen los eventos que limitan por arriba y por abajo a una sección, existen muchas alternativas para llenar el espacio vacío con geometrías coherentes a los estilos estructurales del área en la cual no se tiene información consistente; es en esos casos donde el balanceo puede tener mayor importancia; Dahlstrom (1969) evaluó las técnicas de balanceo que pueden ser utilizadas para analizar la viabilidad estructural, evaluó las diferentes alternativas dentro de las Rocallosas Canadienses analizando la viabilidad estructural dentro de un nivel geométrico; en este caso se utilizó lo que es visible y por lo tanto existe, después se infiere lo que no es posible observar pero que puede existir. La frase clave sería entonces: **“que ¿se puede inferior que exista y sea razonablemente?”**; limitado lo que es geológicamente posible para cada caso determinado.

Si el interprete entiende como se forman las estructuras geológicas, entonces debemos de ser capaces de separar todos sus componentes para entonces balancearlas de forma independiente. Una definición de sección balanceada es: corte geológico transversal que tiene longitudes y áreas de las unidades estratigráficas iguales en ambos estados, deformado y no deformado y que presenta geometrías coherentes en tramos inclinados y horizontales de falla controlados por el comportamiento de la estratigrafía y cinemática de la deformación. Es decir el balanceo equilibra la materia existente en una sección en dos posibles estados: deformación y no deformación; teniendo la misma cantidad para cada

estructura en ambos casos. Por lo cual, si las longitudes o las áreas no son iguales y se carece de una explicación de esta desigualdad entonces la sección no es balanceable.

Sin embargo, se debe de tener presente que lo anterior no significa que una sección balanceada sea necesariamente correcta, ya que solo se trata de un modelo que satisface un cierto número de restricciones siendo así más probable de estar apegada a la realidad. Balancear una sección nos proporciona con mayor certeza una interpretación validada de la geología estructural que se encuentra en la sección, lo cual ayuda a evaluar apropiadamente los objetivos a explorar en determinada trampa de hidrocarburos o una mayor certidumbre para el desarrollo, delimitación o extensión de campos petroleros.

1.2 Clasificación de Secciones.

La terminología utilizada para clasificar las secciones ha tenido un mayor desarrollo sobre todo en la década de los 80's, aunque existen algunas diferencias entre los diversos autores que han descrito estos tipos de secciones. Los conceptos más utilizados son los siguientes (Mitra 1988):

1.2.1 Sección Deformada.

Es una sección que representa la geometría de las estructuras tal y como aparecen en la actualidad; es decir después de la deformación, por lo cual se le llama sección en estado de deformación o sección deformada.

1.2.2 Sección Admisible.

Es una sección en estado de deformación que describe una interpretación en la cual las estructuras que en ella se tienen pueden ser observadas directamente en las laderas de las montañas o en afloramientos de cortes en las carreteras. Es decir, la sección refleja de forma visiblemente real la geometría de pliegues y fallas, lo cual es de vital importancia ya que no basta que una estructura sea físicamente posible sino que también debe de ser congruente su existencia en un determinado ambiente de deformación.

Dalhstrom (1969) señaló que “Un ambiente geológico específico solo puede contener un limitado tipo de estructuras geológicas”.

1.2.3 Sección Restaurada.

Se le llama así a una sección en la que se han separado eventos tales como desplazamientos de falla, además los pliegues fueron regresados a estratos o secuencias sin deformación, sin olvidar que la posición relativa de las rocas mostradas en una sección restaurada debe de ser la que tenían antes de la deformación.

1.2.4 Sección Viable.

Si una sección en estado de deformación puede ser representada sin deformación y en la cual la geometría de las fallas es admisible, la longitud de las capas se conserva y/o el área de lo mismas también; entonces a esta sección se le llama viable.

1.2.5 Sección Balanceada.

Una sección balanceada es una sección en estado de deformación que cumple con las condiciones de viabilidad y admisibilidad. Es decir una sección balanceada contiene estructuras congruentes con el ambiente geológico y a la vez dichas estructuras pueden ser restauradas tal que la sección balanceada representa consistencia en la longitud de las capas, conservación de área, así como las condiciones que explican satisfactoriamente la geometría de las fallas.

1.2.6 Sección Balanceada Secuencialmente.

Es una sección que se restaura considerando etapas de deformación, para lo cual se deben de conocer las edades de dichos procesos causantes de la deformación, también debe de conocerse el orden de los mismos; otra forma de definirla es como una sección balanceada para una edad determinada.

1.3. Consideraciones para Balancear una Sección.

Es importante conocer las condiciones y restricciones que debemos tomar en cuenta al construir una sección balanceada, ya que al no considerar estos aspectos, nuestra interpretación puede ser incompleta y errónea.

1.3.1 Elección de la línea de Sección.

Orientación.- La sección debe de tener una determinada orientación respecto a las estructuras, este aspecto es restrictivo para balancear secciones y es importante a considerar en los datos de entrada, debido a que los métodos empleados en el balanceo de secciones asumen la restauración paralela a la dirección principal de transporte, con una mínima cantidad de material desplazándose fuera del plano de la sección. Para elegir la línea de la sección podemos apoyarnos de mapas estructurales de la zona en cuestión, y obtener la dirección de la contracción o extensión principal que actuó sobre las unidades, y con ello el sentido de transporte.

Si la sección es oblicua a la dirección principal de transporte sería equivalente a tener una sección con exageración vertical u horizontal (Cooper 1983 en Richard H. Groshung 1999), y aun cuando es posible remover la exageración proyectando la sección hacia la dirección de transporte, siempre será preferible evitar este procedimiento, o cuando menos tener en cuenta la oblicuidad para las técnicas estructurales de interpretación y restauración.

Para determinar la dirección de transporte se utilizan diferentes indicadores tectónicos los más importantes son:

- Mayor contracción, o extensión de las unidades deformadas.
- Pliegues mayores.
- El rumbo de las cabalgaduras que son asociadas con rampas de despegue y pliegues.
- Rumbo de las fallas normales planas o listricas.

En la Figura 1, se muestra un ejemplo del análisis de deformación obtenido a partir del mapeo de las zonas plegadas y cabalgadas; analizando las direcciones de todas estas deformaciones obtenemos la dirección de máximo transporte y deformación representado por la línea A-A'.

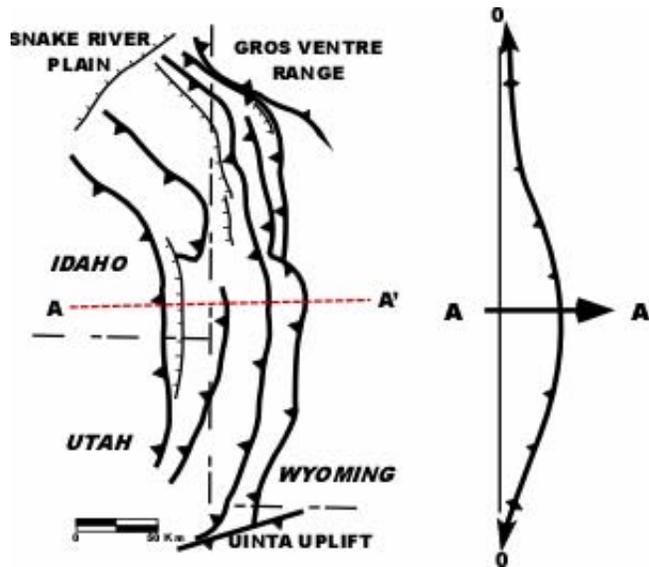


Fig. 1. Mapa de configuración estructural, representado las direcciones de los desplazamientos y plegamientos, la dirección promedio de todos ellos es la línea A-A'.

(Woodward et al 1989)

En el caso de que sólo tengamos pequeños rasgos estructurales por ejemplo pliegues locales y no sea tan contundente el determinar la dirección de contracción o extensión debido a la complejidad y heterogeneidad de los mismos, es posible auxiliarse de herramientas extras. Por ejemplo, sí graficamos los ejes de varios pliegues con su buzamiento en la red estereográfica, es posible determinar dicha dirección Hansen (1971).



Fig. 2. Gran Círculo con proyección estereográfica, (Modificado de Woodward et. al. 1989).

La proyección estereográfica del gran círculo mostrado en la figura nos presenta el promedio de la dirección de los ejes pertenecientes a los diferentes pliegues. Pero sabemos que la dirección de transporte es perpendicular a dichos ejes, por lo cual ya sólo nos restaría obtener el sentido del transporte auxiliándonos de la simetría de los pliegues.

Es importante elegir correctamente la orientación de la sección como se menciono anteriormente, ya que de no hacerlo el error que se tiene puede ser considerable; por lo tanto obtener un resultado equivocado. Price (1981) sugiere que el error en acortamiento debido a una discrepancia de treinta grados entre la orientación de la dirección de transporte y la de la sección puede llegar a ser hasta de un 15%; en la siguiente figura se indica la dirección correcta (L) y la incorrecta (L') en que se debe construir una sección balanceada.

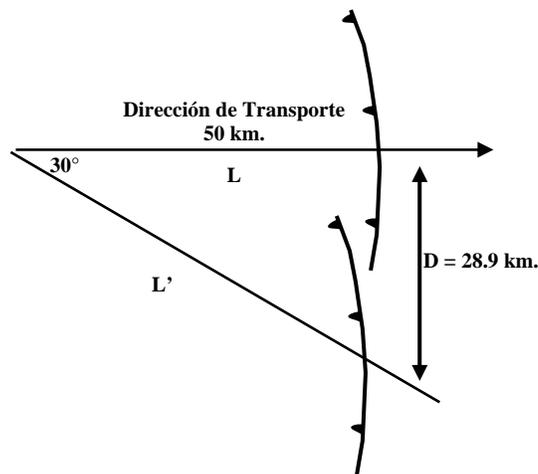


Fig.3. Proyección de la Dirección de Transporte.(Woodward et al).

Donde **L** corresponde a la longitud de la sección orientada en la misma dirección que la del transporte, mientras que **L'** es la longitud de la sección orientada con un ángulo $\alpha = 30^\circ$ de la dirección de transporte y **D** es la distancia que existe entre ambas secciones; calculando los valores para **L'** con un **L** constante y variando el valor de α , se obtienen los resultados de la tabla 1.

L = 10 km		L = 50 km		L = 100 km		
	D	L'	d	L'	D	L'
0°	--	--	--	--	--	--
5°	.9	10	4.4	50.2	8.8	100.4
10°	1.8	10.2	8.8	50.8	17.6	101.5
15°	2.7	10.4	13.4	51.8	26.8	103.5
30°	5.8	11.6	28.9	57.7	57.7	115.5

Tabla 1. Calculo de **L'** para **L** constante y α variable.

Una vez que ya se determino la dirección de transporte, lo siguiente es ubicar dentro del área de estudio la localización de las secciones que se van a escoger, claro esto depende de la cantidad de líneas sísmicas con las que se cuente. Para ello, los expertos recomiendan que la primera línea sea de carácter regional además de que sea “**fijada**” (*pinned*) en el área sin deformación (*foreland*) y siempre en la terminación en el eje de una estructura sinclinal. Debemos de tener en cuenta que dado que la sección es de carácter regional es necesario considerar todos los datos estructurales y estratigráficos disponibles, para que una vez analizadas todas las variaciones que existen entre dichos datos, se empiecen a construir secciones más pequeñas apoyadas en la regional.

2. MÉTODOS DE BALANCEO DE SECCIONES

2.1. Restauración por Conservación de Longitud de las Capas (line-length restoration)

La restauración por longitud de capas es el método más simple y más utilizado para la restauración de secciones; este método se basa en la suposición de que la longitud de una unidad o capa en una sección no deformada no sufre cambios significativos durante el proceso de deformación. Es decir si la longitud de la capa se conserva durante la deformación, la longitud de dicha capa es la misma antes y después del mencionado proceso deformante; a tal correspondencia se le llama balanceo de longitud de la capa (*bed-length balance*).

Si la sección es balanceable, entonces la sección resultante tiene consistencia en la longitud de todas las unidades; además de que la geometría de todas las fallas debe de ser razonable.

En éste método las longitudes de todas las unidades deformadas, son medidas para ser sucesivamente restauradas una por una; iniciando con las capas inferiores y tomando como punto de partida la intersección con una línea fija perpendicular llamada poste (*pin*) ubicada en uno de los extremos de la unidad. Posteriormente se dibuja la longitud total de la unidad deformada pero como una línea recta, en este caso horizontal; sin embargo puede tener cierta inclinación regida por el ángulo de echado regional. En la línea recta ya se le eliminó la deformación además cumple con la condición de tener la misma longitud que la deformada; por el principio de conservación mencionado anteriormente en secciones con fallas, el final de cada línea marca el inicio del siguiente segmento dividido por la falla, tal como se observa en la siguiente figura.

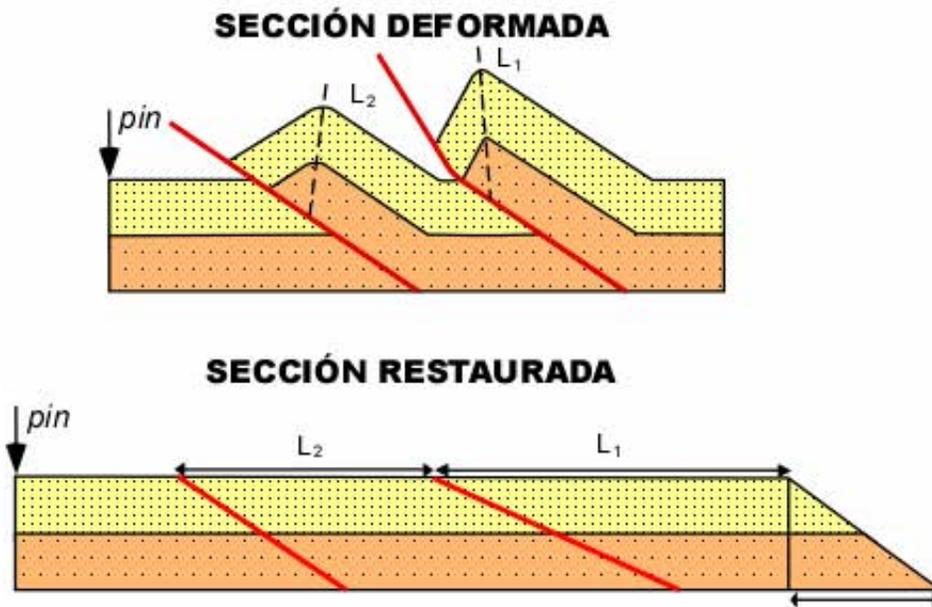


Fig. 4. Balanceo Mediante Conservacion de Longitud (*Bed Length Balance*). (Namson, 1989)

2.1.1. Consistencia de longitud de las capas

Un factor muy importante a considerar en la aplicación de este método es la consistencia de las capas, lo cual supone que la longitud de todas las capas representadas en una sección, debe de ser muy parecida o variar en forma consistente con el ambiente tectónico predominante durante la el deposito. Por ejemplo, en estructuras que sufrieron deformación por contracción, una gran cantidad de sedimentos fueron depositados de forma sincrónica a la deformación sobre secuencias preexistentes que ya han sido acortadas en su extensión por causa de la contracción, provocando que al momento de restaurar, dichos estratos sincro-cinemáticos sean más cortos que los pre-cinemáticos.

En otros casos se tienen estructuras que sufrieron deformaciones de extensión y con ello hubo desarrollo de estructuras de crecimiento; en las cuales de igual manera que en el caso anterior ocurrió depositación sincrónica a la deformación; secuencias que al momento de restaurar serán en extensión mayores que los que se depositaron antes del proceso deformacional.

Para visualizar esto en forma práctica basta con observar en la sección restaurada la línea final (*loose line*), misma que se representa como una línea perpendicular a la estratificación ubicada al final de la unidad a restaurar dentro de la sección restaurada (Fig. 5 (a)). En el

caso ideal esta línea es perpendicular como ya se mencionó, sin embargo también puede ser una curva suavizada. Esto se explica imaginándonos por ejemplo un evento de deformación de contracción en el cual la longitud de las capas disminuye y por lo tanto la línea final “loose line”, es una curva que va decreciendo de la capa inferior a la superior (Fig.5 (c)); en el caso opuesto podemos tener una curva creciente para un terreno con ambiente de un evento de deformación extensional (Fig. 5 (b)), sin embargo, en ambos casos la consistencia en la longitud de las capas es adecuada. Lo que no es posible tener es una línea final con forma de dentadura o escalón ya que esto nos indicaría una inconsistencia en los modelos estructurales y tectónicos que se conocen actualmente (Fig. 5 (d, e)).

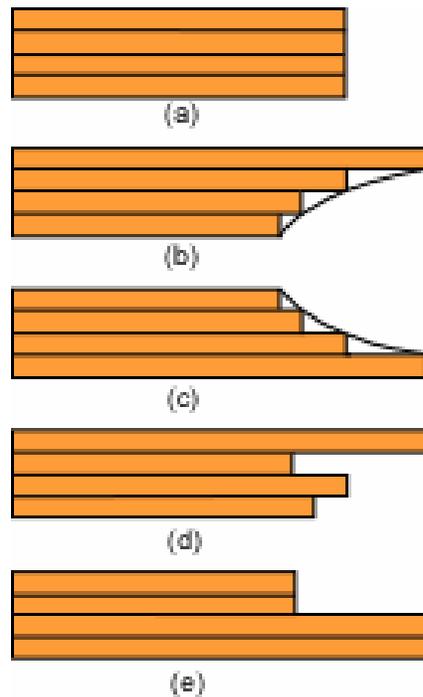


Fig. 5. Ejemplos de Geometría para la Línea Final “Loose Line”. (a), (b) y (c) son geometrías admisibles; mientras que (d) y (e) son inadmisibles. (Marshak et al.1998).

La restauración de una sección deformada debe de resultar en una secuencia estratigráfica con consistencia en la longitud de las capas y en la trayectoria de las fallas en su estado de no deformación, es decir, debe cumplir con los requerimientos para una sección

balanceada. Sin embargo siempre hay un error al cual se le llama error de balanceo, el cual esta dado por:

$$E = \frac{L^d}{L^a} \dots (1)$$

Donde L^d es la diferencia entre la longitud de la cima y de la base de las unidades en la sección no deformada mientras que L^a es el promedio de longitud de la misma sección. Si la longitud de las capas es significativamente diferente, o si alguna de las fallas presenta una geometría no razonable; entonces la sección original (deformada) es incorrecta y debe de corregirse la interpretación para repetir el proceso de restauración.

2.2. Restauración Mediante Conservación de Área.

El principio básico para cualquier técnica de balanceo es, considerar que la naturaleza es quien puede crear o destruir cualquier estructura geológica y no el intérprete, por lo cual, éste debe de tener siempre en cuenta todo el volumen de las unidades estructurales con las que esta trabajando. En ocasiones se dice que la conservación de volumen no es del todo real ya que en procesos de compactación existe cierta pérdida del mismo o al contrario en estructuras de crecimiento o cuando hay fracturamiento encontramos un incremento; sin embargo, esta cantidad de volumen no es significativa en los procesos de balanceo.

La restauración de área es un método que se emplea en estructuras en las cuales la deformación ha producido cambios significantes en el espesor y la longitud de los cuerpos; resultando muy complicado balancear únicamente empleando el método por conservación de longitud de capas. Este método considera que la deformación de una sección involucra solamente fallamientos y plegamientos, y por ende el volumen contenido en dicha sección debería permanecer constante durante dicho proceso. En adición, si la deformación esta contenida dentro del plano de la sección, entonces, el área de las unidades permanece constante sin importar la forma que esta adquiera (Fig. 6); esto se puede expresar matemáticamente de la siguiente manera:

$$A_0 = t_0 L_0 \dots (2)$$

Donde A_0 = área original, t_0 = espesor original de la capa, y L_0 = longitud original de la capa representado en la figura.

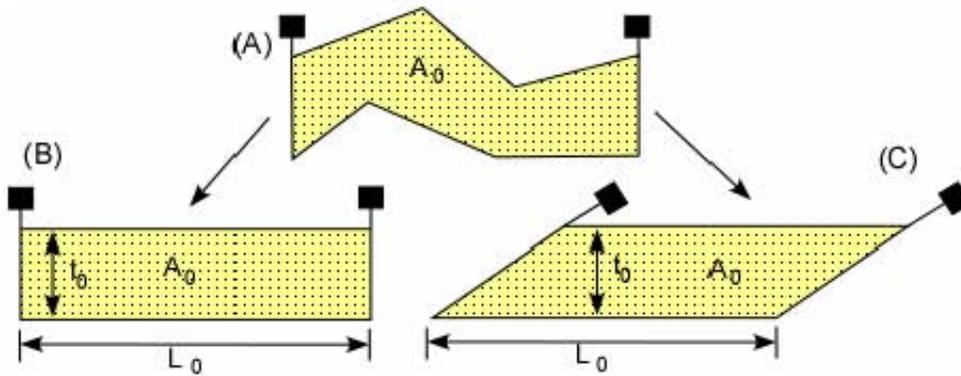


Fig. 6. Restauración empleando el método de conservación de área, la imagen muestra que para una unidad con una geometría dada existen diversas geometrías restauradas que cumplen con el principio de conservación de área, (Modificado de *Groshung 1999*).

Se debe de considerar que en una sección deformada lo único que es posible conocer directamente es el área, misma que podemos obtener de diversas maneras ya sea dividiéndola en pequeños figuras geométricas tales como triángulos, trapezoides, también se puede obtener utilizando un planímetro o de forma digital empleando algún software. Para conocer la longitud podemos tomar como referencia una capa subyacente que no haya cambiado en su longitud; en cuanto al espesor es posible obtenerlo ubicándonos sobre la misma capa pero a una cierta distancia de la zona de deformación, siempre y cuando la unidad no este sufriendo adelgazamiento o engrosamiento de tipo regional.

2.3. Combinación entre los métodos de Restauración de Área y Longitud de Capas.

Las secciones que se caracterizan por tener cambios significantes de espesor en una o más de sus unidades necesitan ser balanceadas aplicando el método de restauración por balanceo de área. Este método como se mencionó involucra la medición del área A_x de una cierta unidad ($W\ X\ Y\ Z$) y un espesor t , Fig.7; además asume que la deformación esta contenida en el mismo plano de la sección. Por lo cual la longitud promedio l^a puede ser determinada mediante la siguiente ecuación:

$$l^a = \frac{A_x}{t} \dots (3)$$

Solo puede calcular una longitud promedio para cada unidad, la cima y la base de ella se toman como que tienen la misma longitud a la cual se le llama “longitud promedio”, la cual se obtiene a partir de la fórmula anterior. Este método es muy utilizado para estimar el acortamiento regional que ha sufrido una unidad, ya que solo es necesario comparar las longitudes de cada unidad en la sección deformada y en la representación no deformada. Sin embargo esto no asegura que las unidades son balanceables ni que las trayectorias de las fallas en la sección final sean congruentes.

Por ejemplo, en la figura 7 se muestra en la primera imagen una sección en estado deformado, la cual se restaura empleando el método de conservación de área explicado anteriormente, podemos ver en la sección ya restaurada que la orientación de la rampa representada con el plano YZ puede tener una gran cantidad de posibilidades en su dirección tal y como se indica en las líneas punteadas, esto se debe a que solo consideramos el área de las unidades y no su desplazamiento; siendo solo una de estas direcciones razonable con el contexto geológico.

Con lo cual se concluye que el balanceo de área por sí solo no es capaz de proveer todas las herramientas necesarias para restaurar de forma adecuada las estructuras de una sección deformada y llevarla a un estado de balanceo.

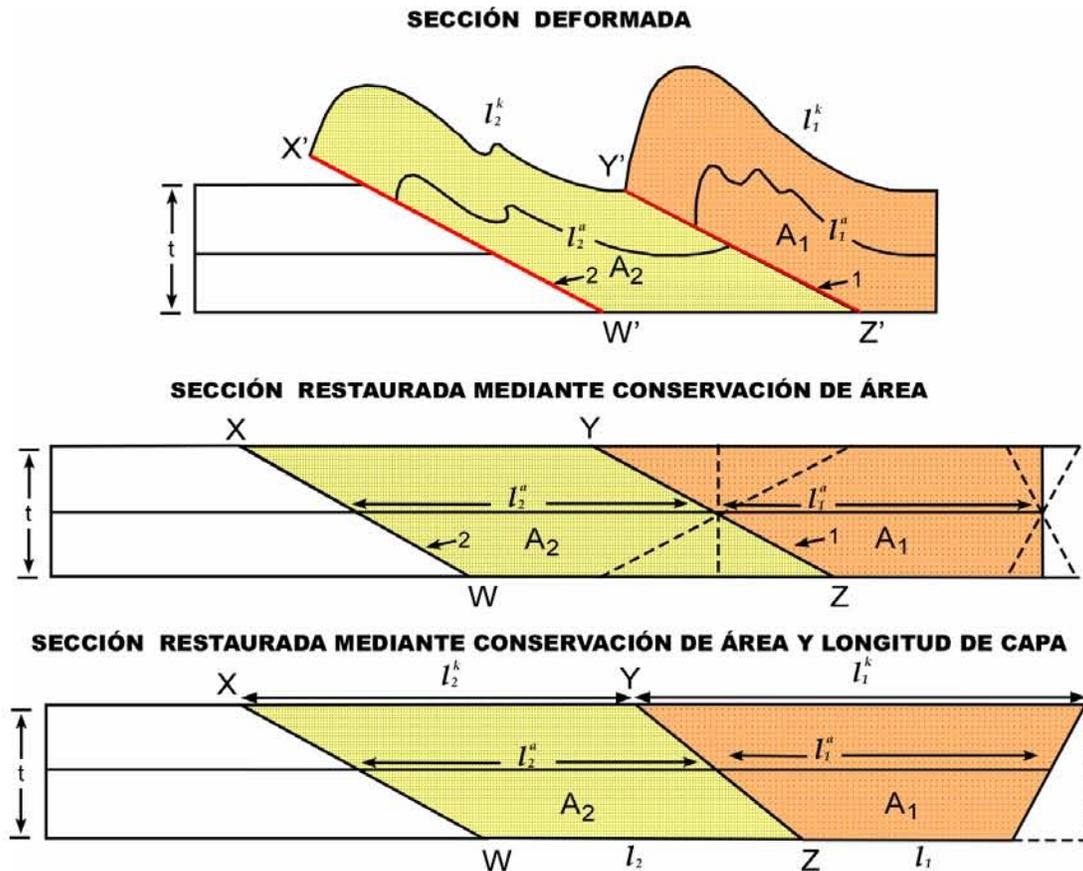


Fig. 7. Restauración por combinación de Longitud de Capa Clave y Conservación de Área,
(modificado de Namson 1988)

El método de restauración de área puede ser mejorado si lo combinamos con otros métodos, como por ejemplo el de longitud de capa o el de capa llave “key-bed method” descrito por Mitra y Namson en (1989). El cual sugiere identificar una capa competente que haya sufrido la menor cantidad de deformación de penetración, es decir no contenida dentro de la sección; tal que sea posible balancearla usando únicamente el método de longitud de capa.

En el método combinado de capa clave y conservación de área, la restauración del área es dependiente de los dos parámetros siguientes, la longitud l y el espesor original t de una unidad. Como se mencionó anteriormente el área de las unidades restauradas pueden adquirir una gran cantidad de formas, sin embargo la longitud de la capa clave será la que determine la geometría correcta de la sección restaurada.

2.4 Restauración de Secciones con Múltiples Deformaciones.

En áreas caracterizadas por múltiples periodos de deformación, dos unidades en contacto estratigráfico pueden contener diferentes deformaciones, debido a que se depositaron y después se deformaron bajo diferentes episodios tectónicos. En tales casos, cada una de estas unidades debe de ser restaurada de manera independiente.

Consideremos una unidad de nombre **A**, la cual tiene una longitud original l_0 Fig. 8(1), que fue acortada una cantidad e_1 Fig. 8(2), durante el primer periodo de deformación hasta llegar a una longitud l' . El acortamiento de dicha unidad se puede calcular utilizando la siguiente ecuación:

$$1 - e_1 = \frac{l'}{l_0} \dots (4)$$

Por ejemplo, si la unidad **B** se deposita sobre la unidad **A** Fig. 8(3), y están separada por una discordancia, entonces ambas unidades (**A** y **B**) son entonces acortadas una cantidad e_2 durante el segundo periodo de deformación hasta una longitud final l'' . Por lo tanto el acortamiento total (et_2) de la unidad **A** esta dado por la siguiente ecuación:

$$et_2 = 1 - \frac{l''}{l_0} \dots (5)$$

Mientras que el acortamiento en la unidad **B** se puede calcular por medio de la siguiente ecuación:

$$e_2 = 1 - \frac{l''}{l_0} \dots (6)$$

Es posible calcular los acortamientos correspondientes a ambos periodos de deformación ya que las longitudes l_0 , l' y l'' son cantidades medibles, para ello sustituimos l_0 , l' y l'' en las ecuaciones anteriores, quedándonos la siguiente ecuación.

$$1 - et_2 = (1 - e_2)(1 - e_1) \dots (7)$$

Por lo anterior el acortamiento de la secuencia A durante el primer periodo (e_1) puede ser estimado despejando a e_1 de la ecuación (7):

$$e_1 = 1 - \frac{1 - e_2}{1 - e_2} \dots (8)$$

Dicha ecuación puede ser generalizada para n sucesivas deformaciones de la siguiente manera:

$$e_1 = 1 - (1 - e_n) \sum_{x=2}^n \frac{1}{1 - e_x} \dots (9)$$

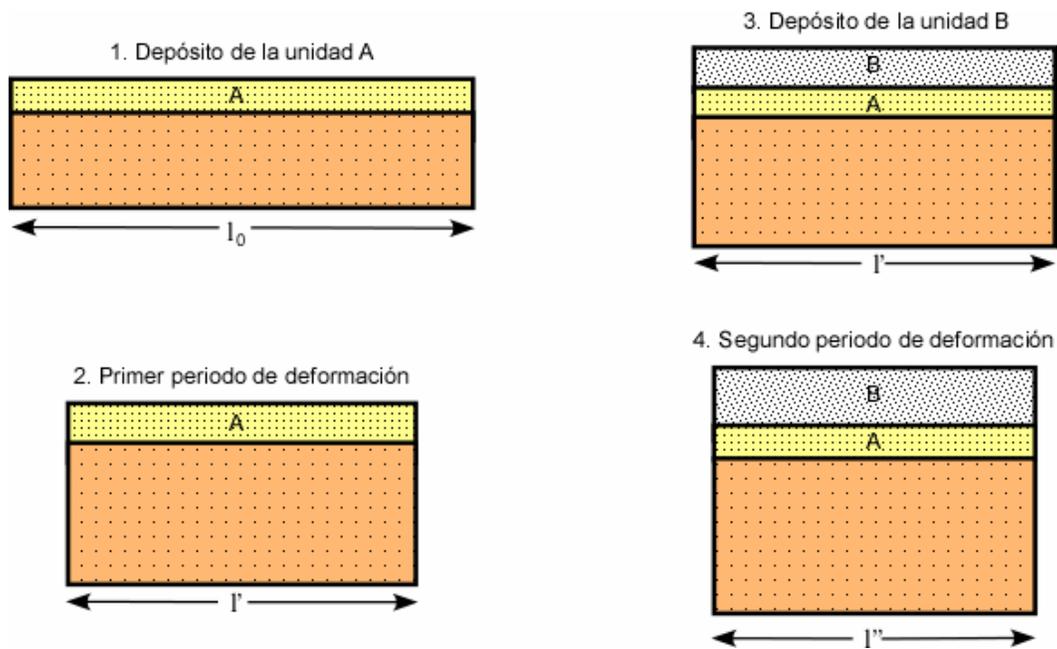


Fig. 8. Método de restauración y medición de acortamiento para diferentes periodos de deformación.

(*Namson1989*).

3. MODELOS ESTRUCTURALES CONTRACCIONALES.

Pliegues, fallas inversas (de desplazamiento menor a 1 km) y cabalgaduras (con fallas inversas de desplazamiento entre 1 y 10 km) son las estructuras principales de los sistemas de contracción de la corteza superior, los cuales consisten en unidades rocosas que fueron sometidas a esfuerzos de compresión que originaron a su vez procesos de plegamiento y fallamiento. En un momento determinado las capas incompetentes se rompen formando así una superficie de despegue sobre la cual el paquete rocoso suprayacente se monta y empieza su desplazamiento. Esta deformación contraccional acomoda volúmenes de roca en magnitudes menores a su extensión original, a este proceso se le conoce como acortamiento tectónico, que implica una traslación paleogeográfica y cambio de paleobatimetría o levantamiento continental. Definir e Interpretar estas geometrías estructurales es complicado, por lo que la tecnología de imagen sísmica del subsuelo requiere combinar la disciplina de interpretación sísmica con conceptos de Geología Estructural poniendo énfasis en los principios de Balanceo de Secciones.

Los conceptos estructurales aplicados a la interpretación en cinturones plegados y cabalgados han ido cambiando y evolucionando a través del tiempo debido al aumento de resolución y por la mejora de los métodos de exploración sísmica 3D mediante los cuales se obtiene actualmente datos de excelente resolución de las estructuras de la Corteza Superior. Además gracias a la investigación y desarrollo de modelos análogos de “cajas de arena” se ha logrado comprender más acertadamente las diversas geometrías y mecanismos tanto de los pliegues como de las cabalgaduras y la relación entre ellos.

La interpretación actual en ambientes contraccionales se puede realizar utilizando tres tipos principales de geometrías basadas en la relación existente entre pliegues con fallas: Pliegues por Flexura de Falla, Pliegues por Propagación de Falla y Pliegues de Despegue tanto con falla, como exclusivamente pliegues de despegue con uno o varios niveles de desacoplamiento; en algunos casos existen estructuras complejas que resultan a partir de la combinación de dos o más de estas geometrías incluyendo los sistemas de contracción de basamento que incluyen rocas plásticas sedimentarias, rocas masivas de basamento o plásticas de basamento, generalmente estas estructuras se desarrollaron reactivando fábricas tectónicas profundas de basamento. Es importante mencionar que se pueden tener fallas

tardías que cortan fuera de secuencia a estructuras previas, lo que hace más difícil entender su desarrollo.

3.1. Pliegues por Flexura de Falla (Fault Bend Folds.).

Al revisar secciones sísmicas publicadas de diversas partes del mundo, tales como Australia, México, Venezuela, etc., se encontró que existen dos estilos recurrentes de pliegues con cabalgaduras: los Simétricos o Pliegues por Flexura de Falla y los Asimétricos o Pliegues por Propagación de Falla. Es importante mencionar que frecuentemente es mucho más complicado el caracterizar las estructuras geológicas empleando únicamente estas dos geometrías; sin embargo estos dos tipos estructurales están presentes muy comúnmente en las cuencas petroleras y son fáciles de reconocer.

Los pliegues por flexura de falla fueron descritos inicialmente por Rich (1934) en la cabalgadura del Pine Mountain perteneciente al Orógeno de los Apalaches; en esta cadena deformada él observó que el estilo de pliegue consiste de anticlinales simétricos, que están relacionados con una serie de cabalgaduras resultado de un periodo de deformación del tipo “Thin Skinned”. Rich también se percató que el movimiento ocurre a lo largo de un plano de despegue hasta ascender en una rampa y después postrarse sobre un plano de despegue estratigráficamente superior.

Suppe (1983), describió mediante un modelo cuantitativo la geometría de la rampa relacionada en el Pliegues por Flexura de Falla como el descrito por Rich (op cit). Su modelo asume que los espesores de los estratos son constantes y que los pliegues tienen una geometría paralela; además de que el desplazamiento flexural a lo largo de los planos de estratificación es considerado el principal mecanismo de deformación. Suppe (1989) se apoyó en el modelo, de la figura 9, en el cual se observa un pliegue que empieza a desarrollarse en el bloque de techo, moviéndose sobre el plano de la rampa (Fig.9A); conforme continúa el desplazamiento este pliegue crece progresivamente en relieve estructural y en sus limbos **A-A'** y **B-B'**, y decrece en su cresta **A-B'** (Fig.9B).

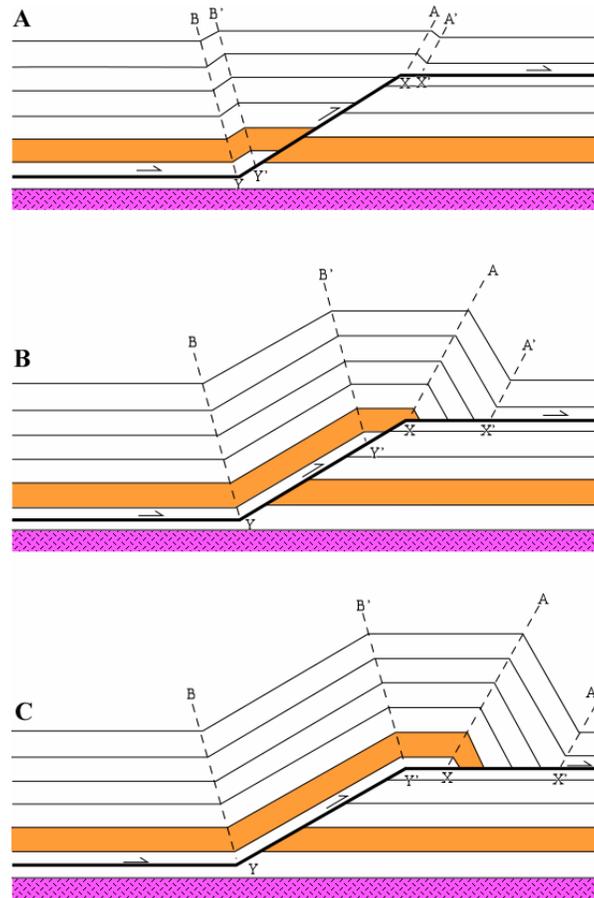


Fig. 9. Desarrollo Progresivo de un Pliegue por Flexura de Falla. (Suppe(1983).

El desplazamiento continuo provocó que el punto inferior del bloque de techo se monte por completo sobre el de piso (Fig. 9C). Al continuar el desplazamiento ya no hay incremento en la longitud de los limbos, sino que el desplazamiento se refleja mediante un incremento en el espesor de la cresta del pliegue; es importante mencionar que debido a que el limbo delantero del pliegue sufre cierto giro sobre el bloque de piso, el ángulo de echado de este limbo siempre será mayor que el que tenga el limbo trasero. Se debe de enfatizar en este concepto, porque nos permitirá resolver diversos problemas al interpretar pliegues duplex, que son la acumulación de dos o más pliegues de flexura de falla, muy comunes de encontrar en las secciones sísmicas.

Asumiendo que se pueden aplicar balanceo de longitud y balanceo de área a las unidades, Suppe y Namson (1979) obtuvieron ecuaciones que relacionan los ángulos de corte del

bloque de piso (θ), del bloque de techo (β), el ángulo de entre limbos del pliegue (γ) y el ángulo de echado de la rampa (ϕ); para dos modos de plegamiento mostrados en la Fig. 10.



Fig.10. Modos de Plegamiento con diferentes valores de β , θ y γ . (Suppe 1983).

Estas relaciones angulares pueden ser de mucha utilidad en la reconstrucción de pliegues con poca resolución y limitada a cierta cantidad de datos. Por ejemplo para una configuración sencilla con un escalón paralelo a la estratificación, las ecuaciones son las siguientes:

$$\text{Cot } \theta = 2 \text{ cosec } \beta - \text{cot } \beta \dots (10)$$

$$\gamma = 90 - (\beta/2) \dots (11)$$

Sin embargo, frecuentemente tenemos desplazamiento de cizalla que ocurre cuando se desplaza el bloque de techo sobre la rampa, esto se debe a que dicho desplazamiento no es en la misma proporción, sino que presenta variaciones en la pared del bloque que se esta montando; creando un ángulo de inclinación para ésta línea (Fig.11). El cual se define como cizalla positiva para ángulos medidos con respecto a la vertical en sentido antihorario, y negativo para ángulos de igual forma con respecto a la vertical pero en sentido horario. Esta cizalla α provoca un cambio en los valores de β y γ , llevándolos a valores β^a y γ^a esto para un θ dado.

En la Fig. 11 también podemos ver que el desplazamiento ocasionado por la contracción no es el mismo en la base que en el nivel estratigráfico montado, lo cual se debe a que en la naturaleza las deformaciones no son simétricas sino que adoptan geometrías muy complejas y sin un patrón determinado. Sin embargo el material rocoso que no se desplaza en la base

se ve reflejado en un incremento en el espesor en los cuerpos superiores, en tanto que para la cima la columna montada sufre de adelgazamiento.

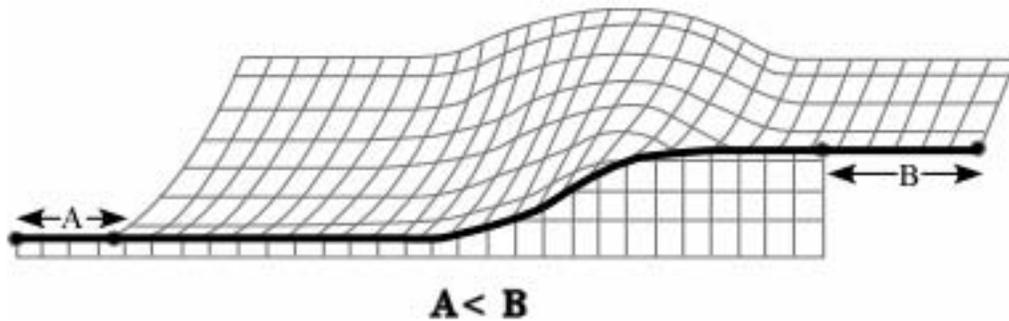


Fig. 11. Cambio en la magnitud del desplazamiento, debido a cizalla positiva en la pared del cuerpo cabalgado. En A el desplazamiento provocado en la base por la contracción, mientras que B se refiere al desplazamiento en la cima (Modificado de Elliot 1976 en Mitra 1988).

La cizalla positiva da como resultado un valor de β^{α} menor a el que se obtiene si empleamos la ecuación (10) mientras que la cizalla negativa nos arroja un valor de β^{α} mayor al valor teórico. Mediante un análisis detallado de esta configuración, se puede demostrar que la ecuación que nos relaciona los valores angulares cambia a la siguiente forma.

$$\text{Cot } \theta = 2\text{cosec } \beta^{\alpha} - \cot \beta^{\alpha} + \tan \alpha \dots (11)$$

La figura 12 muestra la relación entre β^{α} y θ , para diferentes valores de ángulo de cizalla, ya sea positivo o negativo.

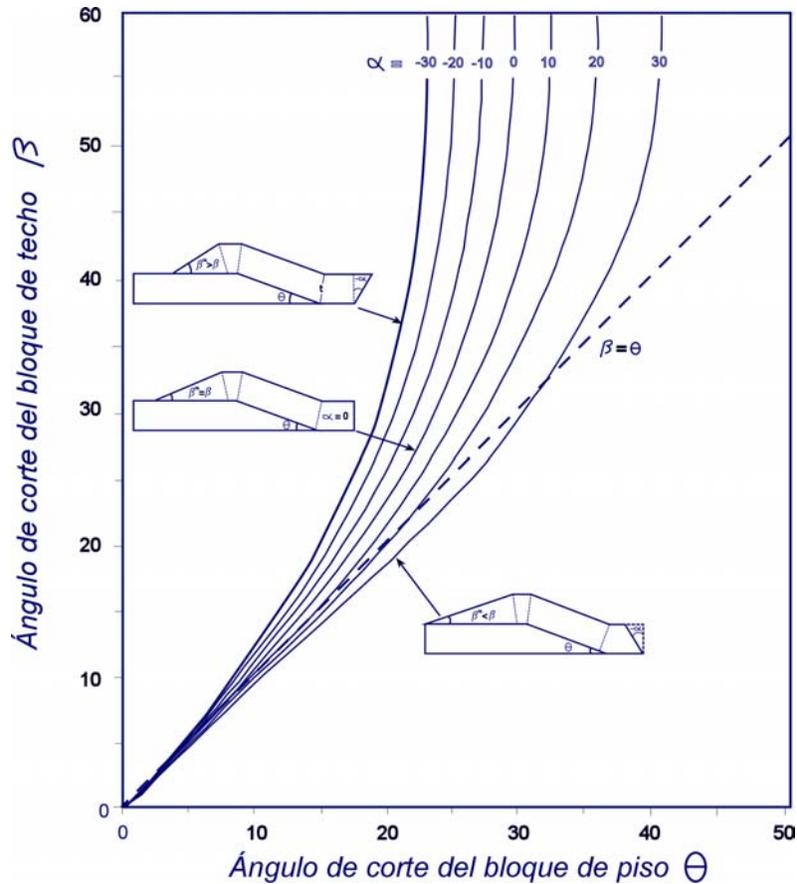


Fig. 12. Gráfica que relaciona los ángulos de techo y de piso con diferentes valores de ángulo de cizalla para un Pliegue por Flexura de Falla. (Namson 1989).

En la gráfica de la Fig. 12 se observa claramente que con excepción de valores altos de cizalla positiva ($\alpha > 30$ grados), β^a es mayor que θ . Además para θ menores a 15 grados, la diferencia entre β y β^a es mínima, a pesar de que el valor de α sea alto. Sin embargo, si θ es mayor a 15 grados, el valor de α es determinante en la variación entre β y β^a , ya que con solo un pequeño cambio de cizalla la diferencia entre el valor obtenido a partir de la ecuación (10) y la ecuación (11) presenta grandes diferencias.

La incorporación de la cizalla también provoca variaciones en el desplazamiento a lo largo de la falla (Fig. 11) ya que según el modelo de balanceo de Suppe (1983), el desplazamiento crece en los sinclinales y decrece en anticlinales: por lo tanto una pequeña cantidad de desplazamiento es consumido en el pliegue anticlinal sobre la rampa, tal que las unidades que han sido movidas sobre la rampa tienen un menor desplazamiento (Fig. 11). La relación general para normalizar el desplazamiento diferencial, incorporando los efectos

de no homogeneidad de cizalla fueron determinadas por Mitra (1989), de la siguiente manera:

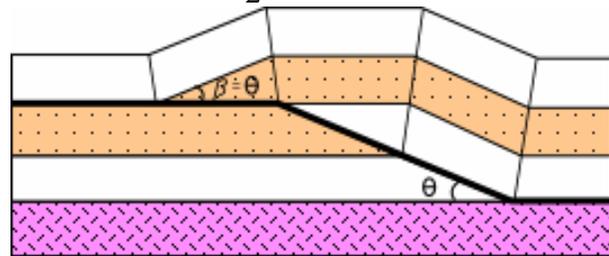
$$\frac{\Delta d}{h} = \frac{(d_1 - d_2)}{h} = \cos ec\theta - \cos ec\beta^\alpha \dots (12)$$

La incorporación de cizalla y el resultante cambio β^α causa a su vez significantes cambios en la diferencial (Δd). Con la intención de estudiar los efectos de cambios de espesor en las relaciones angulares Mitra (1989b) calculó el área necesaria para remover la cizalla de una sección (Fig. 13). Para lo cual asumió que las unidades que presentan cizalla sufren distorsión interna, entonces el área distorsionada total de cualquier unidad de espesor δt esta dado por la ecuación:

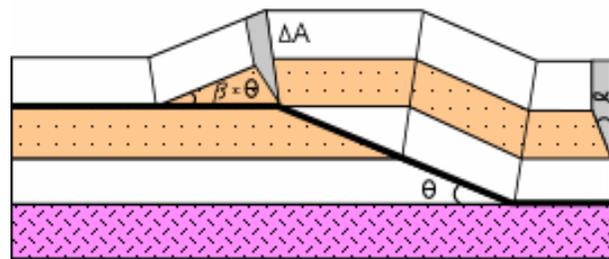
$$\Delta A = -\delta t \tan \alpha \dots (13)$$

Donde t es el espesor de la unidad que presenta cizalla; por lo anterior, el área total deformada A se puede escribir como:

$$A = -\frac{1}{2} t^2 \tan \alpha \dots (14)$$



(a)



(b)

Fig.13. Pliegue por Flexura de Falla sin cizalla y Balanceable por conservación de área
 (a). Pliegue por Flexura de Falla con cizalla negativa, la zona sombreada indica el área para remover la cizalla. (Modificado de Mitra 1989).

La disminución en el área necesita ser compensada para poder balancear la sección, para lo cual podemos utilizar los siguientes procedimientos:

- Una disminución progresiva en el espesor de las unidades estratigráficas superiores de la sección, o un aumento en el espesor de igual forma progresivo pero en las unidades ubicadas estratigráficamente abajo.
- Una ganancia de área en el plano de la sección, por ejemplo mediante desarrollo de fallas abiertas.
- La transferencia de material fuera del plano de la sección.

Sin embargo, al evaluar la manera en la que cada uno de los procesos anteriores influye en el cambio de las relaciones angulares, se observaría que pequeñas variaciones en la cantidad de área distorsionada causarían alteraciones significantes en β para un determinado θ .

3.2. Pliegues por Propagación de Falla (Fault Propagation Folds)

Los pliegues por Propagación de Falla son un tipo de pliegues que comúnmente encontramos en las secciones sísmicas y al igual que los Pliegues por Flexura de Falla son reconocidos como buenos productores de hidrocarburos. La geometría de estos pliegues tal y como su nombre lo indica posee una característica muy particular, conforme la falla se propaga el desplazamiento se transfiere al pliegue ensanchando su espesor; dicho desplazamiento disminuye conforme se asciende sobre la rampa hasta llegar a cero en la cima de la misma (Suppe 1985)

En el modelo cinemático idealizado de la Fig. 13, una superficie de despegue surge sobre un plano de estratificación en el cual se inicia el desplazamiento, hasta encontrar una zona incompetente donde se inclina con cierto ángulo una rampa ascendente; sobre esta rampa se desarrolla un pequeño pliegue limitado en el limbo delantero **A-A'** por el frente de la rampa, y en el limbo trasero **B-B'** por el punto en donde se inicia la rampa; el desplazamiento es constante desde el inicio de la rampa hasta la intersección de la falla con el eje axial **A-B'**.

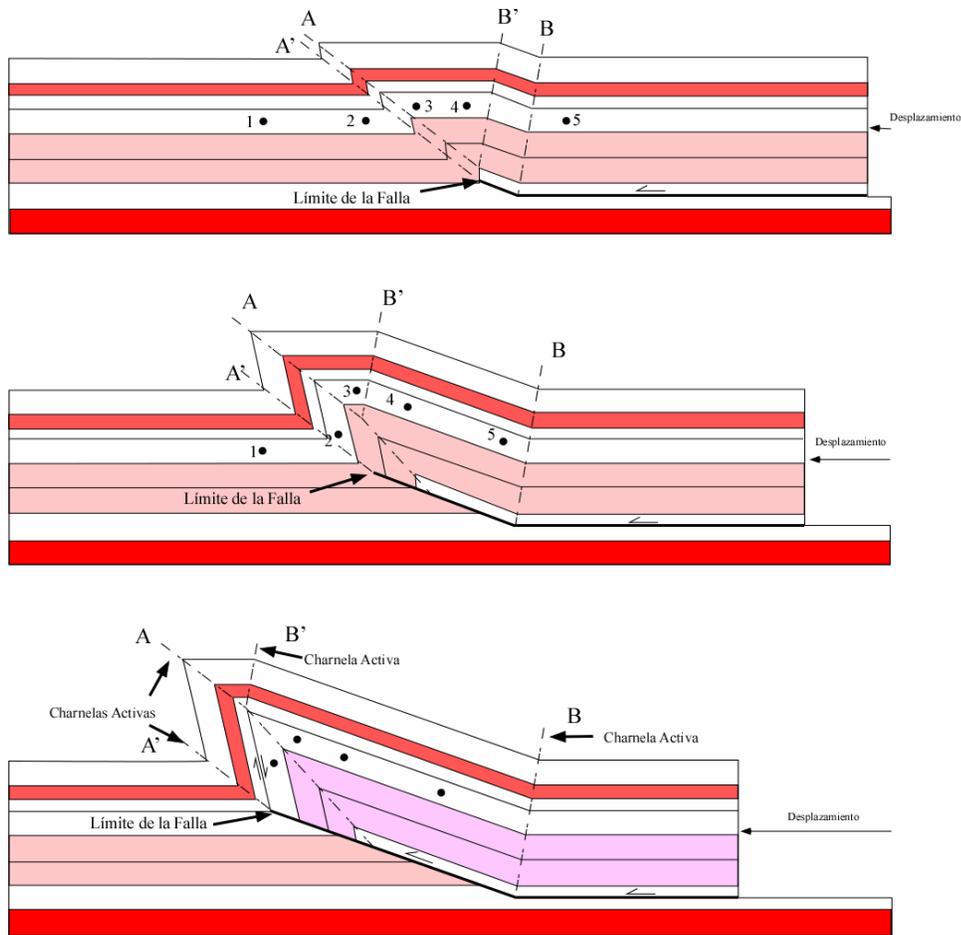


Fig.14.Cinemática de un Pliegue de Propagación de Falla. (Modificado de Suppe 1985).

Estos pliegues son difíciles de interpretar dado que poseen ángulos abruptos sobre todo en el echado de su limbo delantero el cual oscila entre los 20° a 40°, esto provoca que la imagen sísmica generalmente sufra de problemas de sub o sobre migración al tratar de eliminar las hipérbolas provocadas por los ángulos de echado grande. Generalmente estos ángulos son mayores en los pliegues de Propagación que en los pliegues por flexura de falla. Otra característica es que el ángulo del limbo delantero siempre es mayor que el del trasero debido a la rotación que sufre el pliegue.

En una sección sísmica los pliegues de propagación dan la impresión de estar dibujando la cabeza de una serpiente “snake head”. Por lo anteriormente expuesto se puede deducir que las propiedades geométricas que relacionan la forma de los pliegues, así como el despegue y rampa que los generan son herramientas muy poderosas para analizar estas estructuras. Por ejemplo si se cuenta con la localización de todos los ejes de los pliegues, se podrían

determinar tanto el desplazamiento como el inicio de la rampa. Ya que el desplazamiento para un caso ideal es equivalente al plegamiento que genera el pliegue cabalgado.

El método de balanceo de estas unidades es muy semejante al de los Pliegues por Flexura de Falla, empleando conservación de la longitud y relacionando los ángulos entre limbos de los pliegues γ y γ^* con el ángulo de despegue de la rampa θ (Fig.15). Las variaciones en γ y γ^* para un valor de θ dado son particularmente relevantes para modelar estructuras con una amplia variedad de ángulos entre limbos, y aquellos en los cuales la geometría del pliegue cambia progresivamente con la propagación de la falla, ya que cuando empieza el desplazamiento sobre la falla, el pliegue es abierto, pero conforme se va desplazando dicho pliegue se cierra de forma gradual. Las ecuaciones que nos describen estas relaciones son las siguientes:

$$\cot \theta + 2 \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) = 2 \cot \gamma^* - \cot 2\gamma^* \dots (15)$$

$$\gamma = \gamma^* + \left(\frac{\theta}{2}\right) \dots (16)$$

Sin embargo, lo anterior no siempre es cierto, por lo cual debemos de incluir de igual forma que con los Pliegues por Flexura de Falla un ángulo de cizalla α . Esto provoca que se le otorgue cierta flexibilidad a la idea de longitud de capa constante e introducir la cizalla de manera heterogénea. La incorporación de este ángulo α , provoca que las unidades en cuestión presenten cambios en los ángulos del pliegue γ y γ^* . Tal que las ecuaciones anteriores deben de ser modificadas a la siguiente forma:

$$\cot \theta + 2 \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) = 2 \cot \gamma^{*\alpha} - \cot 2\gamma^{*\alpha} + \tan \alpha \dots (17)$$

$$\gamma^\alpha = \gamma^{*\alpha} + \left(\frac{\alpha}{2}\right) \dots (18)$$

El sentido de cizalla es importante ya que en función de éste se puede determinar la alteración que sufre el pliegue; por ejemplo si se tiene cizalla negativa provoca que se habrá el pliegue, es decir que los valores de γ^α y $\gamma^{*\alpha}$ sean más altos que los predichos mediante el

modelo se Suppe; mientras que un cizalleo positivo provoca lo contrario, que el pliegue se cierre y por lo tanto los ángulos γ^a y γ^{*a} sean menores que los obtenidos a partir del modelo.

La distorsión en el área necesaria para balancear el Pliegue por Propagación de Falla puede ser determinada de la misma manera en la que se hizo con el Pliegue por Flexura de Falla, calculando un diferencial de área relacionado al ángulo α , cumpliendo con ello con la condición de conservación del área.

Un Pliegue por Propagación de Falla puede también sufrir otras alteraciones hasta formar una estructura compuesta y por ende de mayor complejidad. Por ejemplo puede mantener su geometría original y ser arrastrado sobre la rampa, resultando en un pliegue “pop up”. Un mecanismo más común es que la contracción con cierto ángulo de cizalla provoque un desplazamiento heterogéneo en la unidad, causando la transición de un Pliegue por Propagación de Falla a uno por Flexura de Falla con un desplazamiento diferencial que se asemeja a un escalón en el limbo delantero del pliegue (Fig. 16).

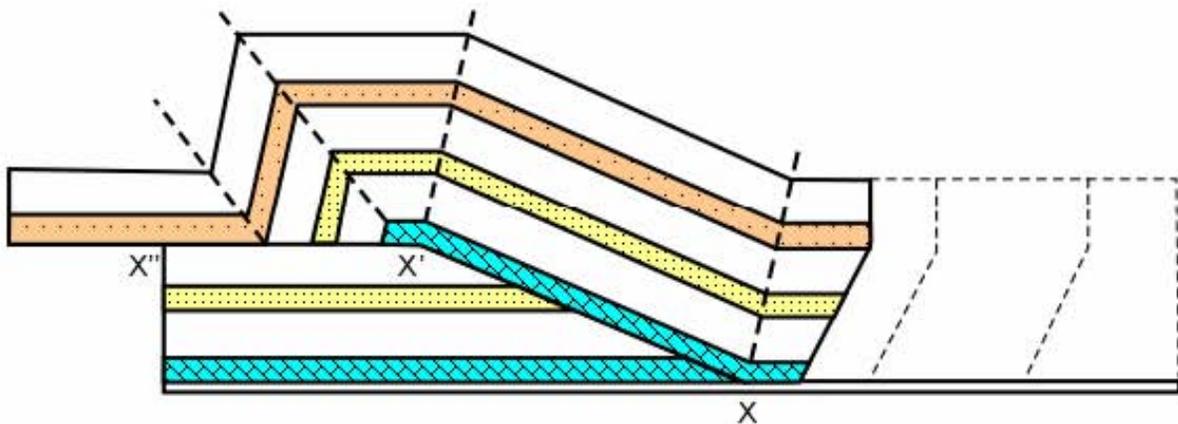


Fig. 16. Desplazamiento de un Pliegue por Propagación de Falla sobre una nueva superficie de despegue. (Modificado de Mitra 1989)

3.3. Pliegues de Despegue

Son un proceso de plegamiento que se efectúa sobre una o varias superficies de despegue, este proceso se caracteriza porque no necesita fallas o rampas para poder tener desplazamiento ni plegamiento Namson (1988); ya que las unidades se encuentran sobre una o más unidades plásticas, comúnmente de evaporitas o lutitas, que es mediante la cual se desplazan.

Las primeras estructuras reconocidas con este proceso fueron las Montañas Jura, en Suiza (Buxtorf (1916) y Laubscher (1977)); de forma particular estos pliegues se desarrollaron sobre un despegue de basamento, es decir, sobre una deformación del tipo “Thick Skinned”

Existen dos clases principales de pliegues de despegue: armónicos (Lift-Off Detachment) y los disarmónicos (Disharmonic Detachment).

3.3.1. Pliegues Armónicos.

Los pliegues Armónicos se forman por plegamiento de capas competentes sobre un despegue suprayacente a un basamento, el plegamiento es de tipo isoclinal, es decir los ángulos interlimbos son iguales (Fig. 17).

Existen dos tipos principales de pliegues Armónicos, los de Caja (Fig. 17.a) (*Flat-topped box*) caracterizados por tener un plano en la cima y los simétricos, con un ángulo entre limbos (*Kink Folds*). Estos pliegues no necesitan de deformación fuera del plano de la sección para balancear, debido a que tienen una estratificación casi paralela y como se menciono antes tienen plegamiento isoclinal.

Los de caja no tienen cizalleo ya que no tienen que compensar longitud ni área; para los Kink el único ángulo entre limbos que no requiere de cizalla para balancear es a 53° , ya que para un ángulo menor necesitarían de cizalla negativa dado que la unidad suprayacente al despegue sufre mayor acortamiento; mientras que para un ángulo mayor la cizalla necesita ser positiva, lo cual se debe a que las unidades que sufren mayor acortamiento son las estratigráficamente superiores (Fig. 17).

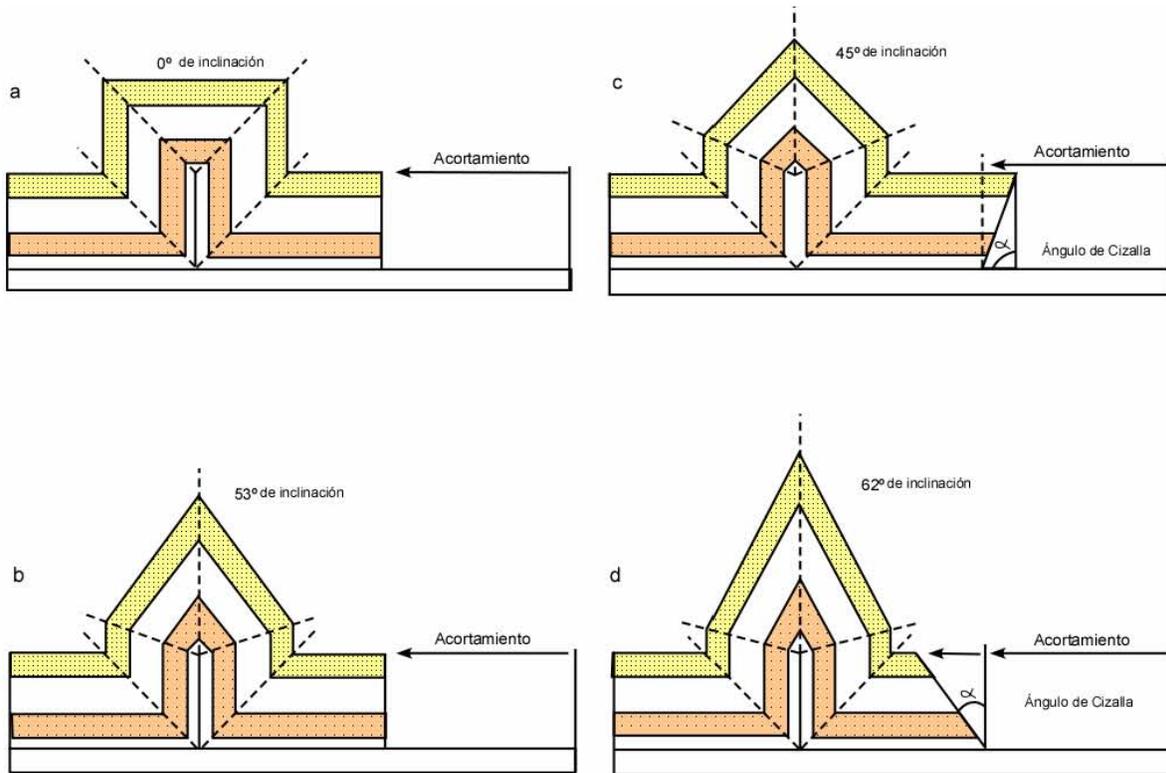


Fig. 17. Las figuras (a) y (b) muestran pliegues de despegue sin cizalla, (c) y (d) muestran plegamiento con ángulos de cizalla negativa y positiva respectivamente. (Namson 1981)

3.3.2. Pliegues Disarmonicos

Estos pliegues se caracterizan por tener una geometría paralela solamente en el arco externo del pliegue, mientras que en el centro se vuelven irregulares con problemas considerables de espacio. La estratificación no paralela en el centro del pliegue nos sugiere que estas estructuras tienen deformación no contenida en el plano de la sección y por ello sufren cambios en la longitud de las capas. Por lo cual para tratar de balancear este tipo de pliegues y corregir el efecto que causa la deformación de penetración, es necesario el emplear el método por balanceo de área, con la intención de considerar el cambio de espesor.

3.4 Modelos de Plegamiento con Estratos de Crecimiento.

3.4.1. Importancia de los Estratos de Crecimiento.

Una buena imagen sísmica de los estratos pre-cinemáticos ayudan a definir el modelo estructural de deformación; sin embargo mediante los conceptos de secciones balanceadas obtenemos solo el desarrollo conceptual de dicha estructura sin conocer el modelo cinemático que la generó. Definir el modelo estructural considerando solamente la geometría de estos estratos puede ser un tanto ambiguo, ya que diferentes modelos o la combinación entre ellos pueden crear en los cuerpos pre-cinemáticos la misma geometría deformada.

Diversos autores como Suppe *op. cit.*, Poblet *op. cit.*, han propuesto modelos estructurales tipo “*end member*” que atienden a mecanismos de deformación de pliegues relacionados a fallas o pliegues de despegue. Autores como Aranda y Marret (2000), han propuesto en pliegues del Golfo de México la combinación de mecanismos de deformación de pliegues híbridamente formados, inicialmente como pliegues de despegue afallados tardíamente, con geometrías de doble despegue conectado con rampa (Fig.18)

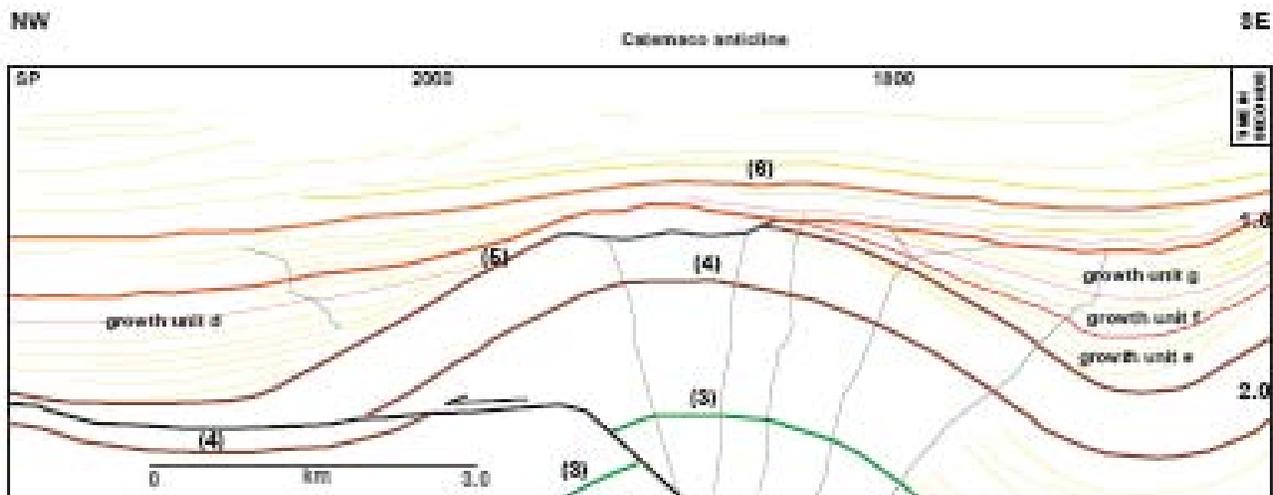


Fig. 18. Pliegue inicialmente formado mediante el mecanismo de plegamiento de despegue, sin embargo posteriormente es afallado tardíamente. (Aranda y Marret 2000)

Los estratos de crecimiento son una importante herramienta que se emplea en la definición tanto del modelo estructural como del origen cinemático de la deformación, ya que por ejemplo durante la deformación de estructuras contraccionales, adquieren la disposición inclinada (onlap) o acuñaamiento estratigráfico, debido a ello la geometría de estos estratos es como una película en la cual se guarda este desarrollo estructural (Poblet et al, 1996).

3.4.2 Estratos de Crecimiento Asociados a Pliegues de Despegue.

Poblet *op cit*, propone tres tipos diferentes de modelos cinemáticos para los pliegues de despegue definidos mediante estratos de crecimiento que indican una cinemática singular para cada uno de ellos, teniendo tres mecanismos principales:

1. Anticlinales formados con longitud de limbos constante y echado variable.
2. Anticlinales formados con longitud de limbos variable y echado constante.
3. Anticlinales con longitud de limbos y echado variables.

Estos tres mecanismos de deformación son para unidades con longitud y espesor de las capas de estratificación constante, además de presentar geometrías angulares “*kink*”, y ser deformados principalmente mediante desplazamiento flexural “Flexural Slip” (Fig. 19).

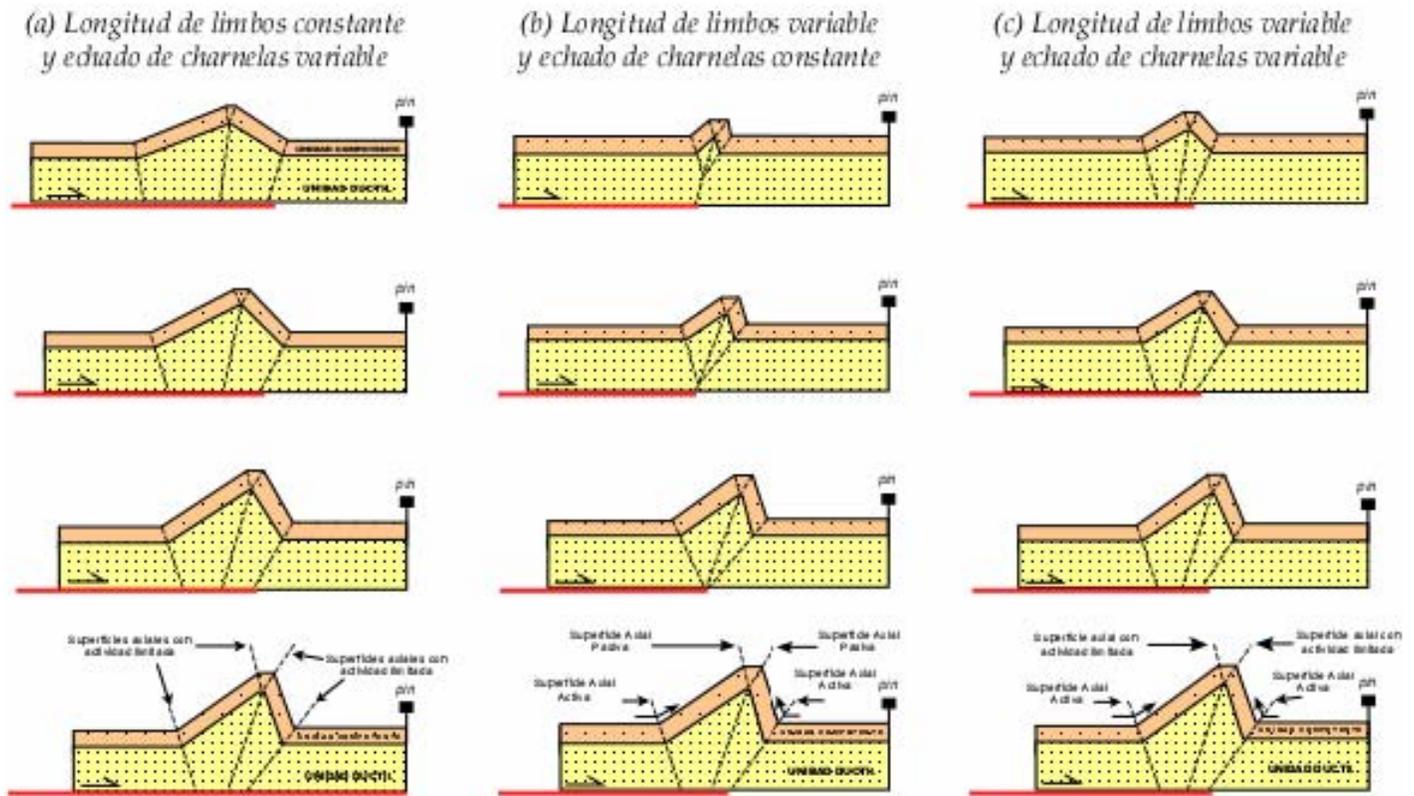


Fig. 19. Evolución de un pliegue de despegue para diferentes orígenes cinemáticos. Como se observa el estado final de deformación es igual para los tres procesos cinemáticos. (Homza y Wallace, 1995 en Poblet 1996).

El mecanismo de deformación y acortamiento es muy diferente para los tres tipos de orígenes cinemáticos de pliegues de despegue, aun cuando la imagen de la deformación y acortamiento final es exactamente la misma para todos ellos (Fig. 19). Además de que la configuración y relación que guardan los estratos de crecimiento con respecto al pliegue también tiene considerables contrastes, ya sea para tasas de sedimentación baja o alta. Se consideran tasas bajas de sedimentación, aquellas en la que el levantamiento del pliegue es más rápido que la depositación y tasas altas en el caso contrario.

En el modelo 1, con **longitud de limbos constante y echado variable** (Fig.19.a), el acortamiento y la deformación se dan principalmente por la rotación de los limbos del pliegue, para lo cual mantiene constante el espesor de las capas y reduce la extensión del pliegue. Los estratos de crecimiento para este tipo cinemático se acuñan en forma de abanico tanto en el limbo trasero del pliegue como delantero para periodos de baja tasa de sedimentación (Fig.20.d), mientras que en tasas altas de sedimentación sólo los primeros

estadios de depositación se acuñan, y los posteriores se depositan por encima de dicho pliegue (Fig.20.a).

En modelo 2, con **longitud de limbos variable y echado constante** (Fig.19.b), de manera contraria que el modelo uno, estos pliegues compensan el acortamiento que sufre la sección no rotando los limbos como en el caso anterior sino migrando de forma espontánea las charnelas adicionando el material excedente en el núcleo. Los estratos de crecimiento para este modelo son fáciles de reconocer, ya que tienen estratificación paralela a los cuerpos pre-cinmáticos (Fig.20.b). Sin embargo en tasas bajas de sedimentación los estratos de crecimiento no se depositan sobre la cresta del pliegue sino que forman estructuras escalonadas en ambos flancos del pliegue (Fig. 20.e).

En modelo 3, en **longitud de limbos variable y echados también variables** (Fig. 19 modelo 3), ambos eventos tienen lugar tanto rotación de limbos como migración de charnelas. Este modelo presenta semejanzas con los dos modelos anteriores ya que se trata de la combinación de ambos mecanismos. Identificar a partir de los estratos de crecimiento el origen cinemático de estos pliegues es un tanto más complejo, ya que para poder diferenciarlos de manera clara es necesaria una imagen sísmica nítida que nos permita observar la relación que guardan los contactos entre los estratos de crecimiento y los flancos del pliegue.

La Fig. 20 ilustra éste modelo para alta tasa de sedimentación (Fig.20.c) y baja tasa de sedimentación (Fig.20.f); en el modelo de baja tasa podemos observar estratificación paralela al igual que en un modelo de migración de charnelas (Modelo 2), sin embargo en el contacto entre los estratos de crecimiento y los flancos del pliegue se identifican futuros acuñamientos de tipo abanico semejantes a los mencionados para rotación de limbos (Modelo 1).

En el caso de una alta tasa de sedimentación, la diferencia principal con respecto a los otros modelos la encontramos en la dirección de las charnelas, las cuales están marcadas tanto en el limbo trasero como en el delantero a diferencia del modelo 1, y van cambiando su dirección debido a la rotación y desplazamiento de los limbos, en contraste con el modelo 2, en el cual la dirección es constante.

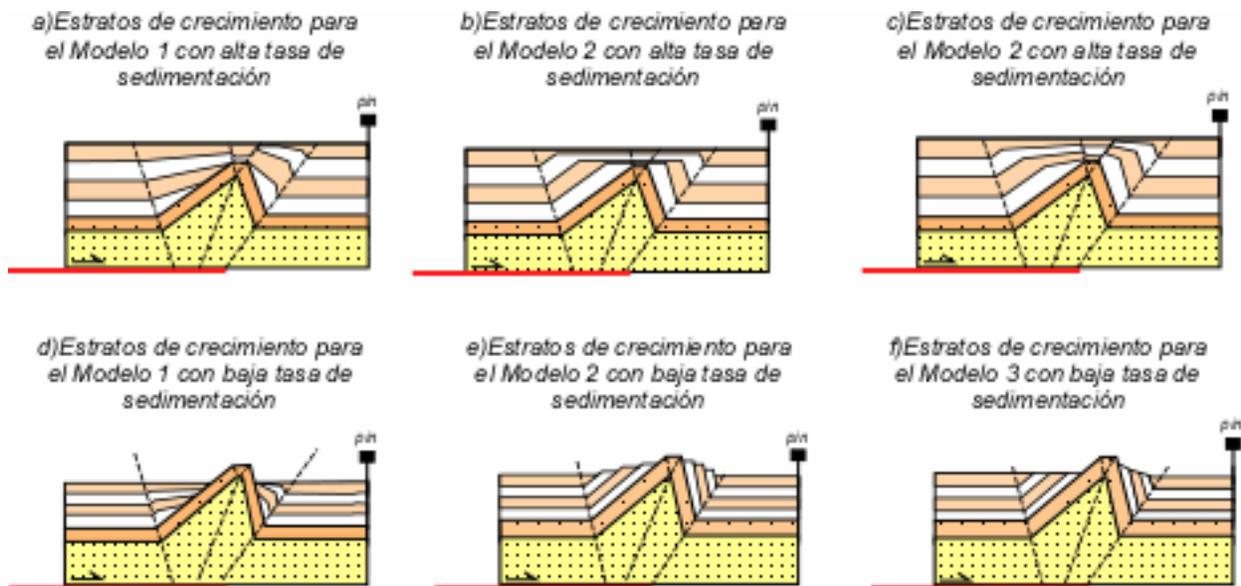


Fig. 20. Geometrías de los estratos de crecimiento asociados a los diferentes orígenes cinemáticos de pliegues de despegue, en regímenes de alta y baja tasa de sedimentación. (Homza y Wallace,1995 en Poblet 1996).

3.4.2 Estratos de Crecimiento Asociados a Pliegues por Flexura y Propagación de Falla.

La geometría de los estratos de crecimiento para pliegues angulares en modelos por flexura y propagación de falla según Suppe *et al.*, (1992), se rige por la naturaleza de los ejes axiales del pliegue, la cual puede ser activa o pasiva (también llamada fija), bajo esta consideración Suppe *op cit.*, clasifico diversas geometrías para los estratos de crecimiento.

Distinguir el origen cinemático de pliegues por flexura de falla es relativamente sencillo, para ello debemos de poner atención en la geometría de la estratificación circundante a los limbos del pliegue.

La estratificación que caracteriza los estratos de crecimiento en el limbo trasero es paralela y con espesores constantes (Aranda, 1999), mientras que en limbo delantero depende de la tasa de sedimentación; para una tasa alta de sedimentación los estratos se adelgazarán conforme se depositan sobre la cresta del pliegue (Fig. 21), en cambio para una tasa baja se acúñan y por ende no están presentes en la cima.

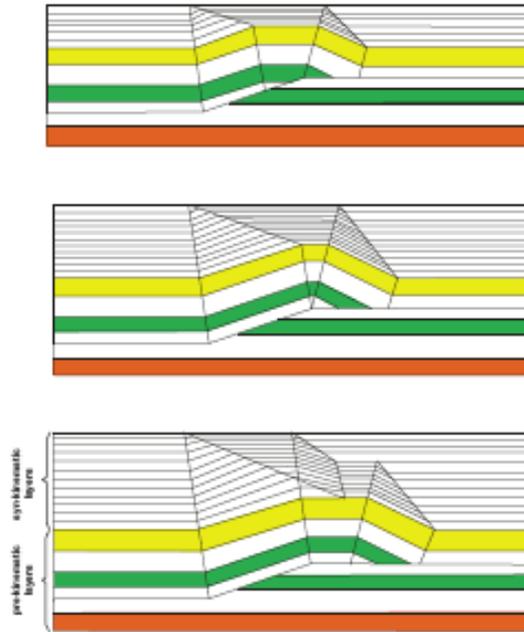


Fig. 21. Modelo de estratos de crecimiento para pliegues por flexura de falla, con tasa alta de sedimentación. (Suppe *et al.* 1992).

Los estratos de crecimiento relacionados a pliegues por propagación de falla son más complejos de distinguir debido los estratos de crecimiento pueden adelgazarse, acunarse o rotar sobre los cuerpos pre-cinemáticos o sobre otros estratos de crecimiento (Suppe *op cit.*, Storti y Poblet, *op cit.*, Zapata y Allmendinger, 1996., en Aranda *op cit.*), creando arquitecturas muy complejas para ambos lados del pliegue.

Existen diversos factores relacionados con el mecanismo de plegamiento, que influyen en la geometría de estratos de crecimiento, estos factores son:

1. *Longitud de los limbos.* Este es regulado por la actividad de las superficies axiales.
2. *Ángulo de Echado de lo limbos.* Marcado por la rotación de los limbos.
3. *Elevación vertical durante el plegamiento.* Se debe a la relación tasa de sedimentación contra levantamiento.

En la figura 22 se muestran los modelos propuestos por Zapata y Almendinger *op cit.*, y Storti y Poblet *op cit.* El primer modelo considera una tasa de sedimentación mayor al

levantamiento de la estructura, en este modelo se puede observar que los estratos de crecimiento tienen una geometría compleja para el limbo trasero, la cual obedece a la actividad de los ejes axiales del pliegue.

El segundo modelo en cambio considera una tasa baja de sedimentación por lo cual gran parte de la columna de los estratos de crecimiento están erosionadas, es importante mencionar que si solo nos basamos en el análisis de los estratos de crecimiento para definir el modelo estructural nos resultaría confuso, ya que las geometrías pueden tener semejanzas entre ellas sobre todo para tasas bajas de sedimentación como es este caso (Fig. 22, b).

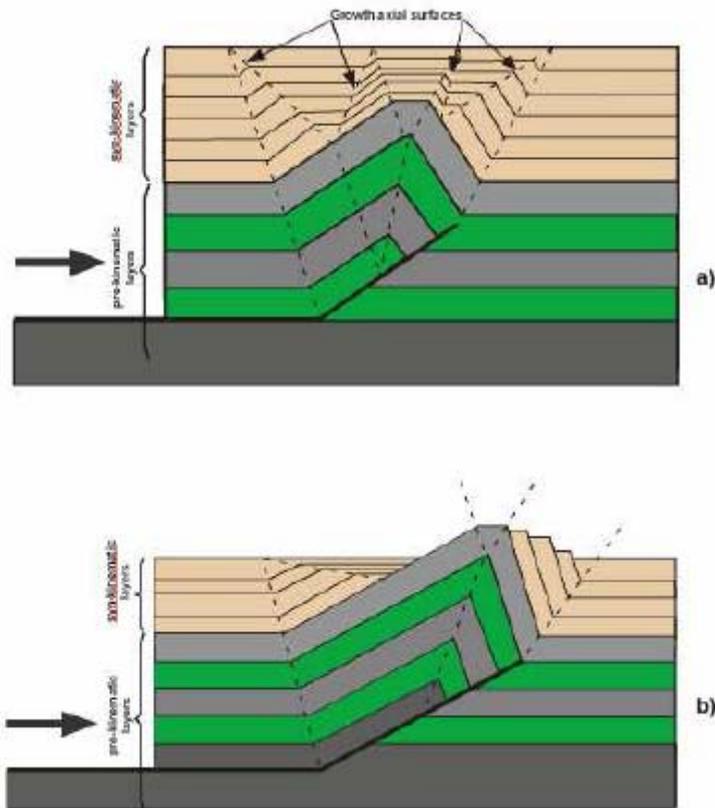


Fig. 22. Modelos de estratos de crecimiento para pliegues por propagación de falla, para tasa alta y baja de sedimentación. (Zapata y Almendinger 1996 y Storti y Poblet 1997).

La cuenca esta conformada principalmente por secuencias terrígenas pertenecientes al Terciario, cuenta con un área aproximada a los 30000km² y se desarrollada sobre estructuras erosionadas de la Sierra de Zongolica y del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Sepultado de la Cuenca de Córdoba (Rojas 1999). Las secuencias terrígenas están compuestas por alternancias de lutitas y areniscas con escasa presencia de conglomerados y brechas, con un espesor aproximado de 8 km en el depocentro, en lo profundo de la cuenca se encuentran carbonatos del Jurásico y del Cretácico fuertemente plegados y cabalgados pertenecientes al frente sepultado de la Sierra Madre Oriental y de la Sierra de Zongólica. También es posible encontrar depósitos volcánicos distribuidos en la Sierra de los Tuxtlas y en el NW de la cuenca, en las cercanías de la Faja Volcánica Transmexicana, siendo producto de la actividad principalmente del Mioceno Medio a Mioceno Tardío (Amador 2004).

La cuenca es de tipo *foreland* en una etapa inicial de edad Cretácico Superior-Eoceno, desarrollada sobre un *rift* que se desarrolló en el Jurásico y afecta a un basamento cristalino consistente de rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico, con profundidades que varían entre 5000 y 11000 m.b.n.m. según estudios gravimétricos realizados por PEMEX.

Posteriormente en el periodo comprendido entre el Oligoceno-Mioceno, junto al depósito de hasta 8000 metros de sedimentos terrígenos en el depocentro de la Cuenca, se dio lugar a diversos eventos de deformación de contracción, además de una fuerte subsidencia lo que generó a su vez diferentes tipos de pliegues y cabalgaduras con múltiples modelos cinemáticos de deformación. El ambiente de depósito para estos sedimentos fue preferentemente de aguas profundas con paleobatimetrías que van de batial inferior para el Oligoceno a batial superior para el Mioceno y con facies de cuenca y turbidíticas.

Finalmente durante el periodo de Mioceno Tardío-Plioceno se depositan discordantemente casi 2000 m de sedimentos con intercalaciones de areniscas y lutitas en ambientes marinos someros a deltáicos con programaciones hacia el Este. Estas secuencias marcan el final de los periodos de deformación de la Cuenca de Veracruz.

La figura 24 es un bosquejo esquemático de los diversos elementos que intervinieron en la historia geológica de la Cuenca de Veracruz para el Mioceno Temprano, en el lado

izquierdo se observa el Cinturón Plegado de la Sierra de Zongólica deformado por la Orogenia Laramide, en el centro se observa el depocentro de la cuenca sobre el cual se esquematizan los abanicos de Turbiditas. Es importante mencionar que en gran medida el levantamiento de la Sierra de Zongólica funcionó como controlador de aporte de sedimentos, ya que a mayor levantamiento también aumenta la erosión y por ende el flujo de sedimentos a la cuenca.

Hacia el Norte se encuentran los primeros indicios de secuencias volcánicas precedentes al Cinturón Volcánico Transmexicano, de edad Mioceno Medio – Mioceno Tardío, aunque en el Noroeste del País se han hecho dataciones de inicio de actividad volcánica desde el Oligoceno; este cinturón es de vital importancia en la configuración actual de la Cuenca de Veracruz ya que limita la Provincia Tampico Misantla. Hacia el Este están los altos de Santa Ana y el de los Tuxtlas.

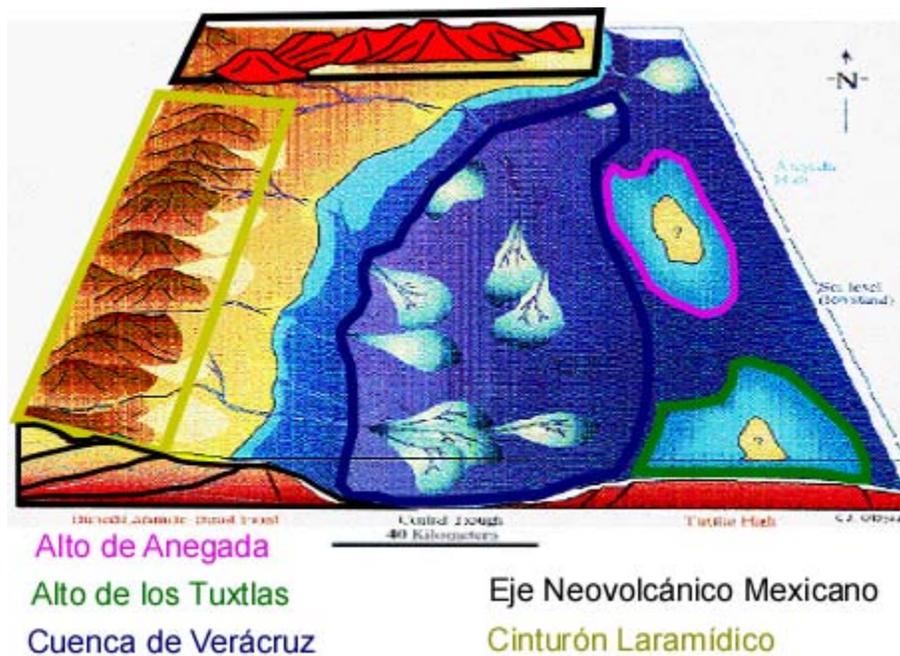


Fig. 24. Modelo esquemático de la Cuenca de Veracruz para el Mioceno Inferior

4.2. Tectónica Regional.

La Cuenca de Veracruz sufrió diversos procesos tectónicos previos hasta formarse como la conocemos actualmente, sin embargo, los más representativos se ubican a partir del Jurásico Temprano, durante el cual comenzó el rompimiento de el supercontinente Pangea. Lo cual trajo consigo importantes cambios en la historia geológica de nuestro país: la separación de la plataforma de Yucatán de la Placa Norteamericana desplazándose casi 300 km hacia el SE (Salvador 1991 en Rojas 1999) con la rotación correspondiente.

A partir del Jurásico Medio se llevan a cabo transgresiones marinas relacionadas con la apertura del Atlántico Norte y el Golfo de México, además ocurre un proceso intenso de generación de corteza oceánica en el *rift*.

Para el Jurásico Tardío una vez que la plataforma de Yucatán se ubicara en su posición actual, se presentó un sistema tectónico estable, y comenzó un periodo de subsidencia de la cuenca, además del alto nivel eustático permitió el depósito de importantes paquetes de carbonatos en sistema de plataformas someras cretácicas rodeadas por aguas de mayor profundidad.

Sin embargo para el inicio del Terciario-Paleoceno, se da lugar en este sector una fase de deformación muy importante asociada a la Orogenia Laramide, ocasionada por la subducción de la Placa de Farallón en la parte occidental de la Placa de Norteamérica; este evento tectónico generó el cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Debido al abrupto relieve topográfico generado por esta deformación, se da origen a un periodo de fuerte erosión y a su vez al depósito de importantes espesores de sedimentos terrígenos a lo largo de las cuencas ubicadas al oriente del cinturón plegado.

Durante el Mioceno Temprano, la cuenca se ve nuevamente sometida a actividad tectónica, asociada a una serie de altos de basamento originando por la Orogenia Chiapaneca, que se interpreta fue la causante del plegamiento y cabalgamiento de los sedimentos terciarios (Rojas, 1999); Aranda 1999, sugiere que la deformación de los cuerpos terciarios se debe a la convergencia de la Placa de Cocos con la Trinchera de Norteamérica (Fig. 25). Al final se tiene la actividad volcánica del Cuaternario.

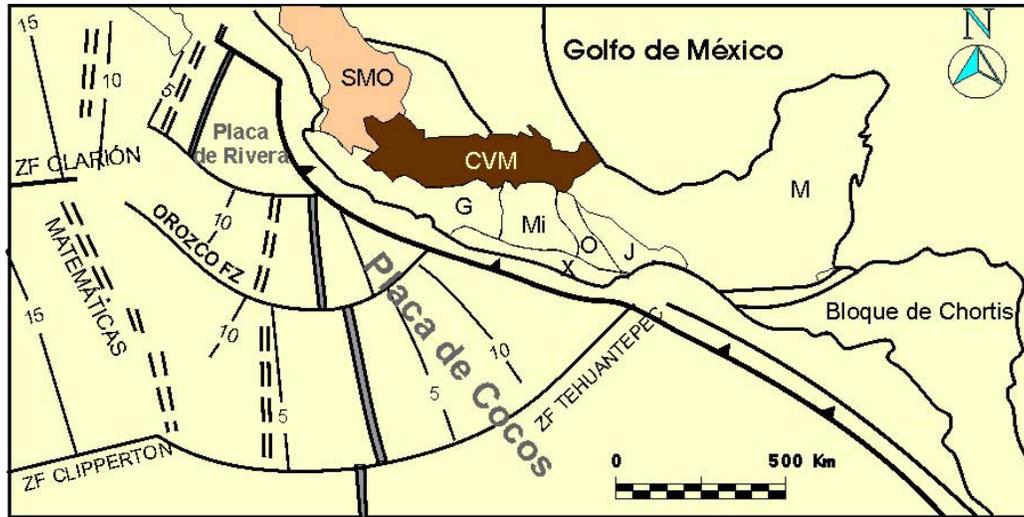


Fig. 25. Reconstrucción Tectónica de la Placa de Norte-América, en la cual se muestra la relación entre la Placa del Caribe y la de Farallón-Pacífico hace 20.5 Ma. (Ross y Scotese 1988)

5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS.

5.1. Ubicación del Área de Estudio.

La sección Regional se compone de cuatro secciones entre 2D y 3D, sumando un total de 70km; se localizan al Sur de la ciudad de Veracruz con una orientación SW- NE, compuesta de dos líneas terrestres y dos marinas (Fig. 26).



Fig. 26. Mapa de ubicación de la Línea Regional 3770.

También se contó con la información procedente de los pozos A y B localizados uno en la parte sur-oeste de la sección y el otro en la noreste de la misma; a partir de los cuales se obtuvieron las cimas estratigráficas que se emplearon para la interpretación estructural.

5.2. Información de Pozos.

Aun cuando en la zona de estudio existen gran cantidad de pozos, en este trabajo sólo se empleó la información del Pozo A, la cual consistió en las columnas cronoestratigráficas y de paleobatimetría. (Anexo I).

La columna cronoestratigráfica es de extrema importancia ya que mediante ella se determinaron las cimas estratigráficas que fueron interpretadas en la sección sísmica. Mientras que la información de paleobatimetría se utilizó para ajustar el nivel batimétrico que tenían las secuencias al momento de su depósito; esta corrección se tiene que hacer después de restaurar pliegues y fallas que involucran el nivel estratigráfico que se está restaurando, considerando que el perfil paleobatimétrico, ya que la profundidad actual que tienen con la sísmica pudo haber sido afectada por procesos tanto de subsidencia como levantamiento, que son corregidos al restaurar progresivamente la columna estratigráfica.

En el Anexo I se muestran las columnas del Pozo A mencionadas anteriormente, así como los fósiles planctónicos y bentónicos mediante los cuales se determinaron tanto edades como paleoambiente (batimetría). Este pozo alcanzó una profundidad total de 5541m durante los cuales atravesó secuencias que van desde Plioceno hasta Paleoceno, correspondientes a las formaciones comprendidas entre Paraje Solo, hasta Chicontepec / Velasco. Dicho paquete está constituido principalmente por alternancias de areniscas y lutitas, formando complejos sistemas de canales y abanicos sobrepuestos. Aun cuando este pozo es profundo no alcanzó la cima del Cretácico, ya que los últimos 270m metros que perforó el pozo se encontró sal, la cual tiene una relación estratigráfica anómala.

5.3. Interpretación de la Sección Sísmica.

La sección con la que se trabajó es una sección regional compuesta por 2 secciones 2D y 2 líneas 3D, con el procesado sísmico básico y convertidas a profundidad, con un alcance máximo en profundidad de un poco más de 12,400 m bajo el nivel del mar (Anexo II).

Esta sección presenta diversos problemas de resolución en la representación de las estructuras contenidas en el subsuelo, los cuales están asociados a varias causas entre las cuales destacan las siguientes (Fig. Anexo II).

- Se puede observar en distintas zonas y profundidades de la sección horizontes que se cruzan formando hipérbolas, las cuales se deben a puntos difractores que no llevaron un proceso de migración adecuado. Este fenómeno se acentúa en

profundidades mayores a los 6000m siendo más marcado bajo las estructuras que tienen ángulos de echado altos (Recuadros en rojo, Fig. Anexo II).

- La sección presenta además mucho ruido en las zonas profundas, ya que dada la complejidad estructural en niveles superiores resulta difícil iluminar y procesar adecuadamente para visualizar de manera clara los eventos que se encuentran a grandes profundidades; por lo cual se tienen que asumir geometrías estructurales interpretativas. Sin embargo, la resolución de la sísmica para las capas estructuradas del Terciario es de buena calidad, permitiendo visualizar adecuadamente todas las estructuras contenidas en estos niveles estratigráficos (Recuadros en verde, Fig. Anexo II).

Para interpretar la sección se corrieron las cimas de la columna cronoestratigráfica del Pozo A, sin embargo este pozo solo corto hasta Paleoceno, por lo cual las cimas subyacentes fueron inferidas a partir de la respuesta sísmica. Para este trabajo se correlacionaron 18 horizontes, de los cuales es importante mencionar que si bien algunos no marcan el cambio entre pisos cronoestratigráficos son de gran interés geológico ya que representan el inicio o el final de un periodo de deformación representado por los estratos de crecimiento fig. 27.

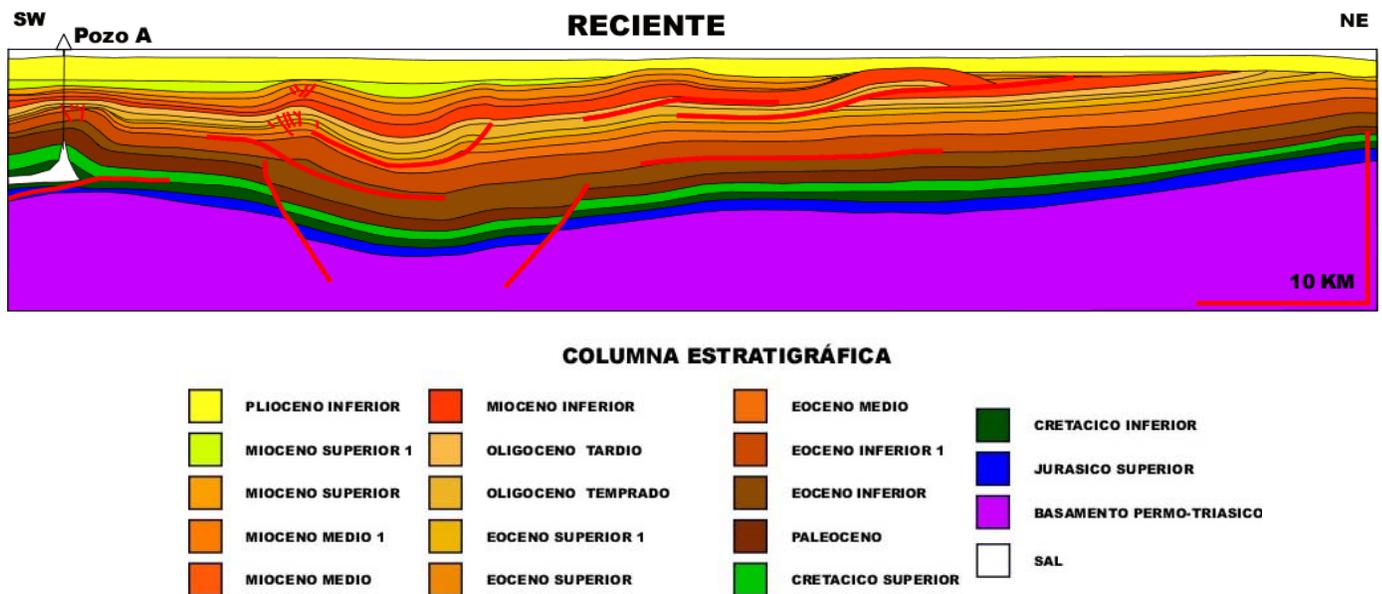


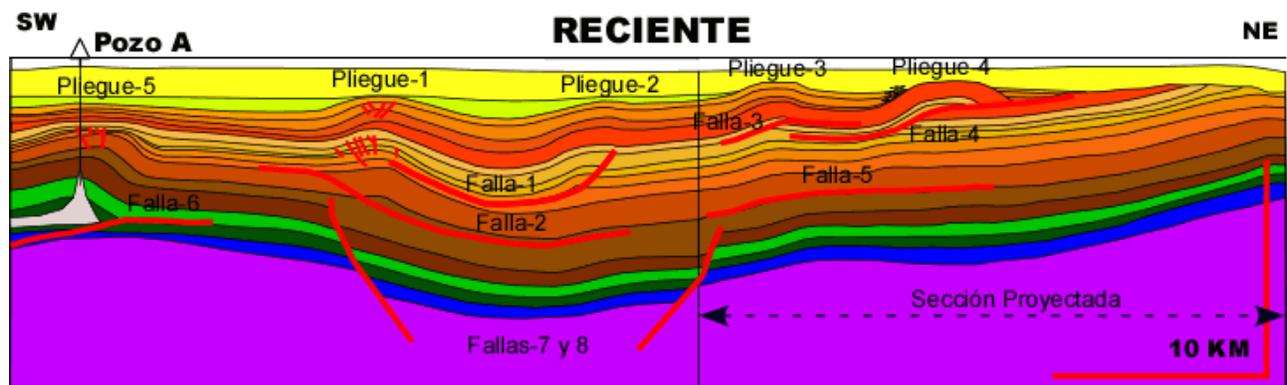
Fig. 27. Interpretación de la sección sísmica original.

6. ANALÍISIS ESTRUCTURAL Y RESTAURACIÓN SECUENCIAL.

En la sección es sencillo reconocer diversas formas estructurales como fallas y pliegues; sin embargo determinar el modelo cinemático que concuerde en el contexto de cada una de ellas es más complicado y por ende requiere de un análisis más detallado. Para analizar esta sección es conveniente separar las estructuras y describirlas de manera independiente, posteriormente establecer la relación cronológica existente, para finalmente restaurar secuencialmente.

Sin embargo, los últimos 30 kilómetros hacia el NE de la sección son oblicuos a la dirección de las estructuras principales, por lo cual es necesario aplicar una corrección a este tramo de la sección, de no hacerlo, la interpretación de este pliegue es incorrecta provocando que se represente con una dimensión mayor a la real y ángulos de las estructuras aparente de menor magnitud que en una sección completamente transversal. Además de que todos los métodos de balanceo asumen que las secciones deben ser perpendiculares a la deformación principal.

El ángulo entre la sección sísmica y la sección perpendicular a la deformación, tomando como referencia el trabajo de Aranda 1999, es de 52° . Por lo cual solo necesitamos proyectar la sección mediante trigonometría básica para obtener la longitud real (Fig. 28.) Finalmente para obtener los echados verdaderos se proyectaron los echados aparentes en la dirección de la sección corregida (Fig. 28).



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



Fig. 28. Interpretación de la sección sísmica proyectada en dirección de la deformación principal, en punteado se muestra la parte de la sección que se corrigió.

Si comparamos las Figuras. 27 y 28, la longitud de la sección se reduce considerablemente en la parte proyectada (Fig.28), además como resultado de esta corrección las estructuras se resaltan ya que los ángulos de echado aparente son sólo una proyección sobre una línea con dirección oblicua a la de máxima pendiente y siempre serán menores a los reales. Por este motivo esta corrección es de vital importancia, por ejemplo el desplazamiento de la Falla 4 (Fig.28) en la sección corregida es de aproximadamente tres kilómetros, mientras que en la sección original sin corregir (Fig. 27) es mayor a los 5 kilómetros.

6.1. Análisis Estructural General.

En el contexto estructural general el primer evento es un Graben de Basamento de edad Jurásica, enmarcado por las Fallas 7 y 8 (Fig. 28); este graben parece tener un desplazamiento menor en esa edad ya que no encontramos un cambio de espesor considerable en el Jurásico, aunque no es posible determinarlo con la información sísmica con la que se cuenta.

Posteriormente durante el Eoceno Temprano el sistema tuvo su máxima extensión, sin embargo este proceso de subsidencia permaneció desarrollándose de manera secuencial durante toda la columna del Terciario hasta el Mioceno Tardío, lo cual se refleja en

cambios de espesor considerables en casi todas las secuencias sobreyacentes al Paleoceno, principalmente durante para el Eoceno Temprano en el cual se plasma la principal etapa de Subsistencia de la Cuenca y por ende de desplazamiento en las Fallas 7 y 8, marcado por un incremento muy grande en el espesor de este cuerpo (Fig. 28).

Debido a este proceso la zona de subsidencia estuvo sometida a fuerte contracción (problema de “*romm space*”) lo que provocó la generación de dos pequeñas cabalgaduras desarrolladas en el sinclinal formado por efecto del graben de basamento. Estas fallas (Fallas 1 y 2) están despegadas sobre dos superficies diferentes en los niveles estratigráficos Eoceno Medio y Eoceno Inferior correspondientemente, lo que a su vez desarrollo los Pliegues 1 y 2 durante el Mioceno Tardío (Fig. 28).

Por otra parte para la porción SW de la sección se observa un pliegue anticlinal relleno en el núcleo por un cuerpo de sal (según la columna cortada por el Pozo A). Dicho cuerpo de sal empieza su emplazamiento presumiblemente en el Eoceno Medio, lo que se deduce por el adelgazamiento de esta capa y termina en el Oligoceno Tardío a este proceso se debe el desarrollo del pliegue 5; la datación más adecuada del inicio y final de estas etapas se hará posteriormente durante la restauración secuencial.

En la parte NE de la sección se desarrollan los pliegues 3 y 4, el primero de ellos esta también ligado a la subsidencia de la cuenca con un despegue en el Oligoceno Medio y de Edad Mioceno Tardío. Mientras que el Pliegue 4 tiene un origen similar al mismo periodo de contracción del pliegue 3, pero esta ligado a una contracción más regional; el análisis estructural de este pliegue requiere de mayor atención ya que puede ser confuso en cuanto a origen cinemático se refiere, así como al modelo estructural asociado al desarrollo de dicha estructura; por el momento solo se puede determinar que la edad de este pliegue inicia en el Mioceno Medio y se desarrollo hasta el Mioceno Tardío.

Es importante mencionar que la determinación del inicio y final de las estructuras deformadas para esta sección no es sencillo en muchos de los casos, debido a que existen intercaladas una gran cantidad de discordancias que erosionan a la columna Terciaria; lo que dificulta la correlación de los horizontes además de alterar el espesor de los cuerpos de roca, el cual es de mucha utilidad para inferir la edad de dichas deformaciones.

Análisis Estructural del Pliegue 1.

Este pliegue altera toda la columna contenida entre Eoceno Inferior y Mioceno Superior, presenta una geometría más o menos simétrica con un ángulo de inclinación mayor para el limbo trasero dado que este se encuentra en dirección del Graben de Basamento. El pliegue tiene un despegue sobre el Eoceno Inferior (Fig. 28 Falla 2) el cual se convierte a rampa atravesando toda la unidad del Eoceno Inferior 1 para montarse sobre la base del Eoceno Medio convirtiéndose nuevamente en un despegue superior ubicado sobre la base del Eoceno Medio.

El modelo estructural propuesto para este pliegue es un pliegue de despegue con una falla tardía, con vergencia hacia el SW contraria a la dirección de plegamiento y cabalgamiento principal con un desplazamiento menor, determinada por los Pliegues 2, 3 y 4 localizados hacia el NE de la sección. A esta vergencia opuesta se le conoce como *Backthrust*; en la cual el bloque de techo (Eoceno Inferior 1) se desliza sobre la Falla 2 montándose sobre el bloque de piso (Eoceno Inferior). Sin embargo, el desplazamiento es mínimo, por lo que este modelo no es el principal generador del plegamiento sino que la deformación se ocasiona por una combinación de este proceso con la fuerte subsidencia que sufre toda la columna al aumentar el desplazamiento del Graben de Basamento limitado por las Fallas 7 y 8 (Fig.28).

Análisis Estructural del Pliegue 2.

Este Pliegue altera la columna estratigráfica desde Eoceno Medio hasta el Mioceno Superior tiene una vergencia hacia el NE con lo cual tiene la misma dirección que la vergencia principal de los pliegues 3 y 4, se desliza sobre una superficie de despegue en la cima del Eoceno Medio la cual asciende como rampa cortando el Eoceno Superior, Eoceno Superior 1 y Oligoceno Inferior (Fig.28, Falla 1).

El modelo estructural propuesto para este pliegue es el de un Pliegue por Propagación de Falla ya que cuenta con todos los elementos geométricos, es decir una superficie de despegue que asciende como rampa sobre la cual el desplazamiento va disminuyendo hasta volverse cero. Sin embargo los estratos de crecimiento (Fig. 29) son más parecidos a los de

un Pliegue por Flexura de Falla ya que no se acuñan y son paralelos entre sí adelgazándose hacia la cresta del pliegue.

De igual forma que para el pliegue 1, la deformación no se produce solamente por la falla sino que esta ligada a la subsidencia del graben de basamento enmarcado por las fallas 7 y 8 (Fig. 28). La edad para este pliegue es Mioceno Tardío 1, lo cual se deduce mediante los estratos de crecimiento; sin embargo si nos basamos en estratigrafía de secuencias podemos determinar que este pliegue al igual que los pliegues 1 y 3 es un poco más joven y que en realidad inician su desarrollo durante el Mioceno Medio.

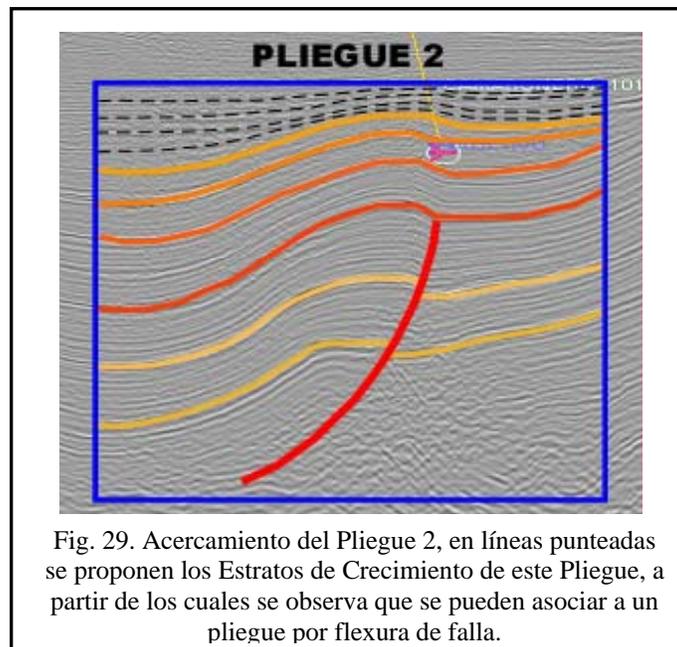


Fig. 29. Acercamiento del Pliegue 2, en líneas punteadas se proponen los Estratos de Crecimiento de este Pliegue, a partir de los cuales se observa que se pueden asociar a un pliegue por flexura de falla.

Análisis Estructural del Pliegue 3.

El pliegue 3 es un buen ejemplo de plegamiento por flexura de falla, ya que contiene todas las características para asignarlo a este modelo estructural; el pliegue empieza con una superficie de despegue o *flat* en la base del Oligoceno Superior (Fig.28), la cual asciende como rampa cortando toda esta unidad estratigráfica montándose hasta la base del Mioceno

Inferior en donde se torna nuevamente en *flat*, el plegamiento altera la columna que va desde Oligoceno Superior hasta Mioceno Superior (Fig.28).

En cuanto a la edad, éste pliegue al igual que los dos anteriores es del Mioceno Tardío, dado que la secuencia Mioceno Superior 1 ya no sufre ningún tipo de deformación ni desplazamiento relacionado a esta estructura. Es importante mencionar que se propone el modelo de flexura de falla dadas las características principales del pliegue, sin embargo no fue posible realizar un análisis más detallado de los estratos de crecimiento para poder corroborar el modelo estructural de este pliegue, debido a la mala resolución de la sísmica y a una superficie de erosión actuando sobre la cima del pliegue.

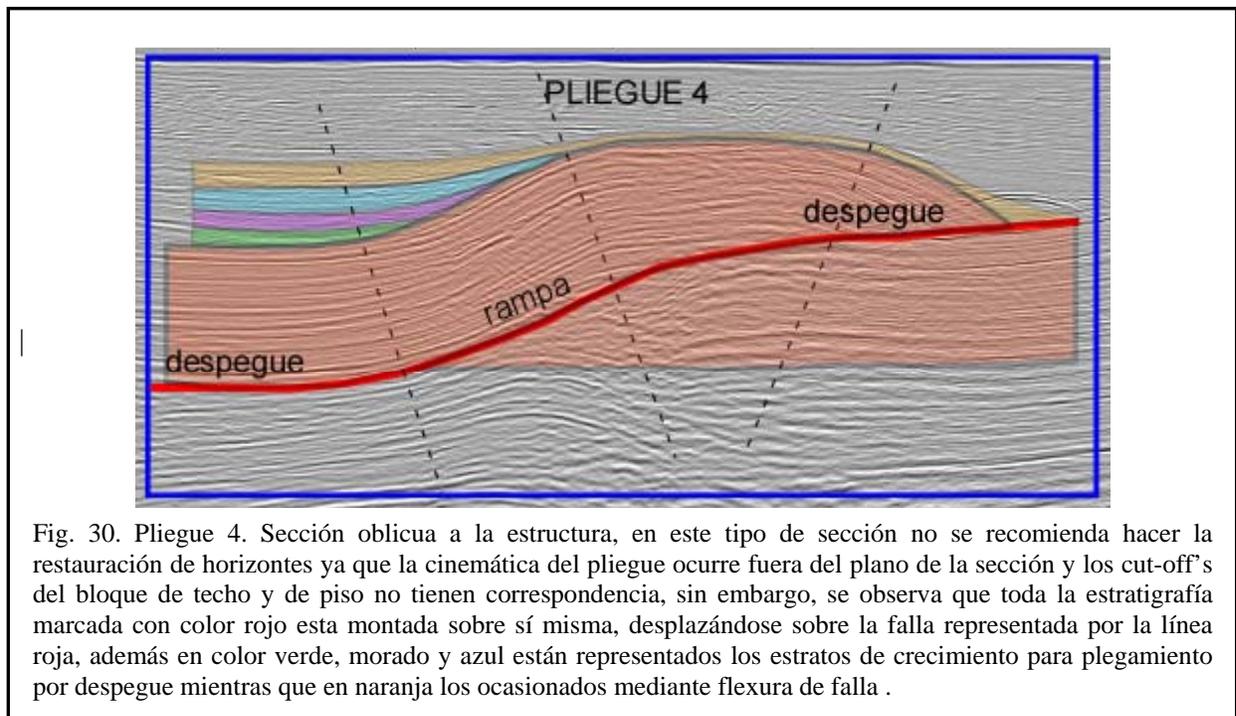
Análisis Estructural del Pliegue 4

Para poder modelar adecuadamente este pliegue es necesario poner atención en los estratos de crecimiento; ya que el pliegue tiene todas las características de un pliegue por flexura de falla incluso más notoriamente que en los pliegues anteriores. Tiene un despegue sobre la base del Oligoceno Inferior antecediendo a la rampa que corta las unidades Oligoceno Inferior, Oligoceno Superior y Mioceno Inferior donde continúa paralela a la estratificación (Fig.28).

Sin embargo del análisis de los estratos de crecimiento se puede demostrar que este pliegue se debe a cuando menos dos modelos cinemáticos diferentes; en la Fig. 30 podemos ver en color verde, morado, azul y naranja los estratos de crecimiento asociados a esta estructura, también se puede ver que los tres primeros es decir el verde, morado y azul se acuñan sobre la cima del pliegue variando el ángulo entre ambas superficies. Lo cual nos denota que el primer modelo mediante el cual se desarrollo este pliegue no es por Flexura de Falla sino mediante un Pliegue de Despegue originado en el Mioceno Medio, para posteriormente cabalgarse de manera tardía mediante un modelo similar a Flexura de Falla durante el Mioceno Tardío lo cual se deduce mediante el estrato de crecimiento en color naranja; ya que como se menciona anteriormente los estratos de crecimiento para los pliegues por flexura no se acuñan sobre la cima del pliegue sino que solamente se adelgazan (Fig.30).

Para completar el modelo de plegamiento por despegue es necesario proponer una superficie dúctil sobre la cual el cuerpo rocoso suprayacente pudo deslizarse, sin embargo en la imagen sísmica y por ende en la interpretación la geometría de este pliegue esta alterada por el proceso de plegamiento por flexura de falla posterior al de despegue, lo que nos dificulta aproximar la profundidad en la cual se debe de interpretar la superficie dicha superficie de despegue.

Un punto interesante por resaltar es la sucesión de los eventos de deformación, ya que si bien para los pliegues 1,2 y 3 es un poco difícil distinguir cual de ellos es primero dado que los tres tienen estratos de crecimiento de la misma edad; al compararlos con el Pliegue 4 se puede observar que los que son estratos de crecimiento para este pliegue marcados en color verde, morado y azul (Fig. 30), son las cimas estratigráficas para los pliegues 1 2 y 3 (Fig. 28), lo cual nos indica que el Pliegue 4 es más antiguo que ellos.



Análisis Estructural del Pliegue 5

Para este pliegue se propone un origen cinemático de plegamiento con despegue, el cual, como se mencionó anteriormente el núcleo del anticlinal está compuesto por un cuerpo de

sal , este cuerpo se emplaza dentro del Cretácico Inferior, sin embargo resulta muy complicado el determinar su procedencia ya que este tipo de cuerpos tienen un desplazamiento tridimensional muy heterogéneo. Mediante el análisis de la estratigrafía, se puede determinar que la edad de inicio de este pliegue es Eoceno Medio ya que podemos ver como esta unidad estratigráfica se adelgaza sobre la cima del pliegue, además de tener un relieve más suave que las capas pre-cinemáticas deformadas durante este evento; mientras que termina durante el Oligoceno Tardío, además también es posible observar una reactivación más joven posiblemente durante el Mioceno Medio aunque ya de mucho menor trascendencia en cuanto a la deformación ocasiona a esta estructura (Fig. 28 y Anexo II).

6.2. Restauración Secuencial.

Basamento.

El primer componente de la sección es el basamento de edad Permo-Triásica, de composición granítica más joven o metamórfica más antigua. (Fig. 31).



Fig. 31. Sección oblicua referente al Permo-Triásico en el cual se desarrolla el basamento.

Jurásico.

Durante el Jurásico debido a la apertura y dispersión de Pangea se forman grabenes de basamento sobre los cuales se depositan sedimentos continentales constituidos principalmente por lechos rojos, posteriormente en el Calloviano se da lugar a un proceso

de transgresión marina con circulación sumamente restringida formando extensos cuerpos de aguas con un muy alto contenido salino (Padilla y Sánchez 2007).

En la siguiente figura se puede observar como el Jurásico marcado en color azul se deposita rellenando las fosas creadas en los grabenes de basamento, lo que nos produce cambios considerables de espesor dentro de dichas fosas para el Jurásico ocasionado por el proceso de extensión.

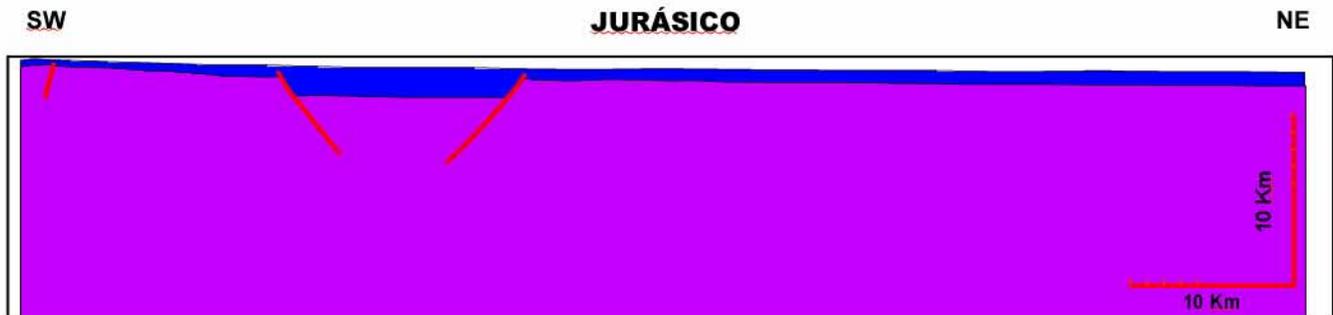


Fig. 32. Sección oblicua correspondiente al Jurásico.

Cretácico Temprano

Durante el Cretácico Temprano en general se continúa con las extensas plataformas de carbonatos formadas durante el Jurásico Tardío, lo que denota un ambiente tectónico muy estable, solo alterado por una suave subsidencia hacia el NE. En la Fig. 33 se puede observar como el Cretácico Inferior marcado en color verde se deposita con un espesor muy constante y sobre un perfil topográfico con pendiente suave.



Fig. 33. Sección oblicua representando el Cretácico Temprano, en el que se deposita el Cretácico Inferior en un ambiente tectónico estable.

Cretácico Tardío.

Durante este lapso prácticamente no existieron cambios que puedan ser visibles en la restauración secuencial de la sección, sin embargo durante este periodo el aporte de sedimentos clásticos provenientes del Oeste de México aumentó permitiendo el depósito de gruesos paquetes tal como la formación Méndez compuesta por calizas arcillosas, también es posible encontrar a lo largo de la Sierra Madre Oriental delgados horizontes de bentonita lo que indica actividad volcánica (Padilla y Sánchez 1986) aun cuando no es común encontrar vestigios de ello en esta zona.



Fig. 34. Sección oblicua representando el Cretácico Tardío, en el cual se deposita el Cretácico Superior en un ambiente tectónico estable.

Paleoceno Tardío.

El Paleoceno se deposita bajo el inicio tectónico de las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide lo que favoreció un mayor aporte de sedimentos clásticos, depositados como abanicos submarinos en las zonas que aun se encontraban sumergidas. Como se puede observar en la siguiente imagen, la subsidencia continúa incrementándose hacia la parte NE de la sección; sin embargo aun no se tiene ninguna estructura formada sobre el Paleoceno ocasionada por algún ambiente tectónico sino que se deposita de manera suave tratando de conservar el espesor.

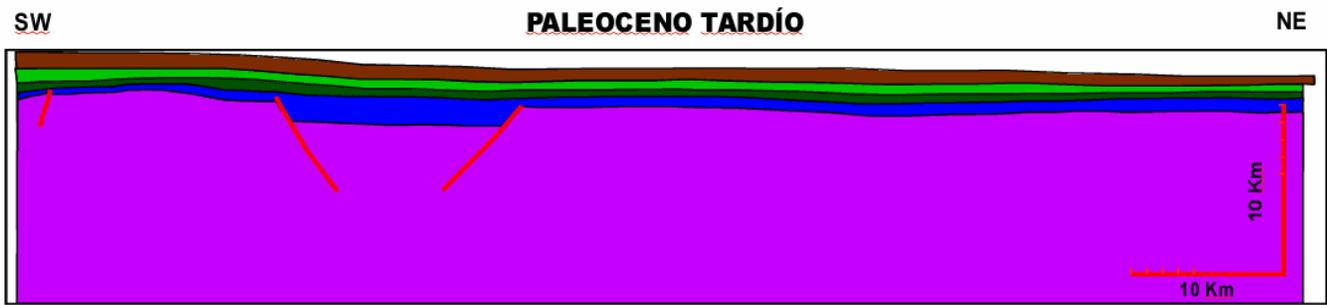


Fig. 35. Sección oblicua representando Paleoceno Tardío, en el cual se deposita el Paleoceno Superior con el inicio de la Orogenia Laramide, ocasionada por la subsidencia de la Placa Farallón sobre la Norteamericana.

Eoceno Temprano.

En el Eoceno Temprano se presenta una fuerte subsidencia en el graben formado durante el Jurásico, el cual había permanecido inactivo durante el Cretácico y Paleoceno; dicha subsidencia provocó que la columna subyacente al Eoceno Inferior sufriera un desplazamiento de aproximadamente 1.5 km. (Fig. 36). Además de que el Eoceno Inferior mostrado en color café claro presenta grandes variaciones en su espesor ensanchándose dicho desplazamiento dentro tramo limitado por las fallas de basamento generadoras del graben.

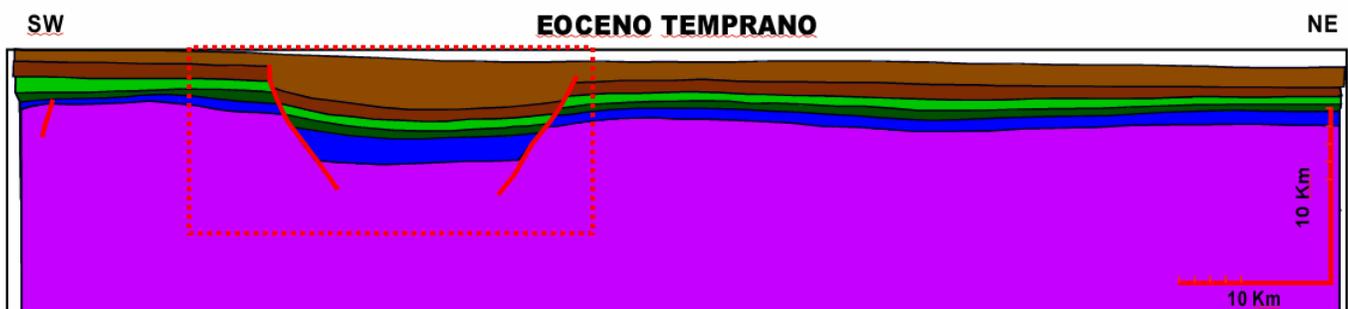


Fig. 36. Sección oblicua representando el Eoceno Temprano, en el cual se observa dentro del recuadro rojo la subsidencia del Graben de basamento que se reactiva y desplaza alrededor de 1.5 km.,

Eoceno Medio.

En el Eoceno Medio tenemos dos eventos: el primero de ellos es el inicio del desarrollo del Pliegue 5 localizado al SW de la sección; el cual se origina debido al emplazamiento de un cuerpo de sal de edad Jurásica probablemente del Calloviano, que empieza su ascenso atravesando la secuencia Jurásica; el segundo es la continuación de la subsidencia que ya se había descrito anteriormente.

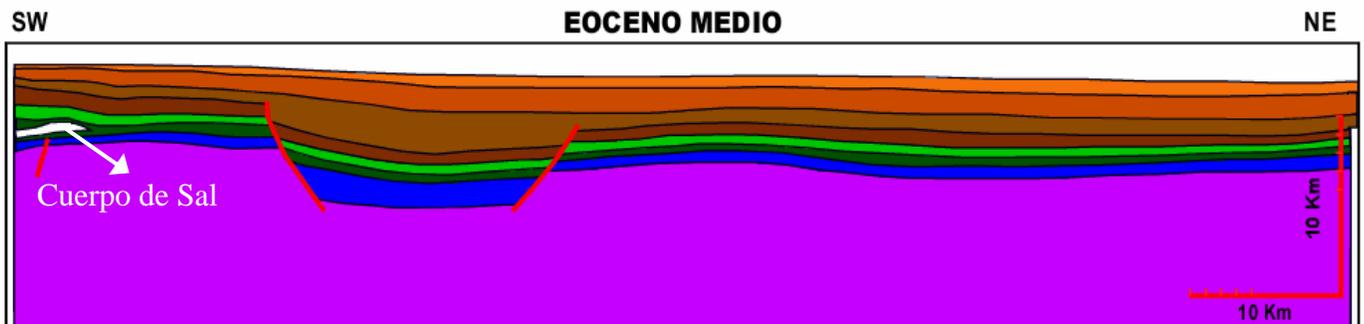


Fig. 37. Sección oblicua representando el Eoceno Medio, en la cual se inicia el emplazamiento de un cuerpo de composición salina en la parte SW de la sección.

Eoceno Tardío.

Para esta época gran parte de la porción ubicada hacia al SW de la sección se encontraba levantada a causa de la Orogenia Laramide, debido a lo cual la columna de sedimentos clásticos en la cuenca aumentaba paulatinamente producto de la erosión de las estructuras levantadas hacia el centro del país. Además este gran aporte de sedimentos propició que la sal y la arcilla de la parte meridional del Golfo de México empezara a moverse formando diapiros, lenguas y canopies de sal (Padilla y Sánchez, *op cit*); en la siguiente sección se muestra la restauración para el Eoceno Superior en la cual es posible observar un cuerpo de sal (según lo reportado por el pozo A) en la porción SW que si bien el análisis de los estratos de crecimiento marcan el inicio de dicho cuerpo para el Eoceno Temprano no es sino hasta el Eoceno Superior que empieza a hacerse palpable la deformación formando un pliegue de despegue con núcleo de sal; lo cual es concordante con lo descrito en la bibliografía.

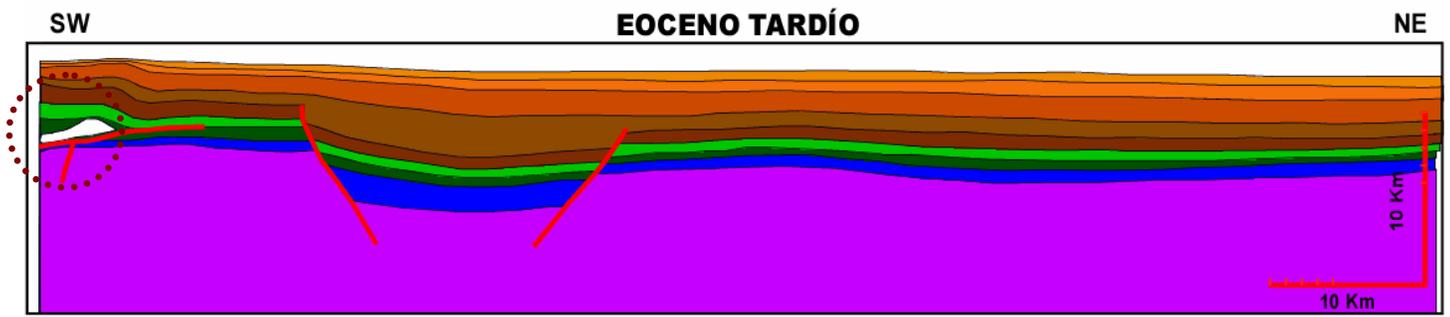


Fig. 38. Sección oblicua representando el Eoceno Tardío, en el círculo se observa el cuerpo de sal, el cual empieza su emplazamiento desde el Eoceno Medio.

Oligoceno.

Durante el Oligoceno (Fig. 39 y 40) continuo el deposito de sedimentos clásticos marcado principalmente por los pliegues en la parte más interna del país ocasionados por la Orogenia Laramide. Durante esta época también se marca el final del plegamiento ocasionado por la intrusión salina, lo cual puede deducir ya que el Oligoceno Inferior se deposita prácticamente horizontal lo que significa que no sufrió plegamiento alguno ocasionado por esta deformación.

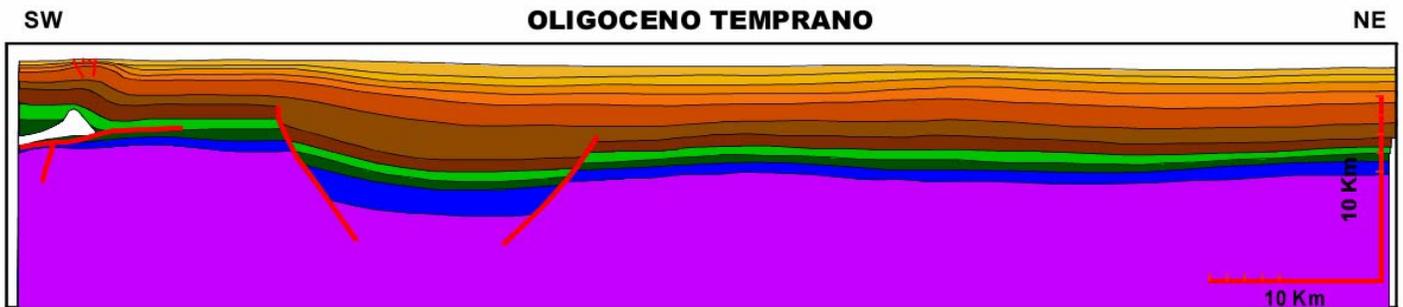


Fig. 39. Sección oblicua representando el Oligoceno Temprano.

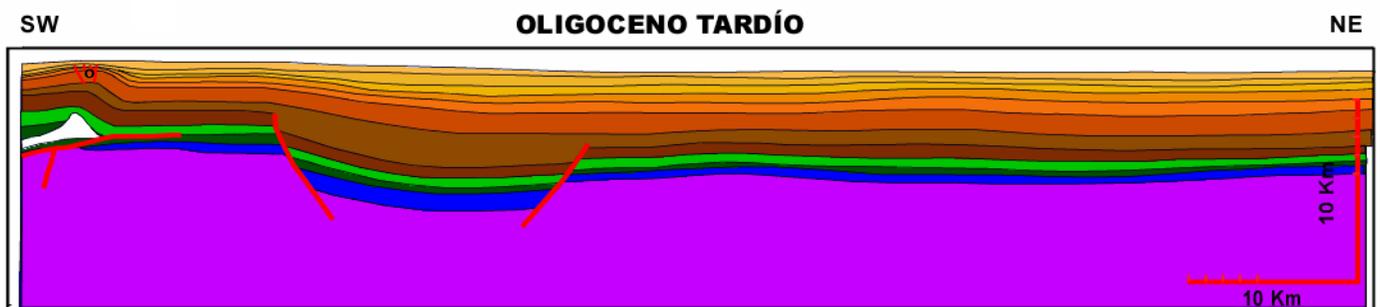


Fig. 40. Sección oblicua representando el Oligoceno Tardío.

Mioceno Temprano.

Como se observa en la Fig. 41 el Mioceno Inferior se deposita discordante al Oligoceno y sin alguna deformación ocasionada por algún periodo de plegamiento; sin embargo también se puede observar que la Cuenca sufrió un incremento en la subsidencia hacia en NE razón por la cual el Mioceno Inferior se engrosa considerablemente en esa dirección.

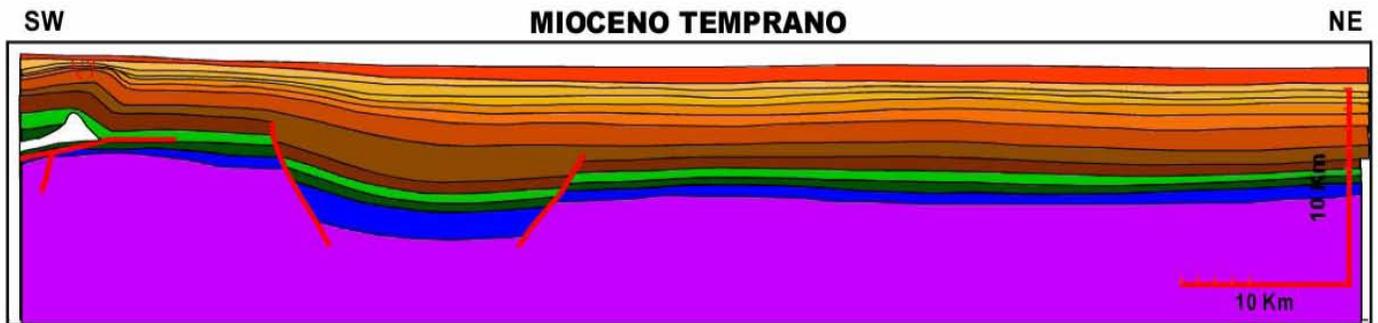


Fig. 41. Sección oblicua representando el Mioceno Temprano.

Mioceno Medio.

Este Período es muy activo ya que en él se desarrollan diversas estructuras:

- En primer lugar la cuenca sufre un levantamiento en la parte NE (Fig.42), dicho levantamiento puede estar asociado a la actividad volcánica de los Tuxtlas.
- Por otra parte el Mioceno Medio se acuña sobre el Mioceno Inferior lo que nos indica que se trata de un estrato de crecimiento que nos relata la historia geológica de la sección. Para explicar esta geometría se describen dos posibilidades:
 - La primera de ellas es el inicio de un pliegue de despegue con un nivel profundo (Fig. 42), dicha teoría como se mencionó en la sección anterior, se basa en la configuración de los estratos de crecimiento, los cuales se acuñan sobre la cresta del Pliegue 4 con diferentes ángulos de inclinación (Fig. 27 y 30); lo que nos denota un Plegamiento por despegue correspondiente al Mioceno Medio.

- Por otra parte, estos estratos de crecimiento al acuñarse están datando el levantamiento que se presenta en la parte NE de la sección, mientras que el cambio en el echado de acuñamiento sea precisamente el progreso del levantamiento.
- Este levantamiento ocasionó que los altos recién formados fueran erosionados alterando considerablemente la columna estratigráfica desde el Eoceno Superior hasta Mioceno Inferior (Fig. 42).
- Por otra parte en la porción SW de la sección el Pliegue 5 formado durante el Eoceno Medio sufrió una pequeña reactivación de magnitud casi imperceptible, en la cual el cuerpo de sal incremento su volumen a su desarrollo final mismo que se conserva hasta la interpretación en la sección reciente (Fig. 27).

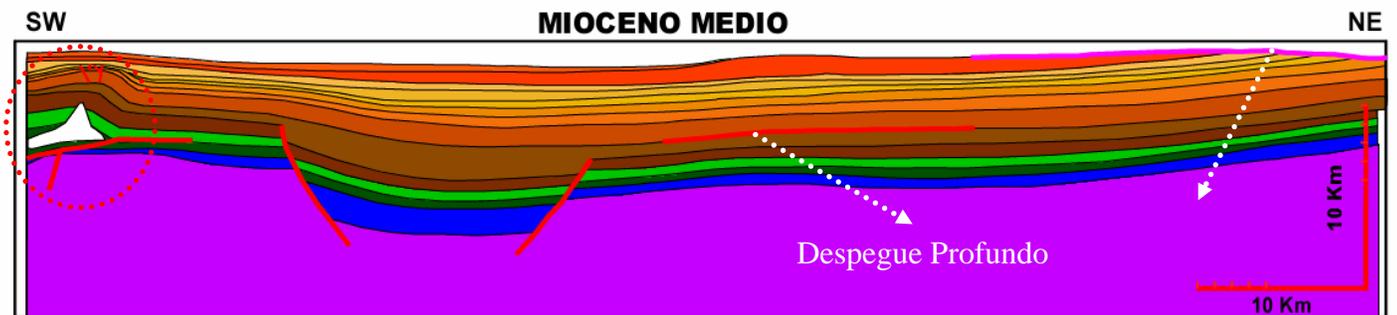


Fig. 42. Sección oblicua representando el Mioceno Medio, en el círculo se observa el plegamiento final ocasionado por el cuerpo de sal; mientras que en la porción NE se distingue en color rosa la discordancia producto del levantamiento.

La siguiente imagen es un paso intermedio del Mioceno Medio en donde se muestra el inicio del proceso de plegamiento mediante el modelo de Flexura de Falla debido a lo cual el Pliegue 4 comienza su cabalgamiento; no obstante al plegamiento, el proceso sedimentario no se detiene depositando cuerpos intercalados de arenas y lutitas que se acuñan sobre la estructura del Pliegue 4 recién formado (Fig.43).

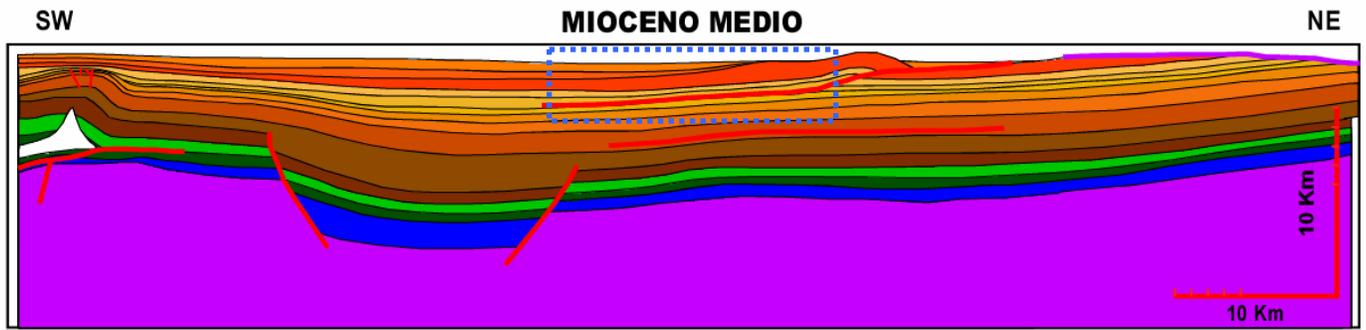


Fig. 43. Sección oblicua representando el Mioceno Medio, en donde se observa el desplazamiento del Pliegue 4 al inicia su ascenso sobre la rampa; dentro del recuadro se representan los estratos de crecimiento acuñándose sobre el pliegue en desarrollo.

Posterior al desarrollo del Pliegue 4, se forma el Pliegue 3, esta secuencia de deformación se basa en que los estratos de crecimiento acuñados en el Pliegue 4 son paralelos y con espesor constante en el Pliegue 3 lo que indica que son cuerpos pre-cinemáticos (Fig. 44).

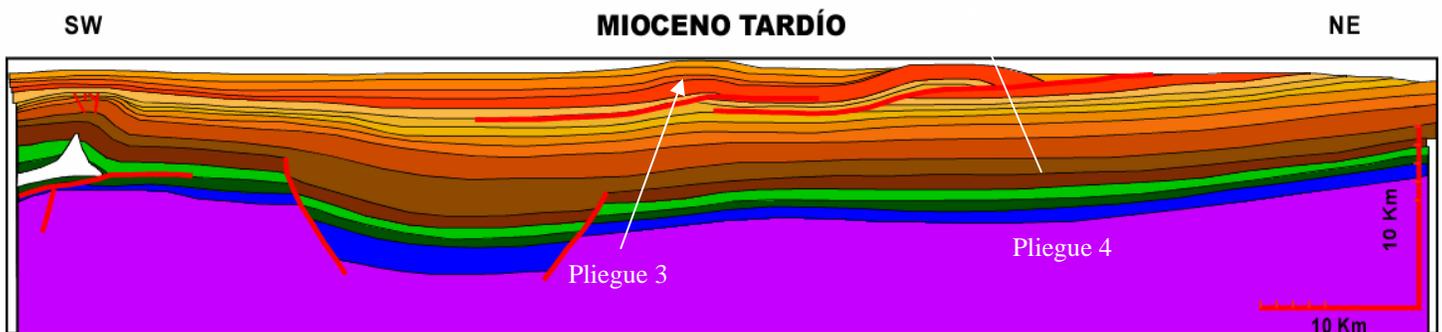


Fig. 44. Sección oblicua representando el Mioceno Superior, se observa la formación del Pliegue 3 de edad más joven que el Pliegue 4.

Mioceno Tardío

Finalmente para concluir los procesos de deformación tiene lugar la formación de los Pliegues 1 y 2, aunque cabe aclarar que la sucesión cronológica entre estos dos pliegues y

el Pliegue 3 es confusa, ya que al menos empleando un análisis sencillo no existe evidencia que nos defina claramente si la secuencia de plegamiento es en esa dirección (Fig. 45).

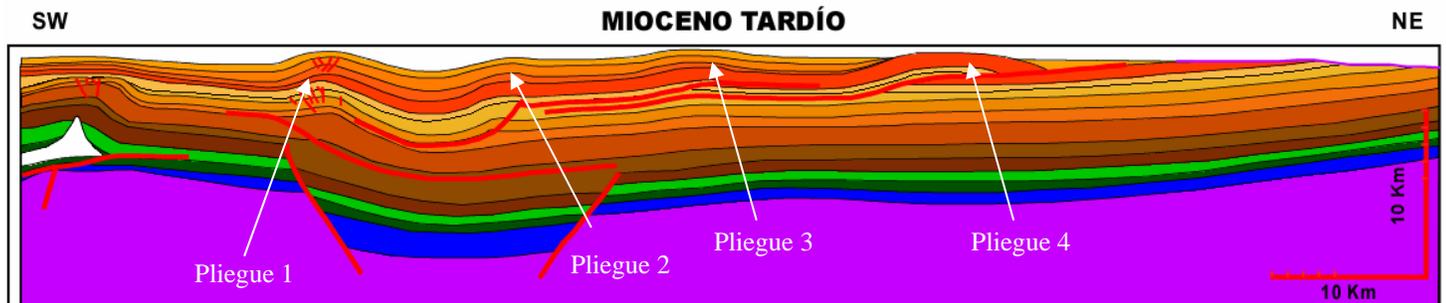


Fig. 45. Sección oblicua representando el Mioceno Superior, en donde se observa el desplazamiento del Pliegue 4 al inicia su ascenso sobre la rampa.

Para marcar claramente el final de la deformación se deposita la cima del Mioceno Superior manera discordante a las capas subyacentes (Fig. 46).

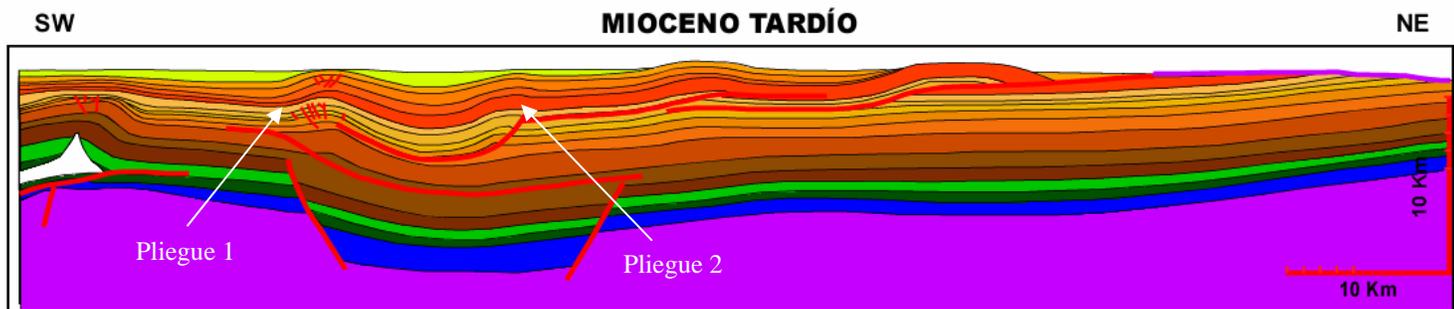


Fig. 46. Sección oblicua a la sección en la que se observa que durante el Mioceno Tardío se forman los Pliegues 1 y 2.

Plioceno Temprano

Suprayacente al Mioceno Superior se deposita el Plioceno Inferior en un ambiente tectónico pasivo, por lo cual en la sísmica se observa una estratigrafía casi horizontal interrumpida por una gran cantidad de discordancias de carácter más particular que regional.

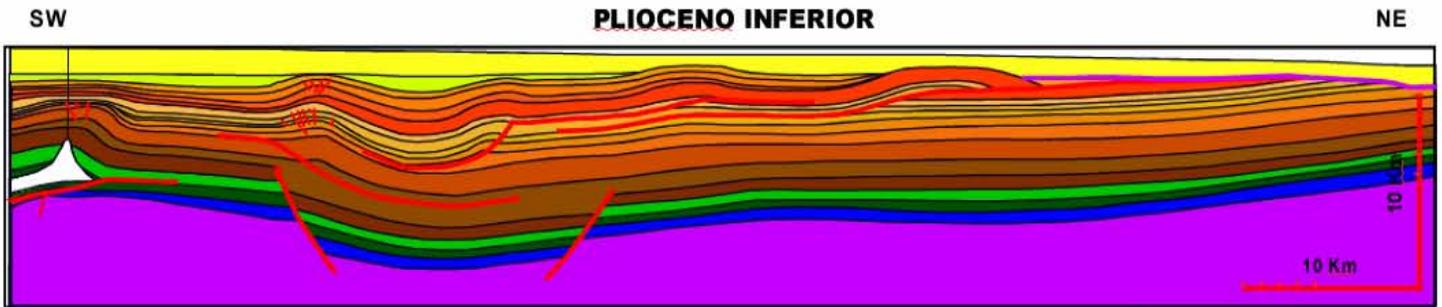


Fig. 47. Sección oblicua a la sección en la que se observa que durante el Plioceno Temprano el cual se deposita de manera regular en un ambiente estable.

CONCLUSIONES.

La Cuenca de Veracruz ha sufrido diversos procesos de deformación que generaron modelos estructurales con una amplia diversidad tanto de extensión como de contracción. Entre ellos podemos distinguir tres principales:

1. Extensión. El cual inicia con la generación de un graben Jurásico este graben se reactiva en el Eoceno Temprano tal y como se observa en la Fig. 36. Sin embargo el desplazamiento lateral de las fallas y por ende la extensión continúa hasta el Mioceno Tardío (Fig. 45) debido a la fuerte subsidencia ocasionada por la basta columna de sedimentos terrígenos terciarios que se iban depositando a lo largo del tiempo geológico. Esta deformación ocasiono un desplazamiento total de 4.23 km de los cuales 3.6 km corresponden a la extensión ocasionada por la generación de las fallas (Fig. 48); mientras que los restantes 0.63 km se debieron al desplazamiento por subsidencia (Fig. 49).

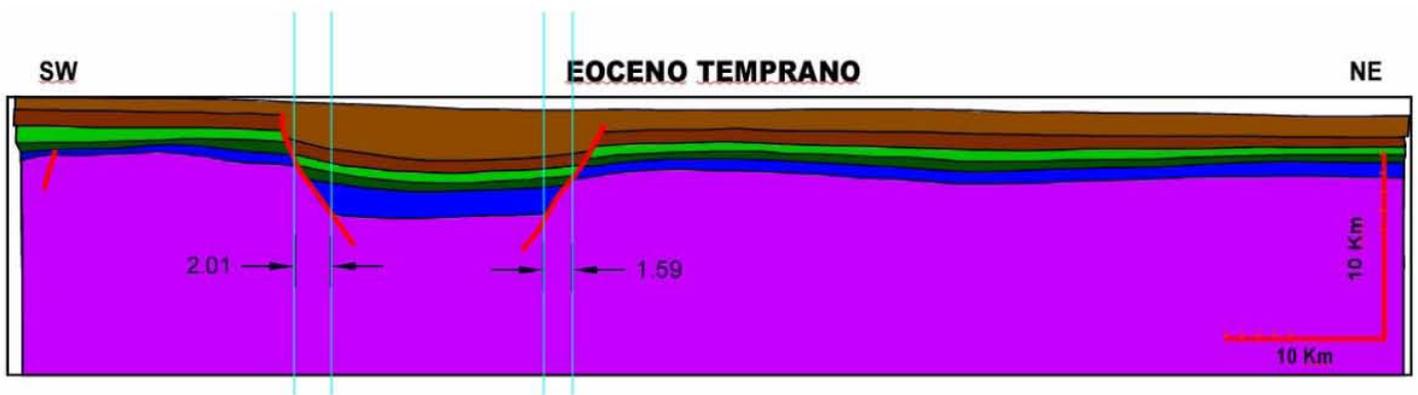


Fig. 48. En esta sección se muestra el desplazamiento de extensión ocasionado por las fallas de basamento formadas en el Jurásico y reactivadas en el Eoceno Temprano.

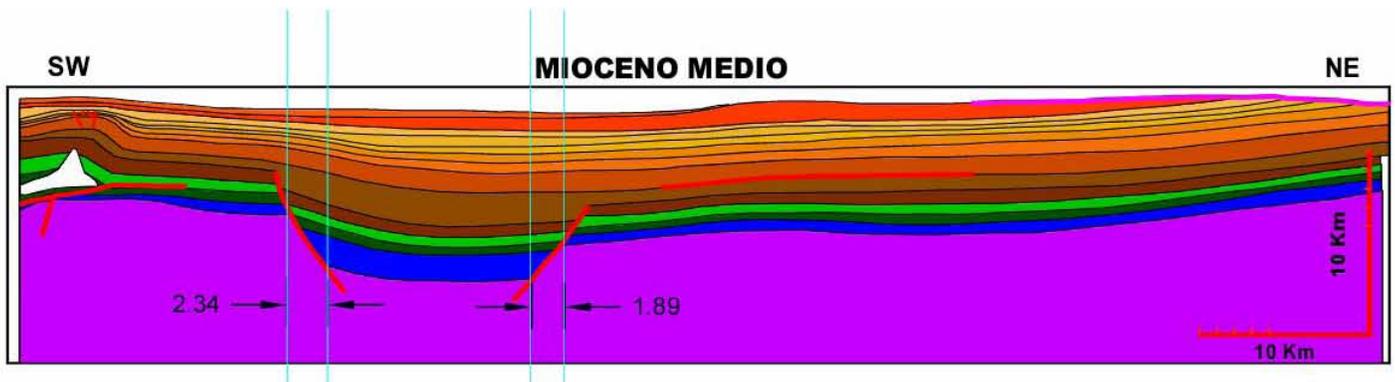


Fig. 49. En esta sección se muestra el desplazamiento de extensión ocasionado por la subsidencia de las secuencias clásticas terciarias suprayacentes.

2. Contracción Laramídica. El primero de ellos se inicia en el Eoceno Medio generando un pliegue de despegue con un núcleo de composición salina, la superficie de despegue para este pliegue se desarrolla sobre el Cretácico Inferior, sin embargo el origen de la sal es incierto aun cuando muy probablemente corresponde al Calloviano ya que gran parte de la sal que se encuentra en el Golfo de México tiene este origen (Padilla *op.cit*); este plegamiento deforma toda la columna comprendida entre el Cretácico y el Oligoceno Tardío aunque parece tener una pequeña reactivación en el Mioceno Medio.

Algo importante por mencionar es que si bien este tipo de deformación crea pliegues abruptos con estructuras de gran tamaño, la relación desplazamiento deformación es pequeña ya que no se propagan distancias considerables sobre alguna superficie ni tampoco se montan en una rampa, sus desplazamiento en este caso no pasan de algunos cientos de metros.

3. Contracción Miocénica. En este periodo de deformación se tienen ambos tipos de relaciones desplazamiento deformación; por ejemplo el Pliegue 4 (Fig. 28) se desplazo aproximadamente 6 Km si tomamos como referencia la sección oblicua a la deformación; sin embargo en la sección perpendicular el desplazamiento es de 2.7 Km. De manera semejante ocurre con el Pliegue 3 el cual sin embargo presenta un desplazamiento de 1.2 Km, no obstante la sección es oblicua a la dirección de la deformación; por lo cual el desplazamiento dicho desplazamiento es exagerado con relación al verdadero, el desplazamiento real aplicando la corrección a la dirección de la sección es en realidad menor a los 0.5 Km.

Por otra parte tenemos los Pliegues 1 y 2 en los cuales semejante al Pliegue 5 la deformación es mucho mayor en comparación con el desplazamiento este debido al que el mecanismo de plegamiento no involucra desplazamiento sobre una rampa. De la restauración se obtuvo que la contracción mayor es de 0.91 Km (Fig.50); también podemos observar que la “*loose line*” tiene una tendencia decreciente la cual es una geometría congruente con las reglas de balanceo.

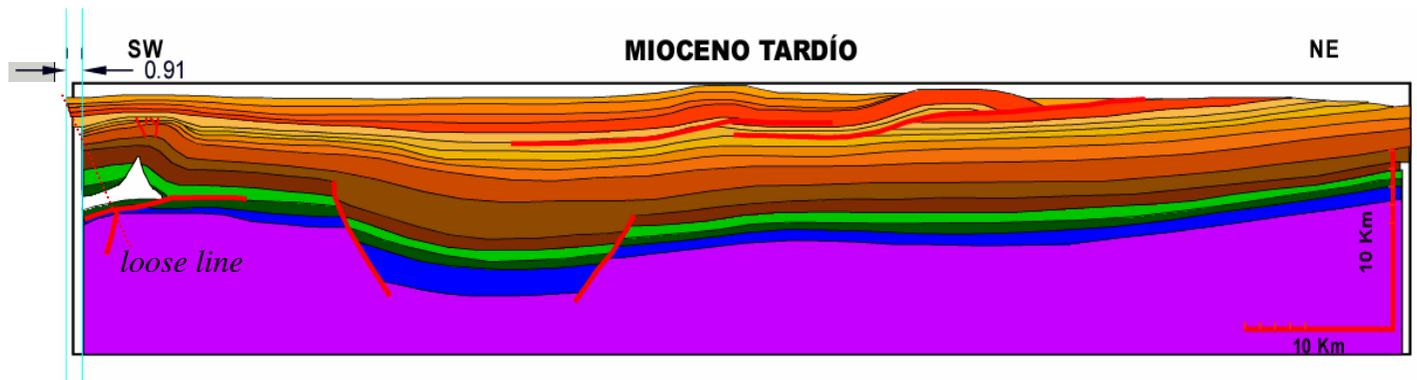
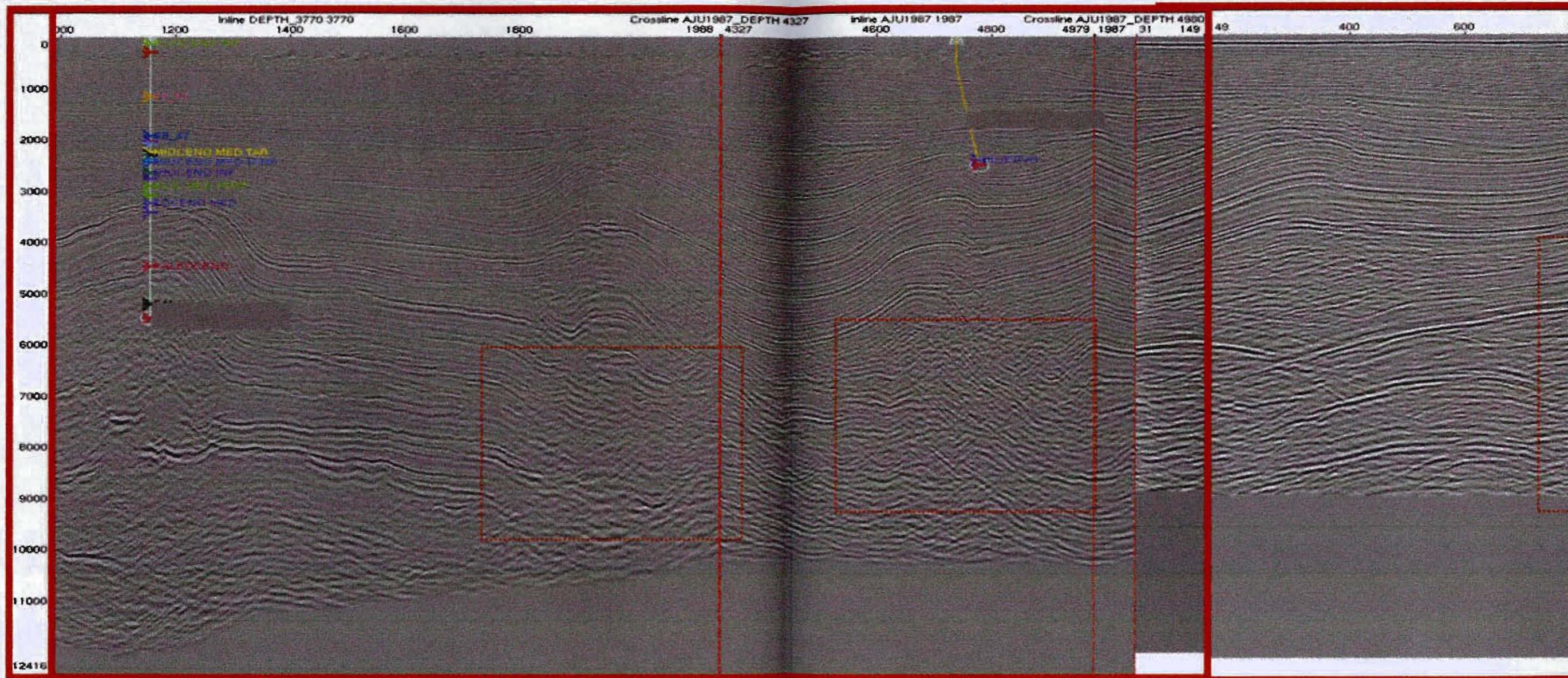


Fig. 50. En esta sección se muestra la sección restaurando los pliegues 1 y 2 en la cual observamos que la *loose line* tiene una tendencia decreciente; además de que la deformación es de 0.91Km, para obtener este valor nos basamos en la conservación de longitud de la secuencia.

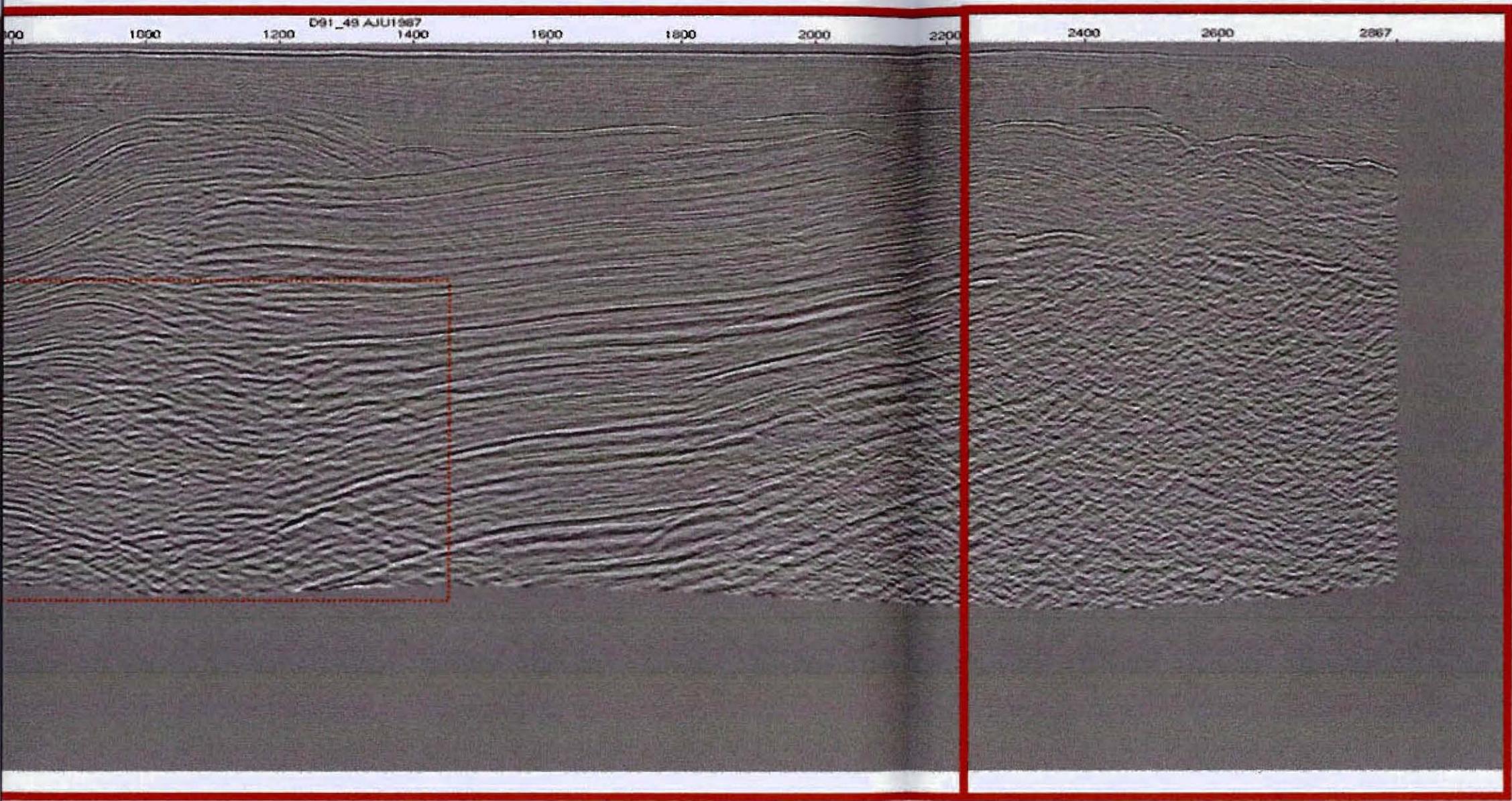
El conocer que tanto se deformaron o que tanto se desplazaron las capas debido a algún periodo ya sea de compresión o de extensión en la Cuenca es de gran interés académico y de investigación ya que a partir de estos datos se puede conocer la influencia que tuvo algún evento orogénico y ayudarnos de ello para proponer un modelo sedimentario en la Cuenca de Veracruz y tratar de compararla con lo ocurrido en otros lugares por ejemplo la Cuenca Tampico Misantla.

Sin embargo el principal aporte de este trabajo es a cuestiones prácticas en la industria petrolera ya que el conocer la edad en la cual se generaron las estructuras es un dato imprescindible en el modelado geoquímico de los sistemas petroleros debido a que es uno de los elementos para determinar la sincronía de todos los componentes del sistema y determinar si estas estructuras pueden ser oportunidades que generen reservas.

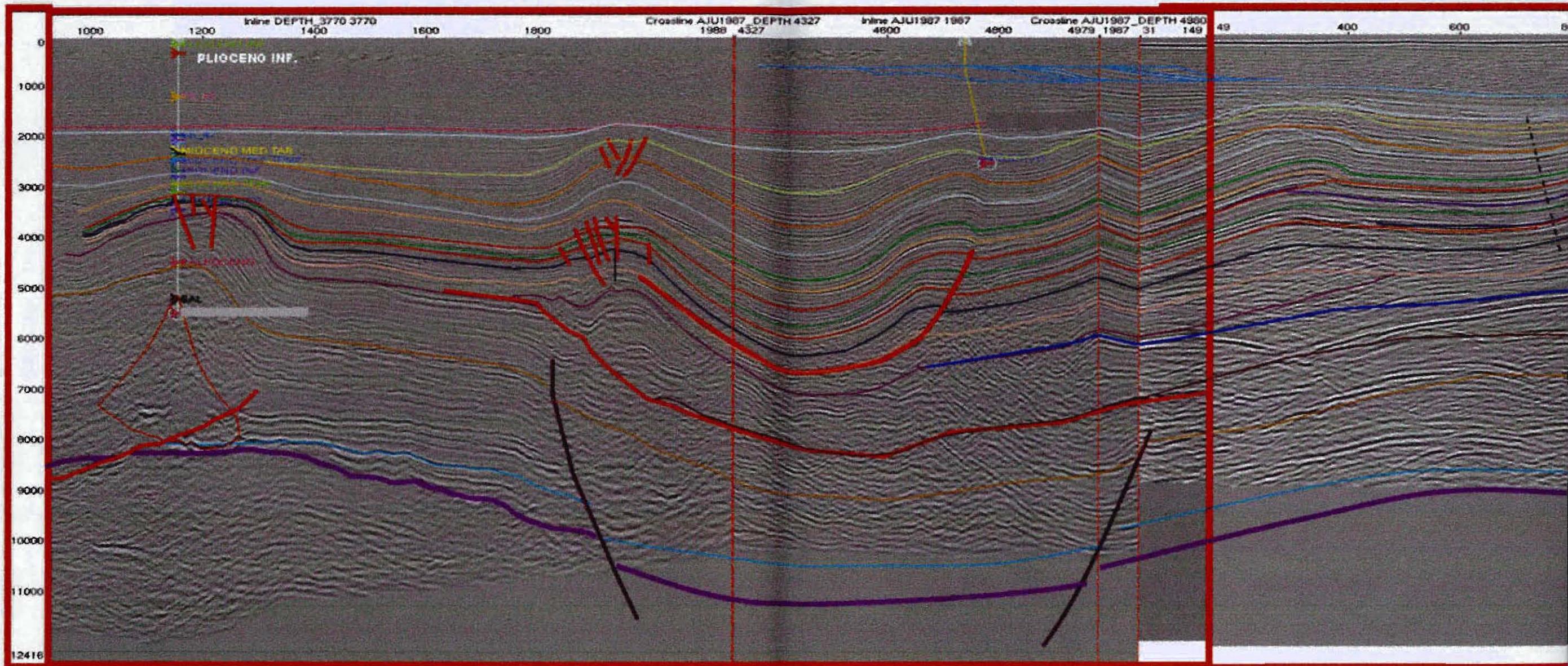
Finalmente la interpretación realizada a la sección sísmica cumplió con las reglas del balanceo ya que posible restaurar la sección de manera balanceada; no obstante es importante recordar que no necesariamente es la correcta ya que puede haber otras interpretaciones que también cumplan con todas las reglas que dicta el balanceo estructural de secciones.



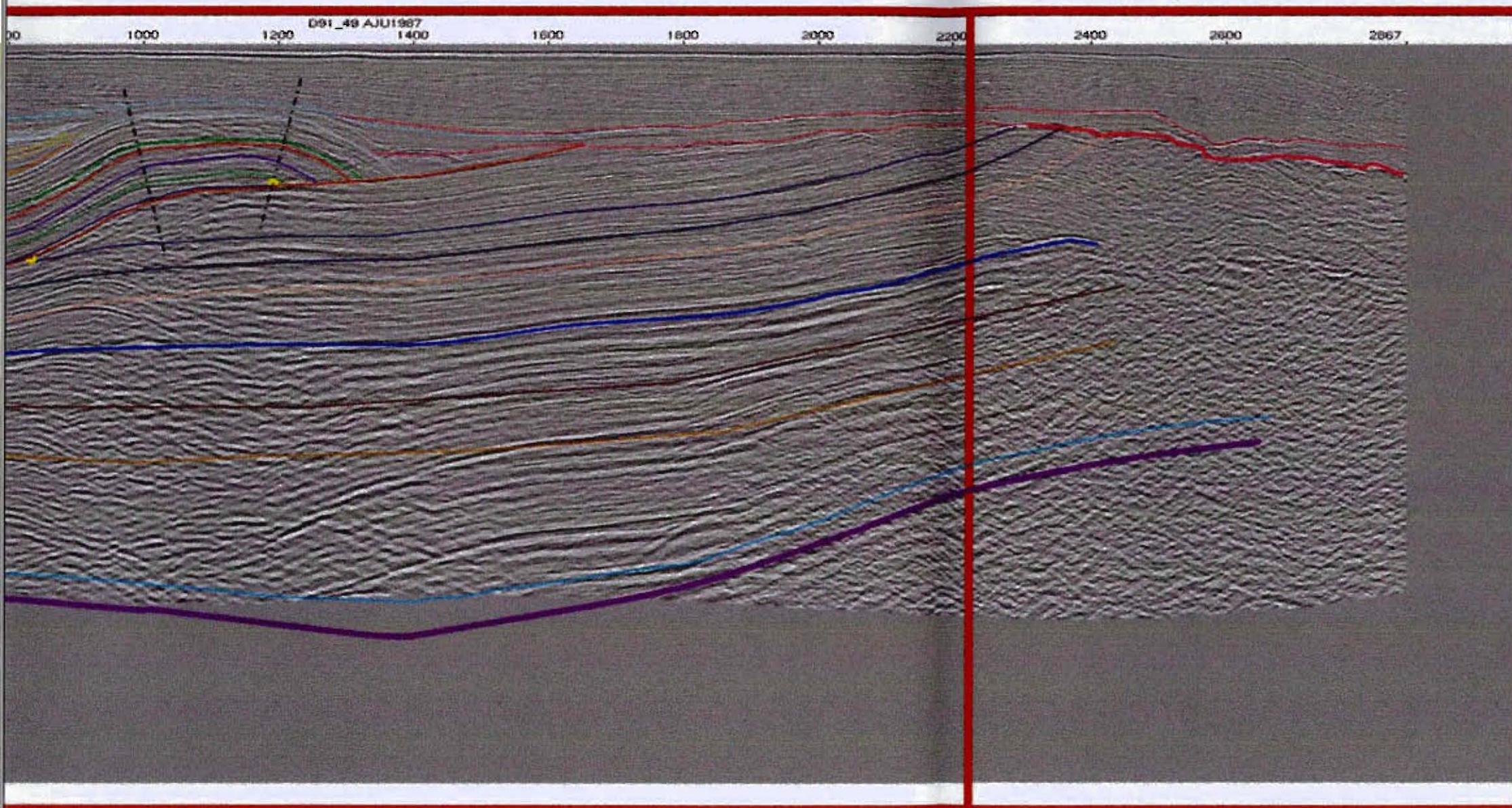
Anexo II. Sección sísmica original en profundidad sin interpretación; se puede observar en los recuadros rojos los problemas de migración, también son visible los



los problemas de resolución principalmente bajo las estructuras tales como pliegues y fallas.



Anexo III. Sección sísmica original en profundidad, en la cual se interpretan los horizontes y las estructuras más relevantes, en la parte superior aproximadamente observar el cuerpo de sal relleno el pliegue 5; es importante mencionar que la sección es oblicua a la dirección principal de transporte.



a los 500 m de profundidad se pueden observar en color azul claro las progradaciones. En la parte izquierda se puede

BIBLIOGRAFÍA

Amador D.A, Cartografía, petrología y geoquímica de la parte oriental del Macizo de Palma Sola, Costa Central del Estado de Veracruz. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México, 92 p.

Aranda Mario,. 1999. Evolution of Neogene Contractonal Growth Structures, Sourhern Gulf of Mexico. Tesis de Maestría. Universidad de Austin Texas, 149 p.

Bally, A., Gordy, P. And Stewart, G.1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains.: Bulletin of Canaidan Structural Geology 14, 337-381.

Cooper, M. 1983. The calculation of bulk strain in oblique and inclined balances sections.: Journal of Structural Geology 6, 613-614.

Dahlstrom, C.D.A., 1984, Balanced cross sections.:Canadian Journal of Earth Sciences 6, 743-757.

Dahlstrom, C.D.A., 1990, Geometric Constraints Derevied from the Law of Conservation of Volume and Applied to Evolutionary Models for Detachment Folding.: AAPG, v.74, No.3, p. 336-343.

Declan G. De Paor, 1988, Balanced Section in Thrust Belts, Part 1: Construction.: AAPG Bulletin, v.72, No. 1, p. 73-90.

Elliot, D. 1983 .The construction of balanced cross sections.: Journal of Structural Gology 5, 101p.

Gibbs, A.D., 1982, Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics.: Journal of Structural Geology, 5,p.153-160.

Groshung, R. H. 3-D Structural Geology. Springer, 1999, Germany.

Hansen, E., Strain Facies: Springer-Verlag, New York 1971.

Marrett R 1998., Strain and stress.: Journal of Structural Geology 21,p. 1057-1063.

Marshak, S., 2004. Salients, Recess, Arcs, Oroclines, and Syntaxes- A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts.: AAPG Memoir 82, p. 131-156.

Mitra, G., Marshak, S. Basic methods of structual geology, ed. Prentice Hall, 1988, USA.

Namson, Jay. Balanced Cross Sections in Hydrocarbon Exploration and Production.

Padilla y Sánchez, R.J.,2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIX, Núm,1, p. 19-42.

Poblet, J., McClay, K., et. al.,1996, Geometries of syntectonic sediments associated with single- layer detachment folds.: Journal of Structural Geology 19, 369-381.

Price, R. A., 1981, The Cordilleran foreland thrust and fold bend in the southern Canadian Rocky Mountains; in McClay, K.R. and Price, N.J., Thrust and Nappe Tectonics.: Geological Society of London Special Publication 9, p. 427-448.

Rowan, M. G., 1997, Three-dimensional geometry and evolution of a segmented detachment fold, Mississippi Fan foldbelt, Gulf of Mexico.: Journal of Structural Geology, v. 19, Nos. 3-4, p. 463-480.

Salvador, A., Origin and development of the Gulf of Mexico basin. En: Salvador, A. ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v.J.

Scott, M and Connie, L., 2001, Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings.: AAPG Bulletin v. 84, No.10, p. 1759-1770.

Storti, F., Poblet, J., 1997 Growth strata architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inference of fold kinematics.: Tectonophysics 282, 353-373.

Tozer, R.S., Butler, R.W., y Corrado, S., 2002, Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic model of the Central Apennines,Italy.: European Geosciences Union 2002, Special Publication Series,1,p. 181-194.

Wilkerson, M.S., Smaltz, S.M., Rowman, Fischer, P. M., 2006, 2-D and 3-D modeling of detachment folds with hinterland inflation: A natural example from the Monterrey Salient, northeaster Mexico.: Journal of Structural Geology, 29, p. 73-85.

Woodward, B., Boyer, E. and Suppe, J. Balanced Geological Cross-Sections. American Geophysical, Union, D.C. Short Course, USA, 1988.

Zapata, T. R. and Allmendinger, R. W., 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina.: Tectonics 15, 1065-1083.