

Ernesto Cristallini

Liniers 615
(1602) Vicente López
Buenos Aires - ARGENTINA
Cel: 15-4889-1545
Tel/Fax: (5411) 4795-5102
e-mail: ernesto@gl.fcen.uba.ar

Curso

Estructuras Comunes en Cuencas Sedimentarias Deformadas



**REPSOL
YPF**



UBA
Ciencias Geológicas

2000

INTRODUCCIÓN A LAS FAJAS PLEGADAS Y CORRIDAS

Curso teórico-práctico

Ernesto O. Cristallini

Departamento de Ciencias Geológicas (UBA)
Ciudad Universitaria - Pabellon II
1428 Buenos Aires - ARGENTINA
Teléfono: (5411) 4576-3329
Fax: (5411) 4795-5102
e-mail: ernesto@gl.fcen.uba.ar



2000

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Indice

Indice	3
I. Las fajas plegadas y corridas (FPC)	4
Introducción	4
Nomenclaturas de estructuras dentro de una FPC	8
Mecanismos de formación (cuña de Coulomb) y zonación de una FPC	8
Corrimientos fuera de secuencia (out-of-sequence-thrust, OST)	11
Cuencas de antepaís, historia de deformación de la FPC	12
II. Estructuras desarrolladas en una FPC	2-1
<i>(ATENCIÓN: nótese el cambio de numeración respecto a otros capítulos)</i>	
Introducción	
Pliegues de flexión de falla	2-1
Cizalla interestratal	2-6
Pliegues de flexión de falla de multiflexión-multikink	2-9
Pliegues de propagación de falla	2-12
Pliegues de propagación de falla de espesor constante	2-13
Pliegues de propagación de falla de charnela fija (espesor No constante)	2-15
Pliegues de propagación de falla transportados	2-17
Pliegues de propagación de falla de cizalla triangular	2-19
Los principales parámetros del modelo de <i>trishear</i>	2-24
Cizalla triangular del limbo dorsal	2-25
Cizalla Inclinada	2-27
Pliegues por despegue	2-27
Pliegues de propagación despegue	2-32
Análisis geométrico, cinemático y dinámico	2-36
III. Sistemas de corrimientos	48
IV. Estratos de crecimiento	56
Crecimiento en pliegues de flexión de falla	58
Crecimiento en pliegues de propagación de falla	60
Diagramas de separación vertical	61
V. Inversión tectónica	63
Estructuras extensionales	63
Estructuras de <i>rollover</i> y crecimiento en fallas directas	68
Estructuras doble <i>rollover</i>	73
Despegue inferior de un sistema extensional	75
Estructuras de inversión tectónica	76
Reactivación selectiva en regiones de inversión tectónica	82
VI. Reconstrucción palinspástica. Cálculo de acortamiento y estiramiento	86
Introducción teórica	86
Reconstrucción por longitud de líneas	87
Reconstrucción por áreas	87
Métodos combinados	89
Reconstrucción por partes	92
Cálculo de acortamiento y estiramiento	92
Bibliografía	93

I. Las fajas plegadas y corridas (FPC)

Introducción

La corteza terrestre se deforma para acomodarse al continuo movimiento de placas que sucede sobre el globo terrestre. Es así que las rocas son sometidas tanto a grandes esfuerzos compresivos, como a relajamientos y extensiones importantes. Las fajas plegadas y corridas (*fold and thrust belts*) se vinculan a los primeros y se desarrollan en los márgenes convergentes de placas, esto es, en zonas de subducción tipo andina o en zonas de colisión continental. Las estructuras más características de dichas fajas son los pliegues, las fallas inversas y corrimientos.

La vergencia de una faja plegada y corrida nos indica el sentido de transporte tectónico y es opuesta a la inclinación de la mayoría de las fallas y planos axiales de pliegues de la región. Es decir que si por ejemplo las fallas y planos axiales de una faja plegada y corrida inclinan al oeste, la vergencia es oriental (*ejemplo*: Precordillera Central y Occidental). Si la vergencia es opuesta a la inclinación de la zona de subducción relacionada con la faja plegada y corrida (FPC), se dice que ésta es *sintética* de lo contrario es *antitética* (es decir que en la FPC sintética, la mayoría de las fallas y planos axiales inclinan en la misma dirección que la zona de subducción relacionada, y en la antitética hacia una dirección opuesta). En la figura 1.1 pueden verse dos ejemplos de márgenes convergentes en los que se indican los diferentes elementos que los componen. Las FPC sintéticas tienen mayor desarrollo en zonas de colisión, mientras que en regiones de subducción tipo andina, las antitéticas son las más importantes. Roeder (1973) clasificó a las fajas plegadas y corridas en:

- *Antitéticas*: se ubican en el retroarco de un margen convergente (figura 1.1a)
- *Sintéticas*: se subdividen en:
 - Periféricas* o de zonas colisionales (figura 1.1b)
 - De antearco* o complejos de subducción (figura 1.1a)

Los Himalayas corresponden a un claro ejemplo de FPC sintética periférica, la Cordillera de la Costa en Chile, corresponde a una FPC sintética de antearco y el sistema Cordillera Principal-Frontal-Precordillera una FPC antitética (figura 1.2).

Otra clasificación de las FPC se basa en los niveles estructurales involucrados (Rodgers, 1971). Es así que las FPC *de piel fina* o *epidérmicas* (*thin-skinned fold and thrust belt*) son aquellas en las que no se involucra el basamento en la deformación y sólo participa en ésta una delgada capa de sedimentos. Los niveles basales de despegue de este grupo en general no exceden los 7-8 km de profundidad. Las FPC que involucran rocas de basamento se denominan *de piel gruesa* o de *basamento* (*thick-skinned fold and thrust belt*). Las primeras se caracterizan por desarrollar estructuras muy continuas en el rumbo correspondientes a corrimientos de bajo ángulo y plegamientos vinculados donde la separaciones entre los primeros y la longitudes de onda de los segundos son pequeñas (figura 1.3). En general el acortamiento absorbido

por este tipo de FPC es mucho mayor que el de las de piel gruesa pero, en cambio, las elevaciones alcanzadas son algo menores. Ejemplos típicos de FPC de piel fina los constituyen la Precordillera y las sierras Subandinas.

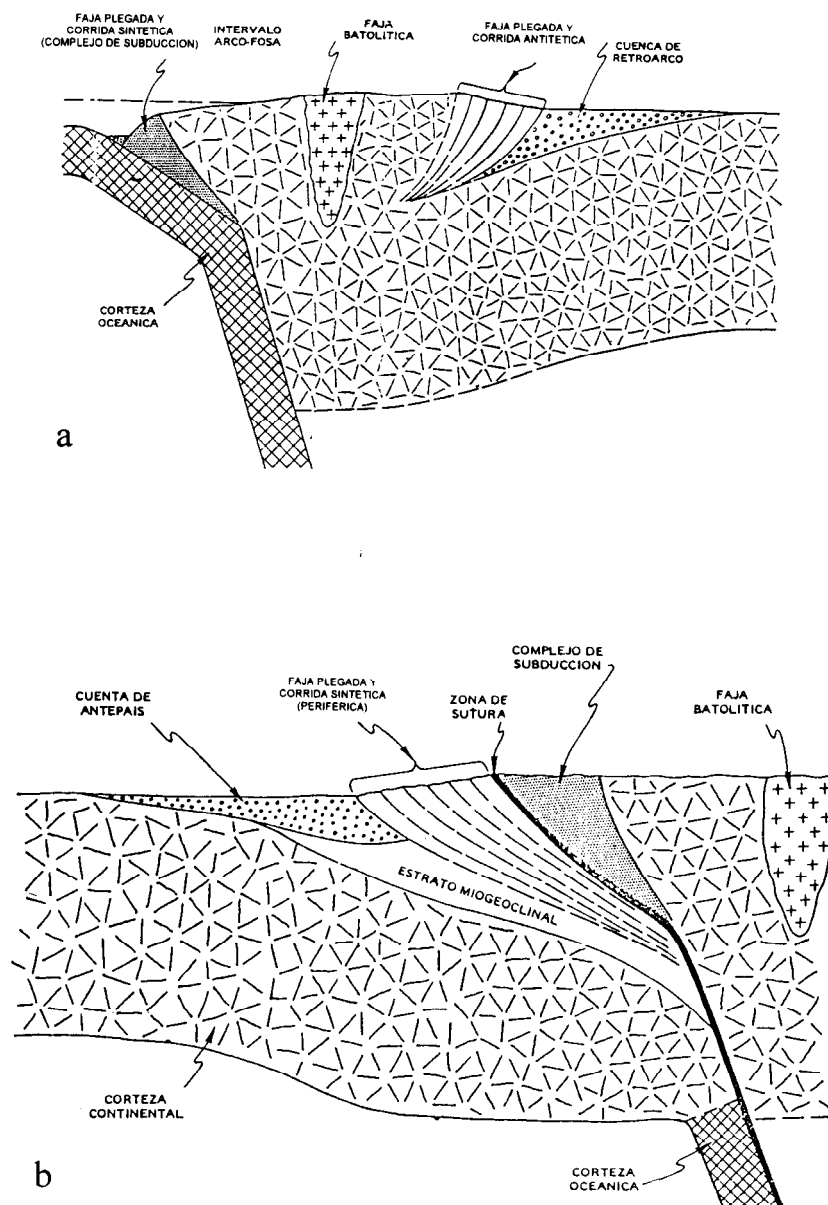


Figura 1.1: *a.* Margen convergente tipo andino. *b.* Margen colisional. Nótese las posiciones de las fajas plegadas y corridas sintéticas y antitéticas.

La participación de rocas de basamento en la estructura de una FPC puede deberse a diferentes causas. Una de ellas, si bien no las más importantes, es el aumento del flujo térmico en una región. Al aumentar el flujo térmico se incrementan

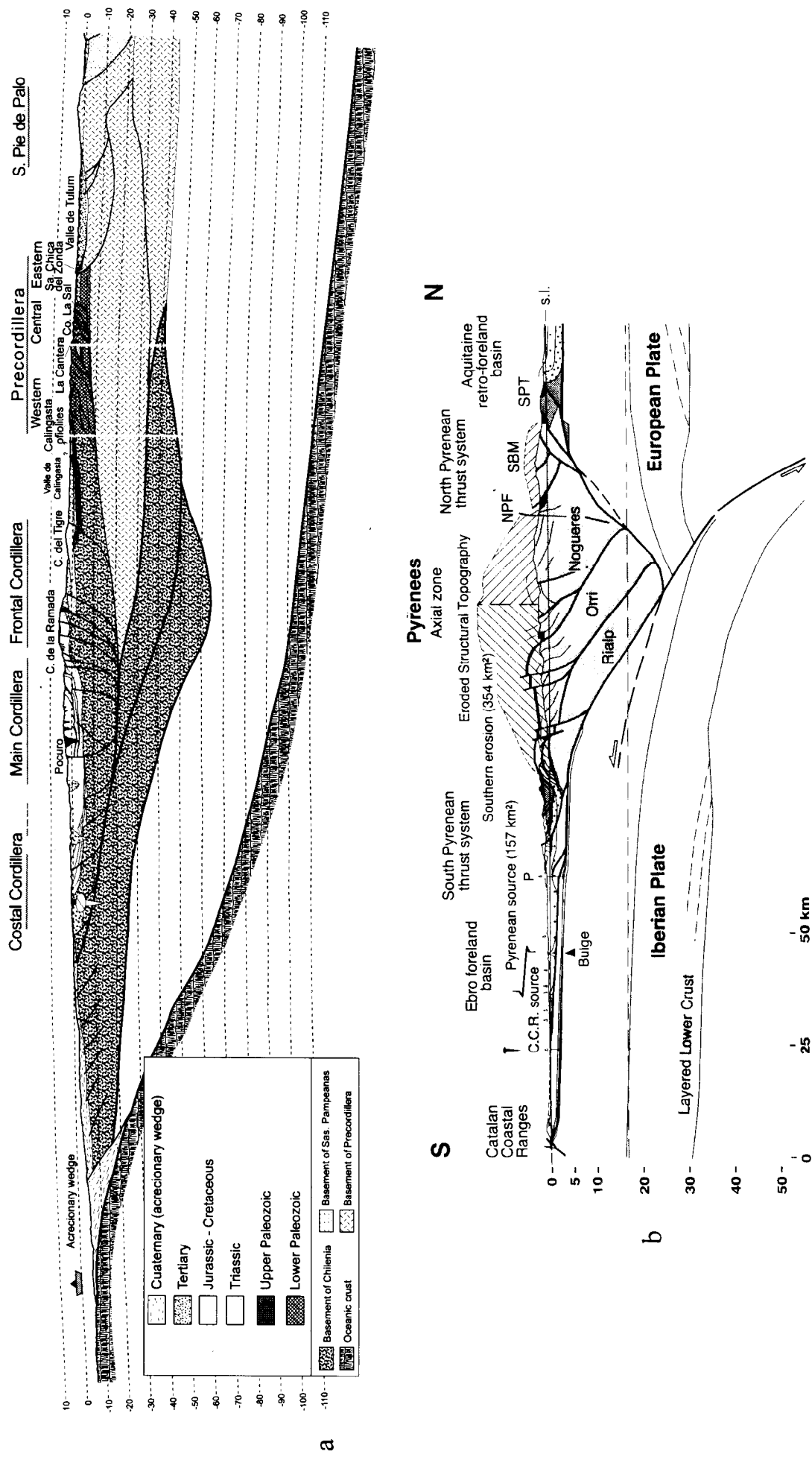


Figura 1.2: *a*. Ejemplo de margen convergente tipo andino (Andes a los 32°S; Cristallini y Ramos, 1997). *b*. Ejemplo de margen colisional (Pirineos orientales; Vergés et al., 1995).

las posibilidades de desarrollo de transiciones frágil-dúctiles en niveles corticales someros (10-15 km de profundidad), éstas pueden constituir niveles de despegue óptimos para el desarrollo de una FPC de basamento. Un ejemplo de este tipo de proceso se observa en la Puna.

Sin embargo, los mecanismos más eficientes por los cuales se involucra el basamento en una FPC, son el de inversión tectónica y el de reactivación de antiguas estructuras o zonas de debilidad. En particular, el primero de ellos es muy común, y se da en mayor o menor grado en la mayoría de la FPC. Las FPC de piel gruesa se caracterizan por estructuras discontinuas a lo largo de su rumbo, importante participación de fallas inversas de alto y mediano ángulo y mayor separación y longitud de onda de los pliegues (figuras 1.3 y 6.5). Son comunes también estructuras transversales y de transferencia de rechazo. En general el acortamiento es menor que en las de piel fina, y la altura es algo mayor. Ejemplos de este tipo de FPC lo constituyen los cordones Mercedario-Ramada-Espinacito, la Cordillera Oriental, el sistema de Santa Barbara, la sierra de San Bernardo, etc. En la figura 1.3 pueden verse ejemplos de FPC de piel fina y de piel gruesa.

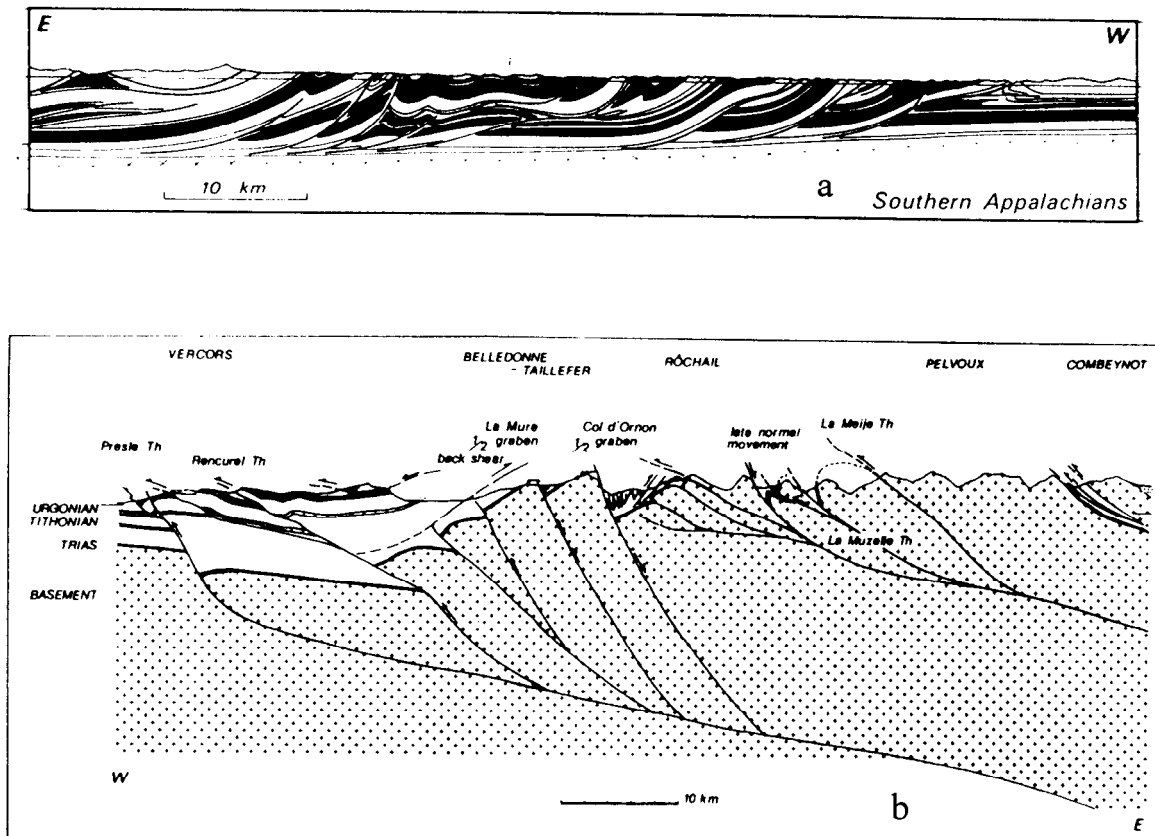


Figura 1.3: *a.* Faja plegada y corrida de piel fina (Apalaches australes). *b.* Faja plegada y corrida de piel gruesa (Vercors, sur de Belledonne).

Nomenclatura de estructuras dentro de una FPC

Las fajas plegadas y corridas están caracterizadas por la presencia de pliegues y fallas inversas. Existe una sistemática de este tipo de estructuras que es imprescindible conocer para poder comprender la extensa bibliografía sobre el tema. A continuación se mencionan las estructuras más comunes en las FPC.

Falla (*fault*): superficie de discontinuidad a través de la cual las rocas han experimentado un desplazamiento relativo significativo.

Falla directa (*normal fault*): falla en que el bloque superior desciende.

Falla inversa (*reverse fault*): falla en que el bloque superior asciende.

Diaclasa (*join*): superficie de discontinuidad a través de la cual las rocas NO han experimentado un desplazamiento relativo significativo.

Fractura (*fracture*): abarca fallas y diaclasas.

Pliegue (*fold*): masa de roca deformada en forma de onda.

Corrimiento o cabalgamiento (*thrust*): falla inversa de bajo ángulo de corte (inferior a 30°).

Sobrecorrimiento (*over-thrust*): corrimiento en que se sabe con certeza que el bloque superior es el activo.

Bajocorrimiento (*under-thrust*): corrimiento en que se sabe con certeza que el bloque inferior es el activo.

Retrocorrimiento (*back-thrust*): corrimiento que inclina para el lado contrario que la mayoría de las estructuras de la FPC. Dicho de otro modo, corrimiento que inclina con el sentido de la vergencia de la FPC.

Corrimiento fuera de secuencia (*out-of-sequence-thrust*): corrimiento que no sigue el orden de fallamiento y que corta a una secuencia previamente deformada (pero dentro del mismo evento de deformación). A diferencia que los corrimientos comunes, suelen cortar secuencia abajo (véase recuadro).

Recuadro

Se dice que una falla inversa corta secuencia arriba cuando progresivamente se propaga en bancos cada vez más jóvenes, y secuencia abajo cuando lo hace hacia bancos más viejos.

Mecanismos de formación (cuña de Coulomb) y zonación de una FPC

Chapple (1978) enfatizó que las fajas plegadas y corridas en general muestran una superficie basal (superficie de despegue, *detachment* o *decollement*), inclinando hacia el núcleo montañoso, debajo de la cual existe muy poca deformación y mucha compresión horizontal por encima de ella. La masa rocosa que queda definida entre la superficie basal y la topografía en general tiene forma de cuña con su vértice más agudo hacia afuera del cinturón montañoso (figura 1.3a). Los mecanismos de formación de esta cuña fueron estudiados por diversos autores (Chapple, 1978; Davis y Suppe, 1983; etc.) y comparados con los que actúan para formar una cuña de arena frente a una topadora que la empuja (figura 1.4).

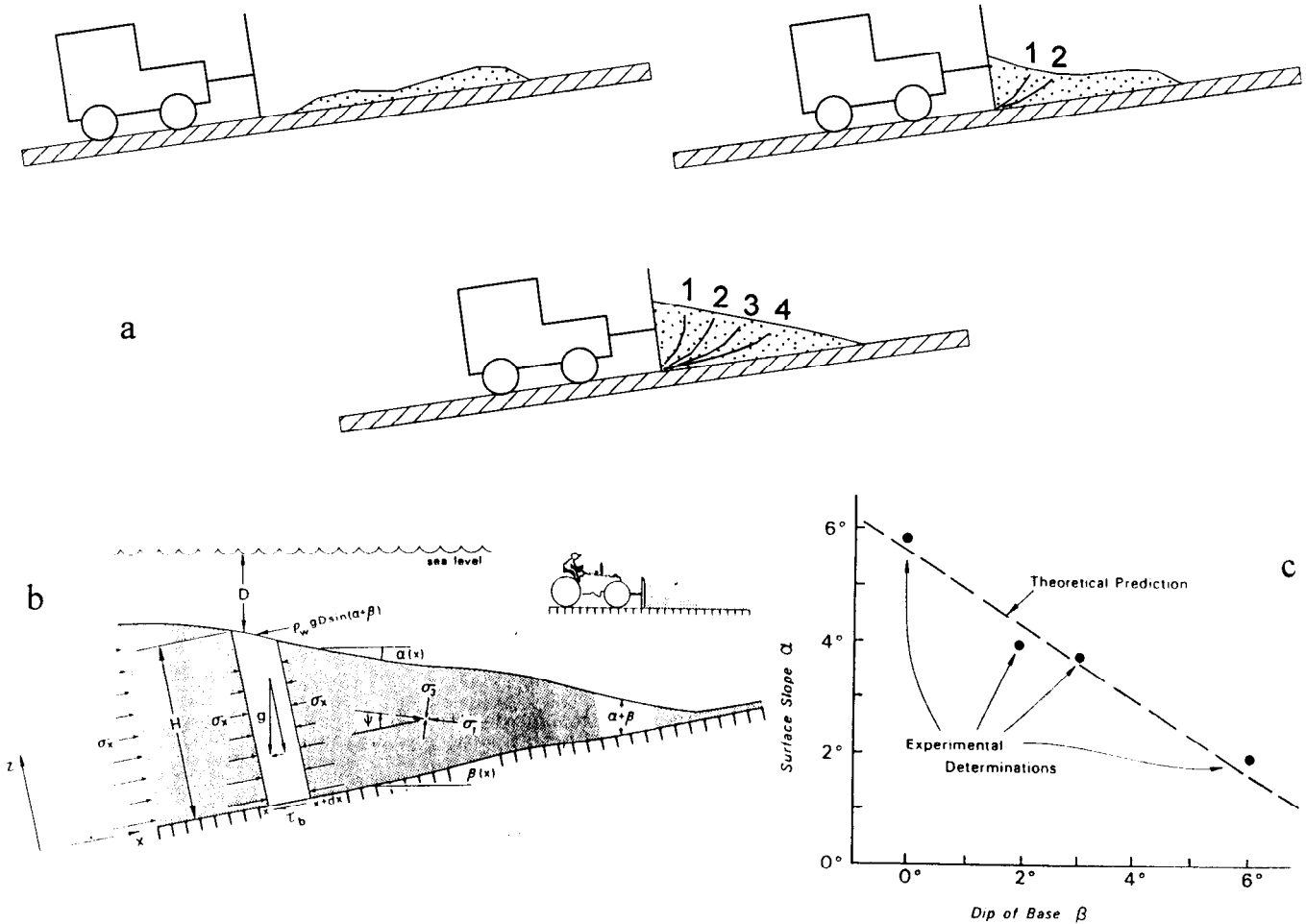


Figura 1.4: a. Comparación entre una FPC y el avance de una topadora que empuja a una montaña de arena. b. Diagrama de esfuerzos en la cuña de arena. c. Relación entre el ángulo crítico y la inclinación regional del basamento.

Cuando una topadora empuja una montaña de arena, ésta se comienza a acumular frente a la pala. Esa acumulación implica una deformación dentro de la montaña de arena, que comenzará a tomar forma de una cuña cuyo ángulo frontal irá en continuo aumento. Sin embargo la montaña de arena no se va a desplazar hasta que la cuña alcance un determinado ángulo que se denomina ángulo crítico. Una vez alcanzado el ángulo crítico la cuña de arena se va a desplazar sobre el piso sin que este ángulo se modifique y sin que haya deformación interna dentro de la montaña de arena. El ángulo crítico depende básicamente del ángulo de fricción interna del material en cuestión (en este caso arena). El mismo tipo de mecanismo, aunque con escalas espaciales y temporales muy distintas, es el que actúa durante la formación de una faja plegada y corrida.

Cuando una topadora comienza a empujar una montaña de arena, esta se comienza a deformar desde donde se la empuja hacia adelante (figura 1.4). Analogamente, una FPC evoluciona desde el retropaís hacia el antepaís (figura 1.5). Es así, que se dice que una sucesión de corrimientos sigue una secuencia de fallamiento normal, cuando los más modernos se van ubicando progresivamente hacia el antepaís (figura 1.5). En caso contrario, se dice que la secuencia de fallamiento es

inversa. Al ser el sector trasero de la FPC (hacia el retropaís) el más deformado, es también el más elevado y el más pesado, esto hace que la superficie basal se hunda y adquiera siempre una pendiente regional hacia el retropaís. El sector más cercano al antepaís hasta el cual avanzó la deformación se denomina **frente orogénico o de corrimientos** (*thrust front*) y puede ser **emergente** (*emergent thrust front*) o **no emergente** (*buried thrust front*) (Morley, 1986). En el primero de los casos están representados por fallas frontales emergentes, mientras que en el segundo se caracterizan por zonas de plegamiento y fallas ciegas (no emergentes). En ambos el frente orogénico puede ser suave o estar fuertemente deformado. Sin embargo, en general, los frentes emergentes representan un desplazamiento horizontal más fuerte. Vann et al. (1986) agrega dos categorías más que corresponden a los frentes aparentemente no emergentes, y a los emergentes cubiertos. En el primero de los casos, un corrimiento subhorizontal traslada la deformación hacia sectores internos del antepaís, y en el segundo si bien el frente es emergente, la gran tasa de sedimentación hace que se cubra con depósitos sinorogénicos.

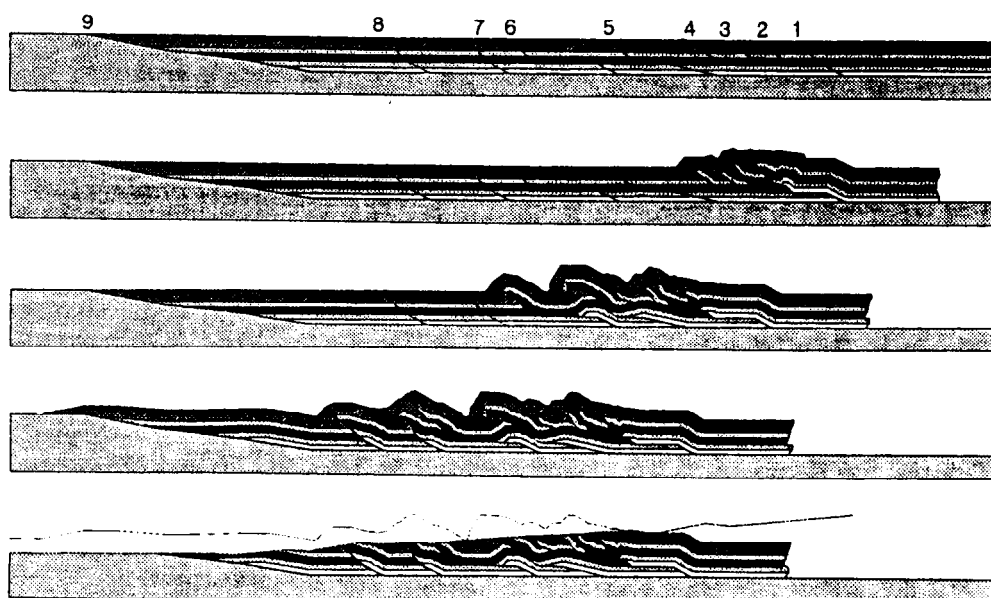


Figura 1.5: Modo de avance normal de una FPC.

El sector de la FPC cercano al frente orogénico se denomina **zona frontal** (*frontal zone*) y está caracterizado por una deformación activa en que se desarrollan pliegues y corrimientos. El sector más alejado hacia el retropaís se denomina **zona de transporte** (*transport zone*) y se caracteriza por una deformación pasiva en la que la estructura fosilizada (ya no activa) se desplaza casi sin deformación interna sobre el despegue basal de la FPC. Cada una de estos sectores tiene un patrón de diaclasas característicos (Roeder, 1973). Es así que en la zona frontal, las diaclasas o fracturas de tensión suelen disponerse en forma paralela al sentido de transporte tectónico, lo que indica una posición subhorizontal del esfuerzo principal σ_1 (figura 1.6). En una zona de transporte se disponen en forma perpendicular al movimiento tectónico, indicando una posición vertical del esfuerzo principal σ_1 (figura 1.6). Mientras que la zona de transporte se caracteriza por intensa erosión, la zona frontal en general presenta una topografía poco modificada que se denomina **topografía sinorogénica**.

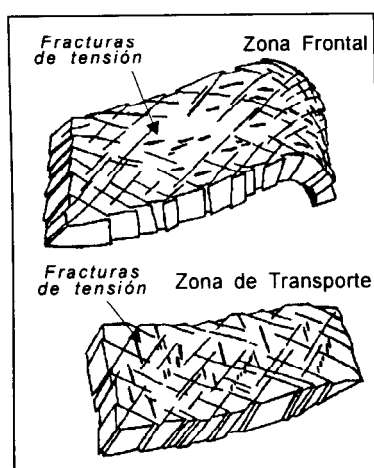


Figura 1.6: Patrón de diaclasas en las zonas frontal y de transporte de una FPC (Roeder, 1973).

Corrimientos fuera de secuencia (out-of-sequence-thrust, OST)

Si en el ejemplo de la topadora, y siempre con ésta en funcionamiento, se sacara, mediante una pala manual, material del extremo superior de la montaña (contra la topadora, figura 1.7a), comenzaría otra vez la deformación en este sector, hasta que se vuelva a restablecer el ángulo crítico del montículo. Algo similar ocurre en las FPC cuando los niveles de erosión en la zona de transporte son muy importantes. La deformación se interrumpe momentáneamente en el frente orogénico y comienza desde atrás desarrollando corrimientos fuera de secuencia (OST) que cortan estructuras anteriormente desarrolladas (figura 1.8). A diferencia de los corrimientos comunes, que siempre cortan secuencia arriba, un OST puede cortar secuencia arriba o secuencia abajo (figura 1.8). Una vez que se restableció el ángulo crítico, el o los corrimientos fuera de secuencia se desactivan y se retoma la deformación en el frente orogénico.

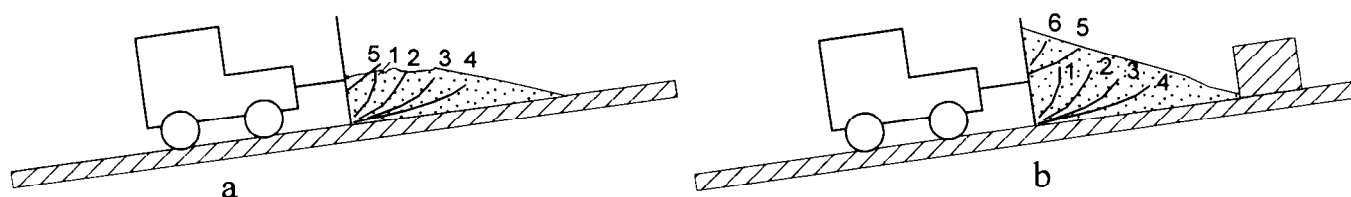


Figura 1.7: Formación de estructuras fuera de secuencia. a. por erosión del sector trasero de la FPC. b. por interposición de un obstáculo en el antepaís (punto de fijación).

Si bien el mecanismo descrito por el cual se desarrollan los OST es bastante efectivo, no es el único. Si frente a la montaña de arena se interpone un obstáculo que impide que ésta avance, recomienza la deformación interna dentro del montículo (figura 1.7). Análogamente si una FPC se encuentra con un obstáculo que impide que el frente orogénico avance, la deformación se traslada al sector interno de la FPC, en donde se pueden desarrollar corrimientos fuera de secuencia. Ese obstáculo puede ser un bloque importante de basamento, una cordón montañoso levantado por una falla de

vergencia contraria, etc. y se denomina punto o línea de fijación (*sticking point*). Un ejemplo de este mecanismo lo constituye la Precordillera Oriental, que funciona como línea de fijación que impide, temporalmente, el avance de las estructuras de la Precordillera Central hacia el antepaís. Este hecho provoca el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia, como la falla de la Cantera, hacia el retropaís, que son los que levantan la Precordillera Occidental.

Cuencas de antepaís, historia de deformación de la FPC

Una ***cuenca de antepaís*** (*foreland basin*) se produce por carga tectónica en el antepaís aledaño a una faja plegada y corrida (figura 1.9). Su forma es claramente asimétrica, con las mayores profundidades cercanas al frente orogénico y las menores en su límite hacia el antepaís. El perfil de la cuenca de antepaís se puede asimilar al de una viga con comportamiento visco-elástico sometida a un esfuerzo de carga en uno de sus extremos (figura 1.10). El extremo opuesto al que se le aplica la carga sufre una pequeña elevación que se conoce como ***promontorio periférico*** o ***periferal bulge*** (figuras 1.10 y 1.11), y que en algunos casos puede tener la participación de fallas directas que se generan por extensión en la cúpula de promontorio. El extremo profundo de la cuenca se encuentra limitado por pliegues y/o corrimientos, que en muchos casos canibalizan a los depósitos de la propia cuenca de antepaís.

La geometría y el tipo de relleno de una cuenca de antepaís va a depender de muchos factores como la velocidades e intensidades de fallamiento de la FPC, factores climáticos, nivel del mar, rigidez de la litósfera involucrada, etc. Sin embargo, existen ciertas particularidades a tener en cuenta. Tradicionalmente se ha considerado que durante las etapas de actividad tectónica, la cuenca es llenada por depósitos gruesos con intervalos conglomerádicos. Sin embargo, Jordan (1995) muestra que secuencias granocrecientes gruesas solo evidencian pulsos de actividad

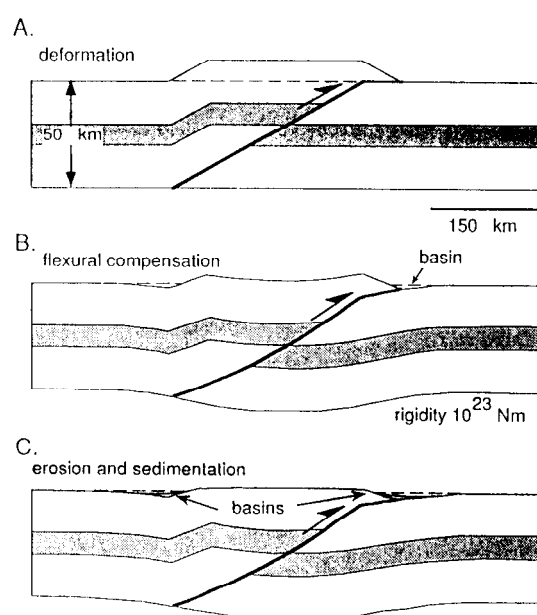


Figura 1.9: Etapas de formación de una cuenca de antepaís (Jordan, 1995).

tectónica en sectores muy proximales al frente orogénico, mientras que estratos de granulometría gruesa en sectores distales implican una quietud tectónica del sistema. Esto se debe a que durante los períodos de actividad se produce un hundimiento rápido de la cuenca que puede ser parcialmente inundada y llenada con depósitos más finos. Al ir avanzando el frente orogénico sobre la cuenca de antepaís, el depocentro de ésta va migrando hacia afuera produciendo el traslape de facies más gruesas y cada vez más jóvenes sobre facies más finas y más viejas (figura 1.11).

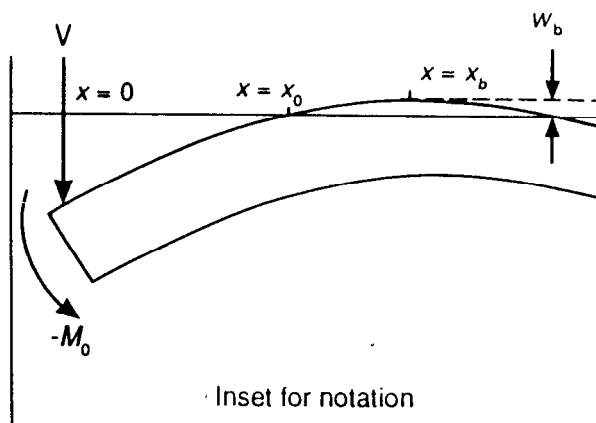


Figura 1.10: Comportamiento de una viga de material visco-elástico sometida a un esfuerzo vertical en uno de sus extremos.

Los depósitos de las cuencas de antepaís, sobre todo los más cercanos al frente orogénico, guardan una memoria estupenda de la historia de deformación de la faja plegada y corrida asociada. El gráfico de la figura 1.12, muestra cómo la composición de la fracción clástica en las unidades de la cuenca de antepaís representa en secuencia inversa a las que sucesivamente se fueron levantando durante la evolución

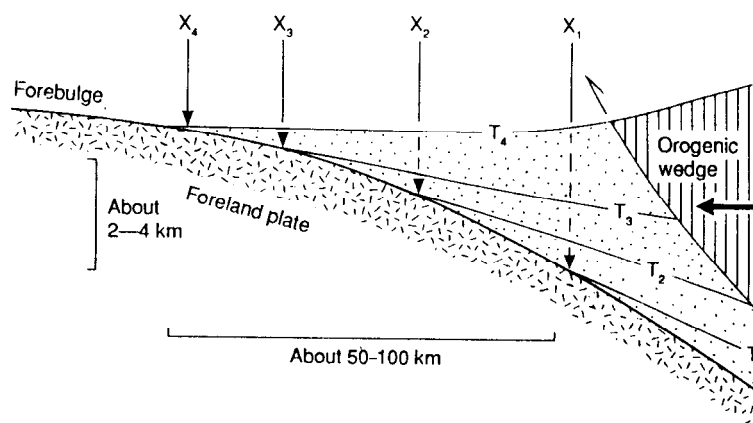


Figura 1.11: Sección típica de una cuenca de antepaís.

de la cadena montañosa. El análisis de los depósitos de antepaís y su vinculación con la historia de levantamiento se llama **destechado** o **unroofing**. Este tipo de estudios se basa en la identificación y conteo de clastos de unidades conocidas en la FPC dentro de los depósitos de antepaís. Si se pueden obtener edades (muchas veces vinculadas a depósitos tobáceos intercalados) en la secuencia de antepaís, se puede realizar un muy buen ajuste de la historia de levantamiento, es decir de los períodos en que se activó cada corrimiento, o cada pliegue.

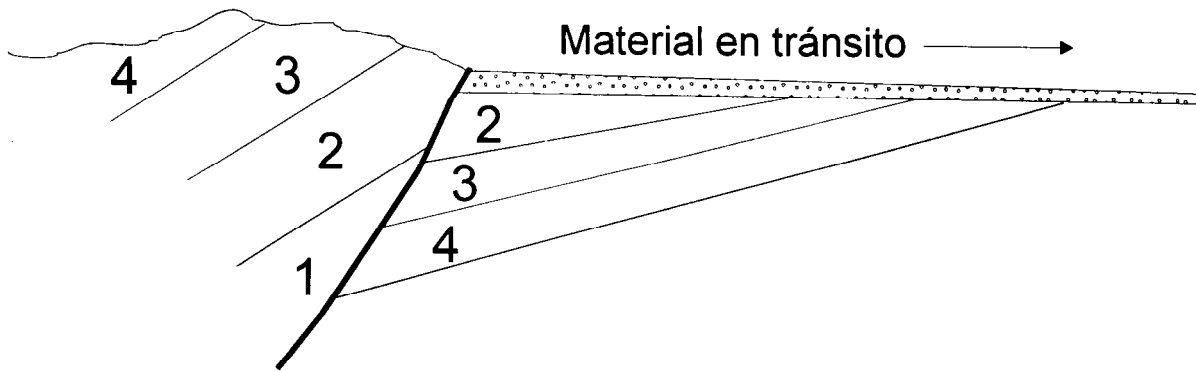


Figura 1.12: Esquema en que se muestra el orden inverso que guardan los depósitos de antepaís respecto de las secuencias levantadas en la FPC (modificado de Pérez , 1995).

Las cuencas de antepaís pueden tener dispersión sintética o antitética. En el primero de los casos los sedimentos se acumulan hacia el frente (antepaís) de la FPC, en el segundo lo hacen hacia atrás de la FPC. Un tipo especial de cuencas de antepaís que se rellena tanto por dispersión sintética como antitética es la cuenca de *piggyback*, que se forma entre la espalda de una lámina de corrimientos y el frente de otra (figura 1.13). Estas cuencas, con el tiempo, se comienzan a cerrar y se comprimen los depósitos sinorogénicos que las rellenan, ya que quedan atrapados entre superficies axiales activas por un lado y pasivas por el otro.

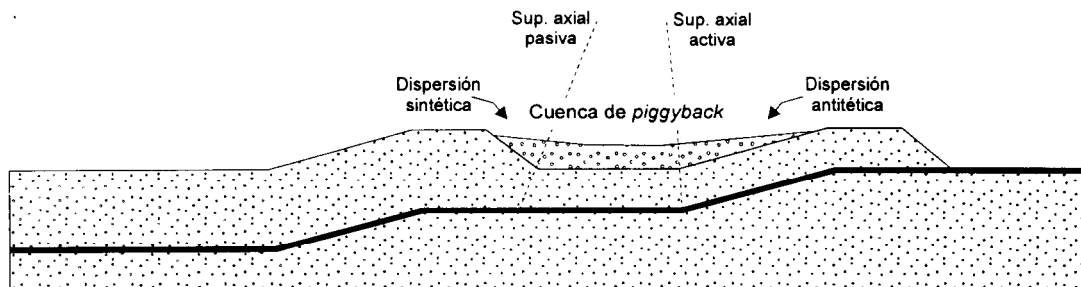


Figura 1.13: Esquema que muestra la formación de una cuenca de antepaís de *piggyback*.

II. Estructuras desarrolladas en una FPC

Introducción

Las fallas y pliegues caracterizan la estructura de una faja plegada y corrida y en general se encuentran íntimamente relacionados entre si. Los pliegues, sólo se pueden dar desvinculados de las fallas en sectores de alta ductilidad o en secuencias que tengan, aunque sea en parte, rocas poco competentes. De lo contrario, en rocas donde predomina el comportamiento frágil, los pliegues importantes siempre se vinculan al fallamiento. Es así, que en las FPC, en general predominan estructuras mixtas de plegamiento y fallamiento. El estudio de los modelos principales teóricos de pliegues relacionados a fallas es fundamental a la hora de interpretar una estructura natural. La información con que se cuenta en general es parcial, y en base a ella y al buen entendimiento de los modelos, el intérprete obtendrá un resultado ya sea de importancia económica o científica. En este capítulo se describen los principales tipos de pliegues encontrados en una FPC.

Pliegues por flexión de falla

Si la superficie de una falla no es plana, los bancos que se mueven por encima de ella tienen que acomodarse a su forma. El plegamiento que se genera por el acomodamiento de roca sobre una falla que cambia su inclinación se denomina de flexión de falla o *fault-bend folding*. Este tipo de plegamiento fue observado y analizado por diversos autores (Rich, 1934; Dahlstrom, 1970; etc.), sin embargo, fue Suppe (1983) quien realizó los primeros modelos geométricos cuantitativos de este tipo de estructura.

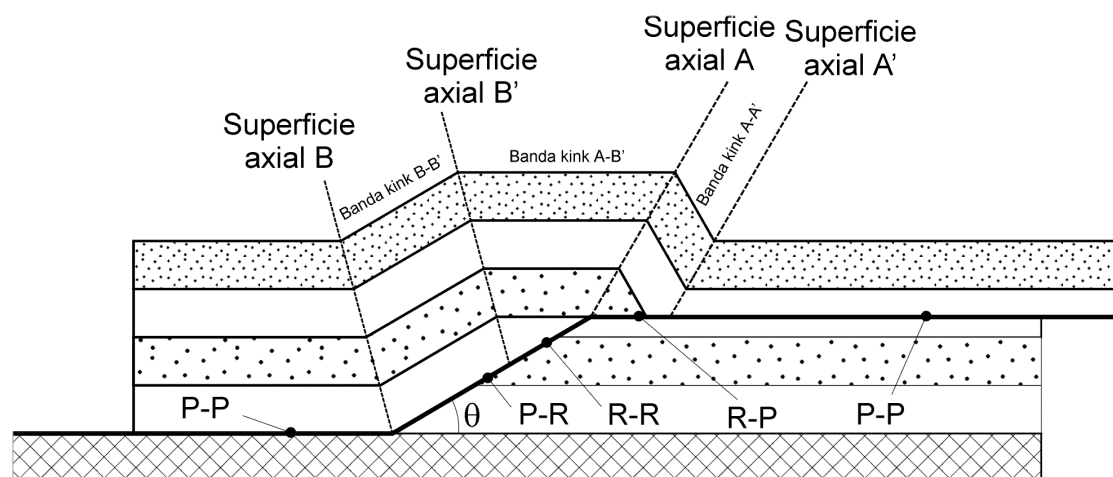


Figura 2.1: Modelo de pliegue de flexión de falla donde se indican las relaciones posibles entre planos y rampas colgantes y basales. Véase discusión en el texto.

Los pliegues por flexión de falla son los más simples de los vinculados a fallamiento y es por esto que es importante su buen entendimiento antes de avanzar con otros más complejos. El modelo de Suppe (1983) se basa en la conservación del

área en una sección cruzada y de la longitud de las líneas estratales antes y después de la deformación. Implica cizalla paralela a la estratificación y por ende no contempla cambio de espesores en los bancos. Antes de describirlo es necesario familiarizarse con algunos elementos geométricos básicos. Se dice que una falla corta en forma de plano (*flat*) a una secuencia cuando lo hace paralelamente a la estratificación y en forma de rampa (*ramp*) cuando lo hace oblicuamente a ésta. Es así que quedan definidas algunas relaciones posibles entre los bloques colgantes y basales de una falla (figura 2.1) que son:

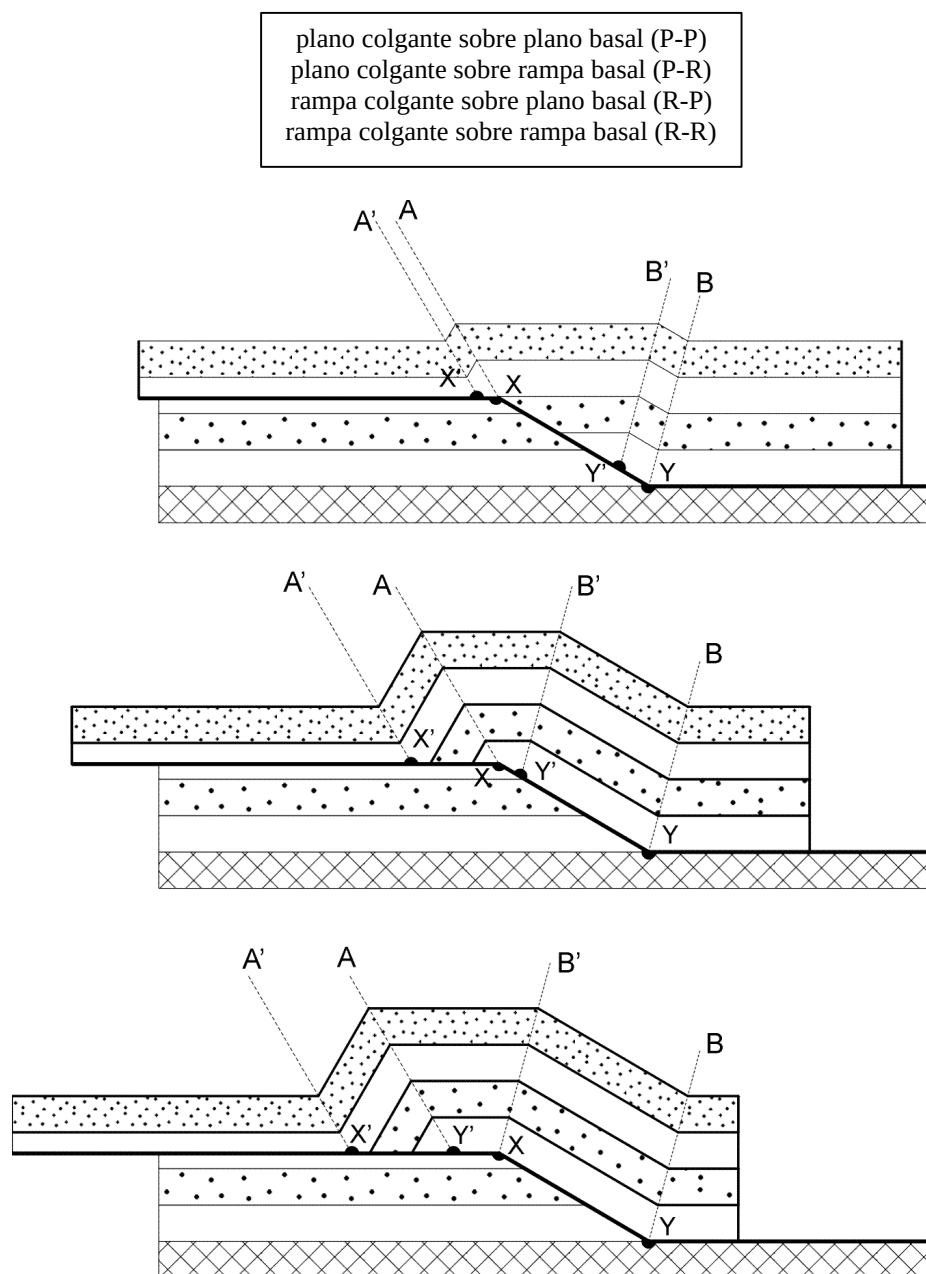


Figura 2.2: Se muestran tres estadios en la evolución de un pliegue de flexión de falla (Suppe, 1983).

En ejemplos naturales también se considera que la falla corta en forma de plano, cuando lo hace con muy bajo ángulo (menor de 5°) respecto de la estratificación. En general los planos se desarrollan sobre rocas dúctiles (evaporitas,

pelitas, lutitas, etc.) o con fuerte anisotropía planar paralela a la estratificación y las rampas sobre rocas más consistentes y frágiles o con fuerte anisotropía planar oblicua a la estratificación. El ángulo con que una rampa se desprende de un plano basal o despegue basal (q) se denomina ángulo de corte (*cut-off angle*) o ángulo de paso fundamental y depende de la reología del material en cuestión (figura 2.1). El ángulo de corte, es una de las variables más importantes en los modelos de Suppe (1983), ya que de él dependen los ángulos dorsal y frontal de un pliegue por flexión de falla. Se denomina **superficie axial** (figura 2.1) a la línea (en sección cruzada 2D) o a la superficie (en 3D) en la que los bancos cambian de inclinación y en los modelos teóricos (Suppe, 1983) debe ser bisectriz del ángulo entre bancos para que éstos no cambien de espesor. El espacio entre dos superficies axiales se denomina banda kink (*kink band*).

En la figura 2.2 se muestran tres estadios en la evolución de un pliegue de flexión de falla. Es importante marcar que el pliegue comienza a crecer en altura (amplitud) hasta llegar a un punto en que ésta se mantiene invariable y se comienza a incrementar su longitud de onda. Las superficies axiales fueron marcadas como A, A', B y B'. Al comenzar el desarrollo del pliegue (figura 2.2a), A y B se encuentran fijas al bloque basal en los puntos en que la falla cambia de inclinación (X e Y), en cambio A' y B' avanzan (figuras 2.2 a y b) haciendo crecer en ancho a las bandas kink A-A' y B-B', mientras que el de A-B' disminuye. En el momento en que la superficie axial B' alcanza el punto X, se fija a éste y la superficie axial A (antes fija) comienza a avanzar en forma sincrónica con A'. A partir de ese momento las bandas kink B-B' y A-A' dejan de crecer manteniendo un ancho constante y la banda A-B' comienza a ensancharse. Es así que:

la superficie axial B siempre es fija respecto al bloque basal la superficie axial A' siempre es móvil respecto al bloque basal la superficie axial B' inicialmente es móvil y luego fija respecto al bloque basal la superficie axial A inicialmente es fija y luego móvil respecto al bloque basal.
--

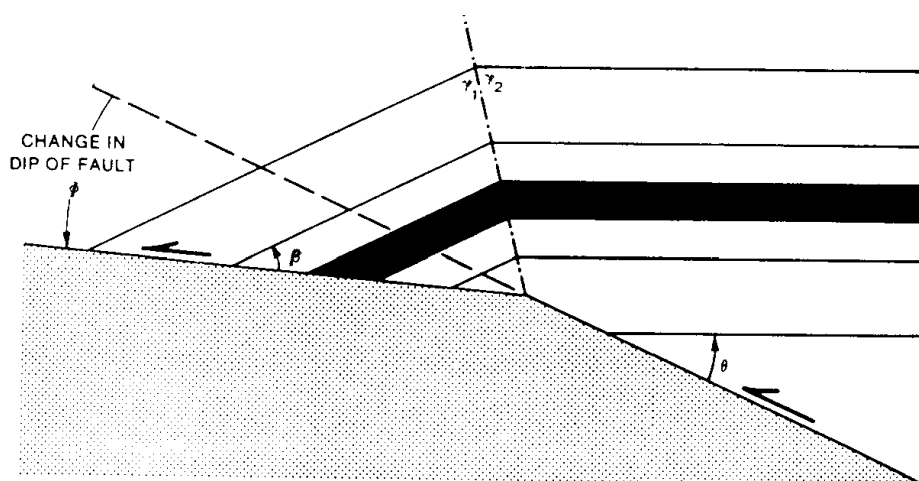


Figura 2.3: Geometría del sector frontal de un pliegue de flexión de falla (Suppe, 1983).

Es importante remarcar que una superficie axial móvil respecto al bloque basal se mueve solidariamente a los bancos del bloque colgante y en cambio una superficie axial fija al bloque basal implica que los bancos del bloque colgante roten al pasar a

través de ella. En casos reales de pliegues de charnelas angulares como los del modelo de Suppe (1983), la rotación abrupta de los bancos en una superficie axial fija al bloque basal produce en la roca una fracturación secundaria que se conoce como *zona de daño* y que puede ser muy importante desde el punto de vista económico, ya sea como reservorio de hidrocarburos por el desarrollo de permeabilidad secundaria o como zona de acumulación de minerales. Es por esto que las superficies axiales fijas al bloque basal también se denominan **activas** y las móviles respecto al bloque basal se denominan **pasivas**. Los términos activa y pasiva no se relacionan con su posición y movimiento sino que se refieren a la posibilidad de los bancos de rotar o no en dichas superficies axiales.



IMPORTANTE: la nomenclatura utilizada en la literatura se refiere a las superficies axiales al bloque colgante, por eso:

- una superficie axial que sea fija al bloque basal va a ser móvil respecto al bloque colgante y se va a denominar **móvil o activa**.
- una superficie axial móvil respecto al bloque basal va a ser fija respecto al bloque colgante y se va a denominar **fija o pasiva**.

Es por esta razón y para evitar confusiones que es conveniente utilizar sólo los términos **activas** y **pasivas** para referirse a las superficies axiales.

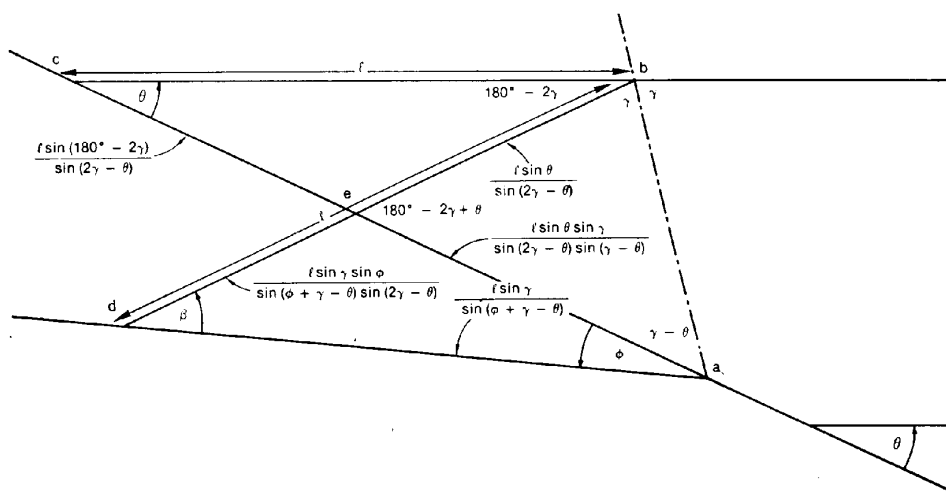


Figura 2.4: Relaciones trigonométricas en el sector frontal de un pliegue de flexión de falla (Suppe, 1983).

Si se analizan los modelos de la figura 2.2, se verá que un pliegue por flexión de falla consume parte del acortamiento aplicado para formar el pliegue (elevación), pero otra parte la transfiere hacia adelante (hacia el antepaís). En la figura 2.2 el acortamiento aplicado está dado por la distancia Y-Y' y el transferido hacia el antepaís por X-X', la diferencia entre ambos es el acortamiento absorbido por plegamiento. Es importante mencionar que el desplazamiento sobre la rampa basal de un pliegue de flexión de falla es constante a lo largo de ella, hecho que no ocurre en otro tipo de pliegues vinculados a fallas.

Suppe (1983) encontró una relación geométrica entre el ángulo de corte q

(figuras 2.3) y el ángulo frontal del pliegue g (nótese que $2g$ representa el ángulo de interlimbo frontal) para que este balancee, es decir para que todos los bancos mantengan la misma longitud antes y después de la deformación y el área se conserve. La relación encontrada se basa fundamentalmente en un desarrollo trigonométrico sencillo pero engorroso que no será desarrollado en este texto (Véase 1983). En la figura 2.3 se muestra la parte frontal de un pliegue de flexión de falla, con un ángulo de corte q . Nótese que para obtener una relación general se muestra una flexión en la inclinación de falla que abajo corta con un ángulo q y arriba con un ángulo f . Se hace una igualdad de áreas entre el triángulo de material que se elevaría si fuera totalmente rígido y el que realmente se encuentra al acomodarse la roca sobre el plano de falla. En base a esa igualdad (figura 2.4) se obtiene la siguiente ecuación general:

$$f = \tan^{-1} \left[\frac{-\sin(g - q) \cdot [\sin(2g - q) - \sin q]}{\cos(g - q) \cdot [\sin(2g - q) - \sin q] - \sin q} \right]$$

Si se considera el caso especial en que $f = q$, la ecuación se simplifica a:

$$f = q = \tan^{-1} \left[\frac{\sin 2g}{1 + \cos^2 g} \right]$$

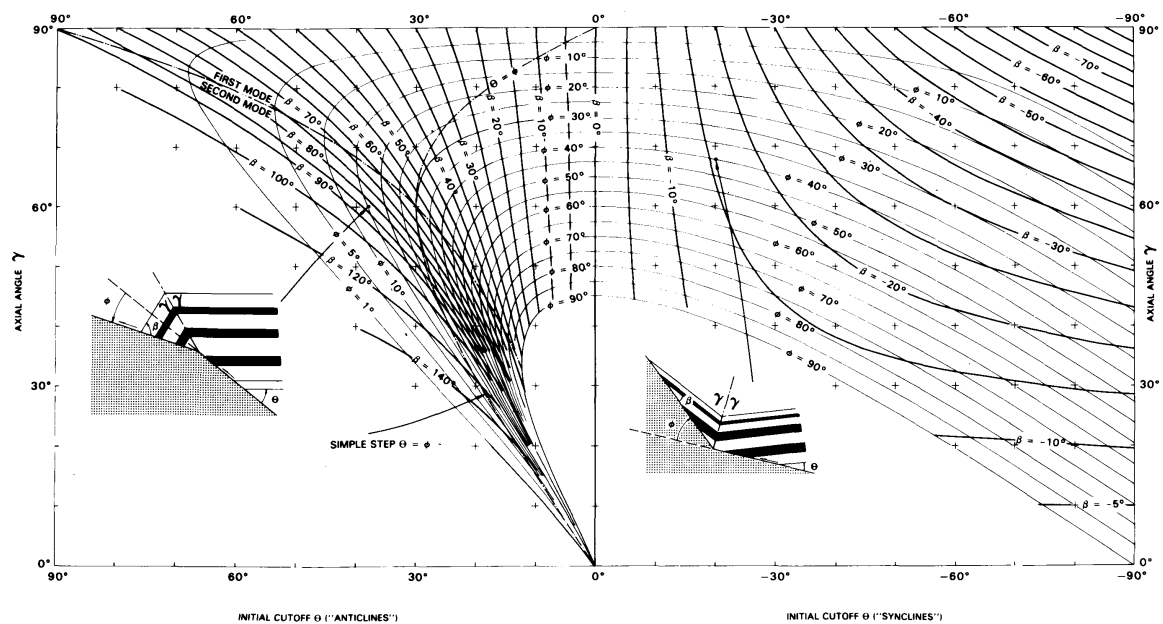


Figura 2.5: Gráfico en que en el eje de abscisas se representa el ángulo de corte q y en el de ordenadas el ángulo frontal g . Se graficaron curvas para distintos f y para $f = q$ para el caso de anticlinales y sinclinales frontales h (Suppe, 1983).

La resolución de estas ecuaciones (figura 2.5) se puede realizar mediante la computadora o utilizando los gráficos de Suppe (1983) en los que en el eje de abscisas se representa el ángulo de corte q y en las ordenadas el ángulo frontal g . Se graficaron curvas para distintos f y para $f = q$ tanto para anticlinales como para sinclinales

frontales. Si se analiza el caso más sencillo en que $f = q$, se ve que para ángulos de corte menores de 30° ($q < 30^\circ$) existen dos valores que dan solución a la ecuación, para un ángulo de corte de 30° existe sólo uno y para ángulos mayores no existe ningún valor que solucione la ecuación. Desde el punto de vista geológico esto significa que podrían existir dos tipos de pliegues de flexión de falla para ángulos de corte menores a los 30° que se denominan de *modo 1* y *modo 2* respectivamente (figura 2.6). Para ángulos mayores al mencionado no existe ninguna estructura de flexión de falla que pueda balancear sin considerar una cizalla interestratal (véase discusión a continuación).

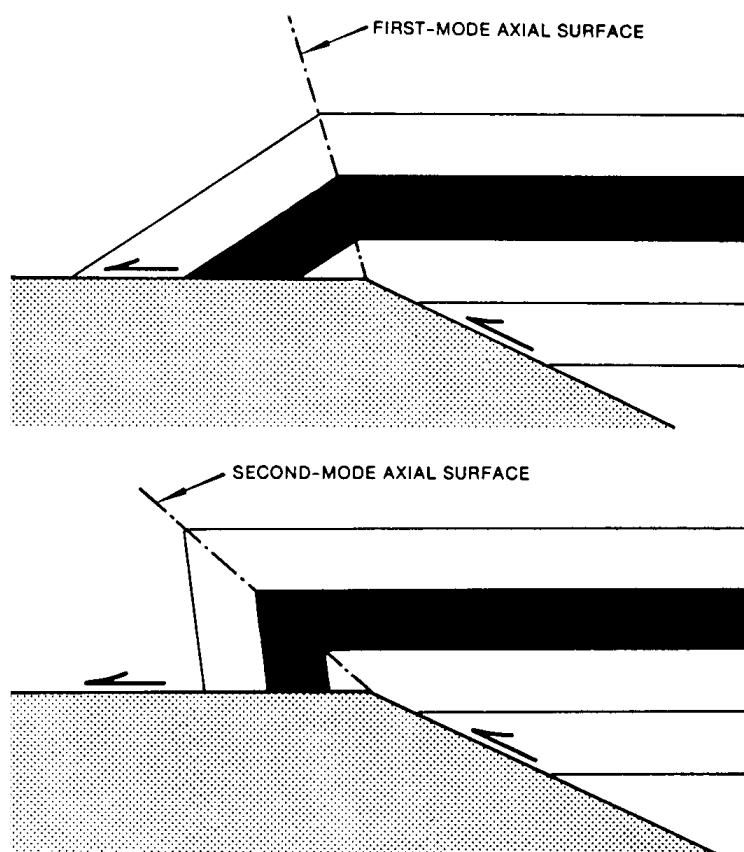


Figura 2.6: Se muestran los dos modelos posibles de pliegues de flexión de falla para $q = f = 25^\circ$ (Suppe, 1983).

Cizalla interestratal

Si se toma una guía telefónica apoyada sobre una mesa y se le dibuja una línea inclinando 20° en uno de sus costados, luego se le introduce por debajo una cuña de madera de 20° (figura 2.7), se verá, que si bien la línea aumentó su inclinación, no se dispone a 40° de la mesa sino que con un ángulo menor. Este hecho se debe a que las hojas de la guía se desplazaron entre ellas mediante *cizalla simple* y disminuyeron el ángulo original de la línea. Al igual que en el ejemplo de la guía, en un pliegue se produce cizalla a través de cada una de las superficies axiales. Suppe (1983) contempló este hecho y las fórmulas expuestas anteriormente compensan las cizallas opuestas que existen en el sinclinal dorsal (superficie axial B de la figura 2.2) y en el anticlinal frontal (superficie axial A de la figura 2.2). Dicho de otro modo, si al construir un pliegue por flexión de falla, para un determinado ángulo de corte q se

utiliza un ángulo frontal g distinto del desprendido de las fórmulas anteriores (o de su expresión gráfica, figura 2.5), al balancear el pliegue, se encontrará que no todos los bancos tienen la misma longitud y que si se unen sus terminaciones con una línea, ésta formará un determinado ángulo con la vertical. Dicho ángulo representa la *cizalla angular* (Y) del modelo y es positiva (+) cuando inclina igual que el plano de falla y negativa (-) cuando lo hace en dirección contraria (véase más adelante figura 2.21).

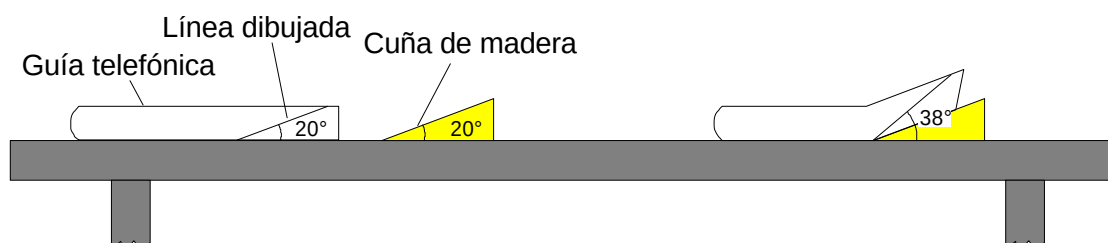


Figura 2.7: Guía telefónica en la que se dibuja una línea inclinando 20° y se le introduce una cuña de 20° por debajo. Véase discusión en el texto.

La cizalla angular (Y) producida por la flexión de un paquete de bancos a través de una superficie axial se calcula mediante relaciones trigonométricas sencillas que se ilustran en la figura 2.8. Las áreas sombreadas deben ser iguales antes y después de la flexión; de dicha igualdad se desprende que:

$$\tan y = 2 \tan \frac{q}{2}$$

la resolución de esta ecuación así como la cizalla angular producida en charnelas curvas se ilustra en la figura 2.9.

Suppe (1983) calculó la cizalla que se produce sobre cada rampa en un pliegue de flexión de falla y definió diferentes *dominios de inclinación* para bancos que se encuentren sobre distintos números de rampas. En la figura 2.10 se observa un pliegue de flexión de falla producido por el apilamiento de dos láminas sobrecorridas. En él se marcan los dominios de inclinación que se encuentran en su superficie según el número de rampas apiladas que tengan por debajo. Dominio 0 indica que no existe ninguna rampa que incline a esos bancos, es decir que están horizontales. Los dominios I, II, III, etc. indican que hay una, dos, tres, etc. rampas apiladas; los valores positivos (+) se refieren a flancos frontales y los negativos (-) a dorsales. La tabla de la figura 2.11 muestra los valores calculados por Suppe (1983) para los distintos dominios, con entradas según el ángulo de corte q . Nótese que existe una limitación en el apilamiento de rampas para cada ángulo de corte. Es decir que, por ejemplo, para un ángulo de corte de 23°, no se pueden apilar más de dos rampas y que el modelo siga balanceando sin aplicar cizalla angular. Es importante destacar que, como se puede ver en la tabla de la figura 2.11, es difícil obtener ángulos frontales muy inclinados o volcados mediante este tipo de mecanismo, ya que por ejemplo para volcar un pliegue producido por corrimientos con un ángulo de corte de 20°, harían

falta por lo menos cuatro rampas frontales apiladas. Como se verá más adelante hay mecanismos de plegamiento mucho más efectivos en este sentido.

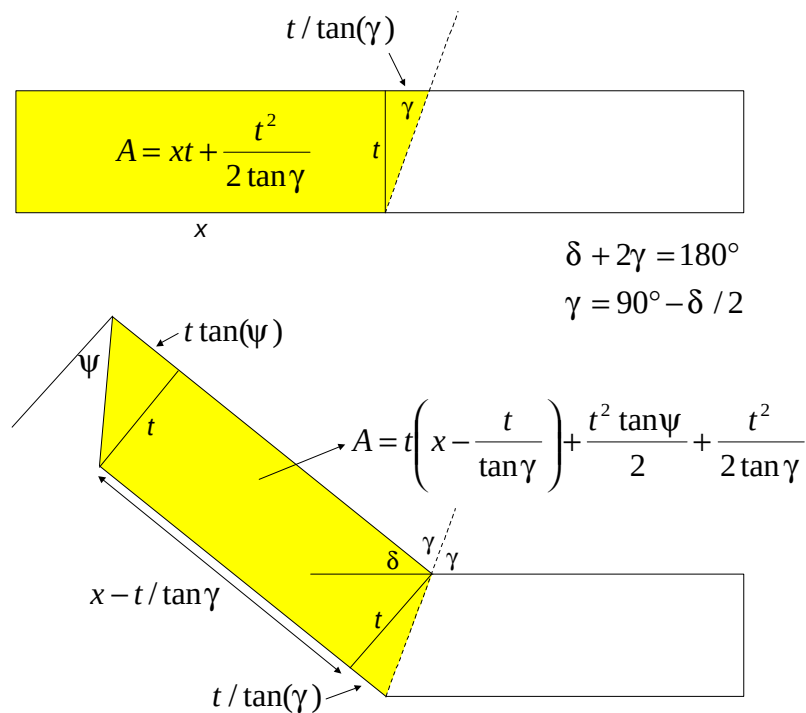


Figura 2.8: Relaciones trigonométricas para calcular la cizalla angular de un sinclinal. Nótese que el área sombreada antes y después de la flexión debe ser la misma.

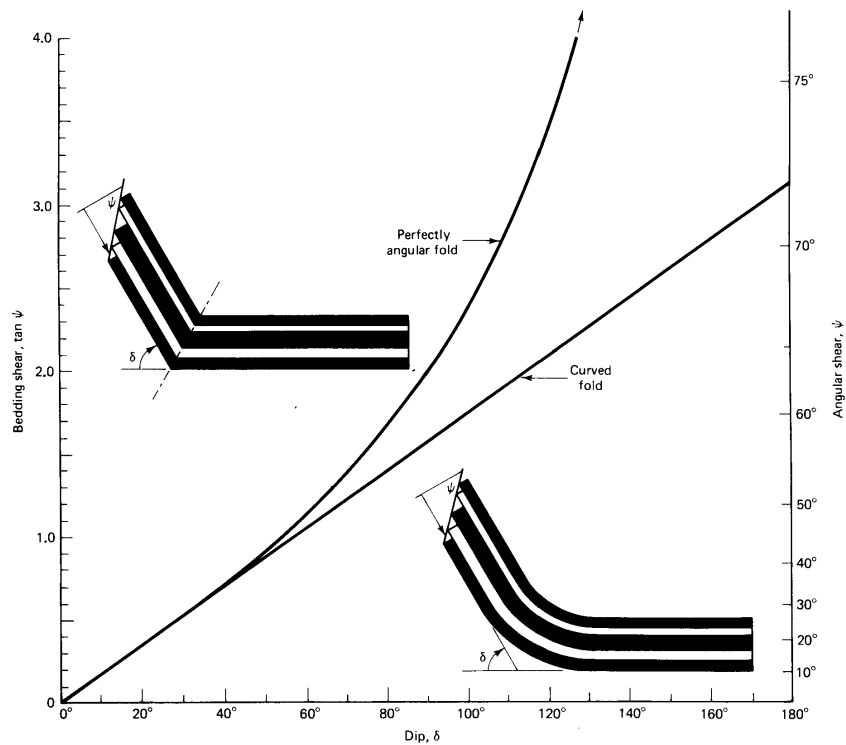


Figura 2.9: Relaciones entre la cizalla angular y el ángulo de inclinación de los bancos para pliegues angulares y curvos (Suppe, 1985).

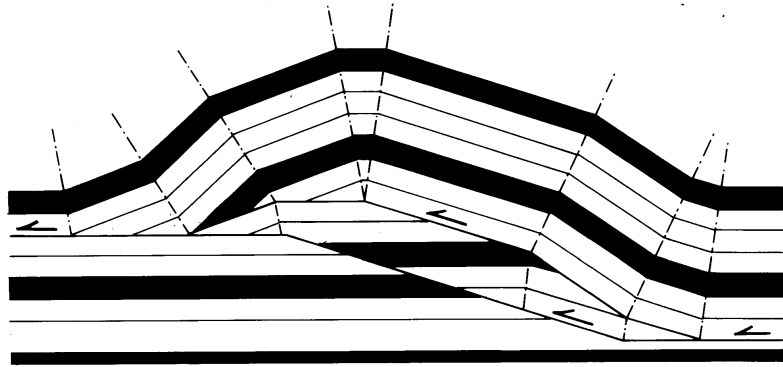


Figura 2.10: Pliegue de flexión de falla producido por el apilamiento de dos láminas sobrecorridas. En él se marcan los distintos dominios de inclinación que se encuentran en su superficie según el número de rampas apiladas que tengan por debajo (Suppe, 1983). Véase discusión en texto.

Forward and Back Dips assuming constant fundamental cutoff angle

Forward Dips							Fundamental Cutoff Angle θ	Backdips						
VII	VI	V	IV	III	II	I		I	II	III	IV	V	VI	VII
61.8°	52.5°	43.0°	34.0°	25.2°	16.6°	8.2°	8°	8°	15.9°	23.4°	30.8°	37.3°	43.5°	49.3°
70.2°	59.2°	48.6°	38.3°	28.3°	18.6°	9.2°	9°	9°	17.8°	26.2°	34.0°	41.3°	47.9°	53.9°
80.6°	67.6°	55.2°	43.3°	31.9°	20.9°	10.3°	10°	10°	19.7°	28.9°	37.4°	45.1°	52.0°	58.2°
93.1°	77.3°	62.6°	48.8°	35.7°	23.3°	11.4°	11°	11°	21.6°	31.5°	40.6°	48.7°	55.9°	62.2°
109°	88.8°	71.0°	54.8°	39.8°	25.8°	12.6°	12°	12°	23.5°	34.1°	43.7°	52.1°	59.5°	65.9°
128°	102°	80.5°	61.5°	44.3°	28.5°	13.8°	13°	13°	25.4°	36.7°	46.7°	55.4°	62.9°	69.4°
180°	118°	91.3°	68.8°	48.9°	31.2°	15.0°	14°	14°	27.2°	39.1°	49.5°	58.4°	66.1°	72.5°
—	148°	104°	76.3°	53.8°	33.9°	16.2°	15°	15°	29.1°	41.5°	52.3°	61.4°	69.0°	75.5°
	—	124°	85.9°	59.0°	36.8°	17.4°	15°	16°	30.9°	43.9°	54.9°	64.1°	—	—
		—	99.2°	65.6°	40.2°	18.8°	17°	17°	32.7°	46.2°	57.5°	—	—	—
		—	123°	73.1°	43.7°	20.2°	18°	18°	34.4°	48.4°	59.9°	—	—	—
			—	82.2°	47.4°	21.6°	19°	19°	36.2°	50.6°	—	—	—	—
			—	97.6°	52.0°	23.2°	20°	20°	37.9°	52.7°	—	—	—	—
				—	57.0°	24.8°	21°	21°	39.6°	—	—	—	—	—
				—	63.6°	26.8°	22°	22°	41.3°	—	—	—	—	—
				—	72.0°	28.4°	23°	23°	42.9°	—	—	—	—	—
				—	—	30.4°	24°	24°	—	—	—	—	—	—

• Thinning required in forward dips ($\theta_a = \phi_a > 30^\circ$).

Figura 2.11: Tabla mostrando los valores calculados por Suppe (1983) para los distintos dominios con entradas, según el ángulo de corte θ .

Pliegues por flexión de falla de multiflexión-multikink

Los modelos de flexión de falla de Suppe (1983) resuelven muy bien casos en que un corrimiento se flexiona abruptamente y en general producen geometrías angulares que en muchos casos solo representan una aproximación grosera de la realidad. Sin embargo, Mendwedeff y Suppe (1997) generaron modelos bastante más complicados basados en los mismos principios, pero en los que se produce la interferencia de bandas kink y de superficies axiales. Dichos pliegues fueron denominados por los autores como **pliegues por flexión de falla de multiflexión** (*multibend fault-bend folding*).

Si se considera por ejemplo una falla con dos flexiones como la de la figura 2.13a, existen dos posibilidades de interferencia de bandas kink para que el modelo balancee sin que los bancos cambien de espesor. Una de ellas representa una interferencia **horaria** de bandas kink y la otra una interferencia **antihoraria** (figura 2.13 b y c). Es importante observar que a partir de la misma falla y aplicando el mismo desplazamiento, se pueden generar dos geometrías bastante diferentes entre sí.

También el modelo de multiflexión contempla la interferencia de kinks internos, es decir que se pueden generar superficies axiales dentro de bandas kinks que permiten generar modelos variados a partir de condiciones iniciales semejantes. Por ejemplo, la figura 2.14a muestra que al moverse el bloque colgante sobre el plano de falla, a partir del mismo se generan dos bandas kink. Dentro de estas bandas se pueden generar una o más superficies axiales (figura 2.14 a y b), que al evolucionar producen estructuras complejas como la de la figura 2.14c.

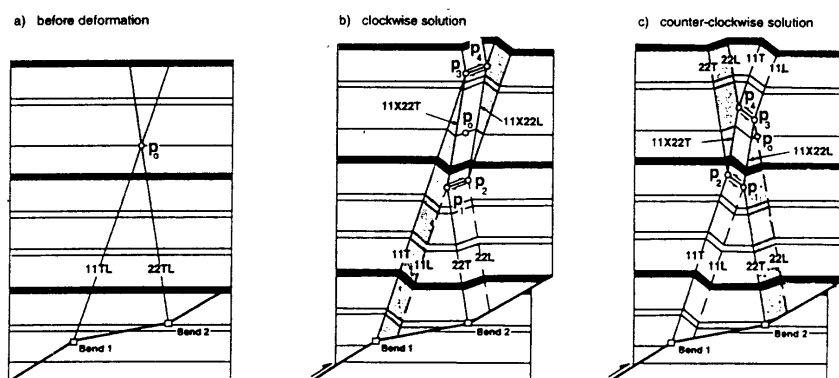


Figura 2.13: Inicio de la interferencia de bandas kink por encima de una falla con dos flexiones (Medwedeff y Suppe, 1997).

Mediante el método de multiflexión, Mendweleff y Suppe (1997) demuestran que a partir de una configuración sencilla de fallas planas y mediante la generación e interferencia de superficies axiales y bandas kink, se pueden obtener estructuras sumamente complejas (figura 2.15) que pueden representar mejor la realidad que los modelos iniciales de pliegues por flexión de falla (Suppe, 1983). Por supuesto, trabajar con modelos multiflexión es mucho más complicado, pero permite modelar secciones semejantes a las observadas en el campo.

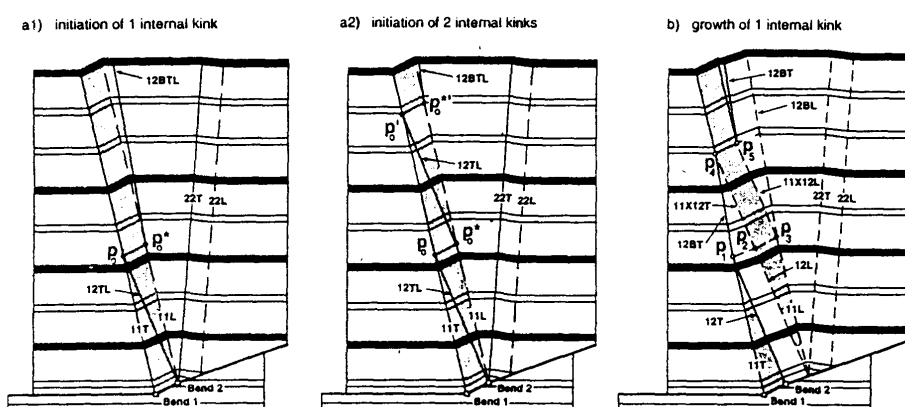


Figura 2.14: Inicio de crecimiento e interferencia de bandas kink internas (Mendweleff y Suppe, 1997).

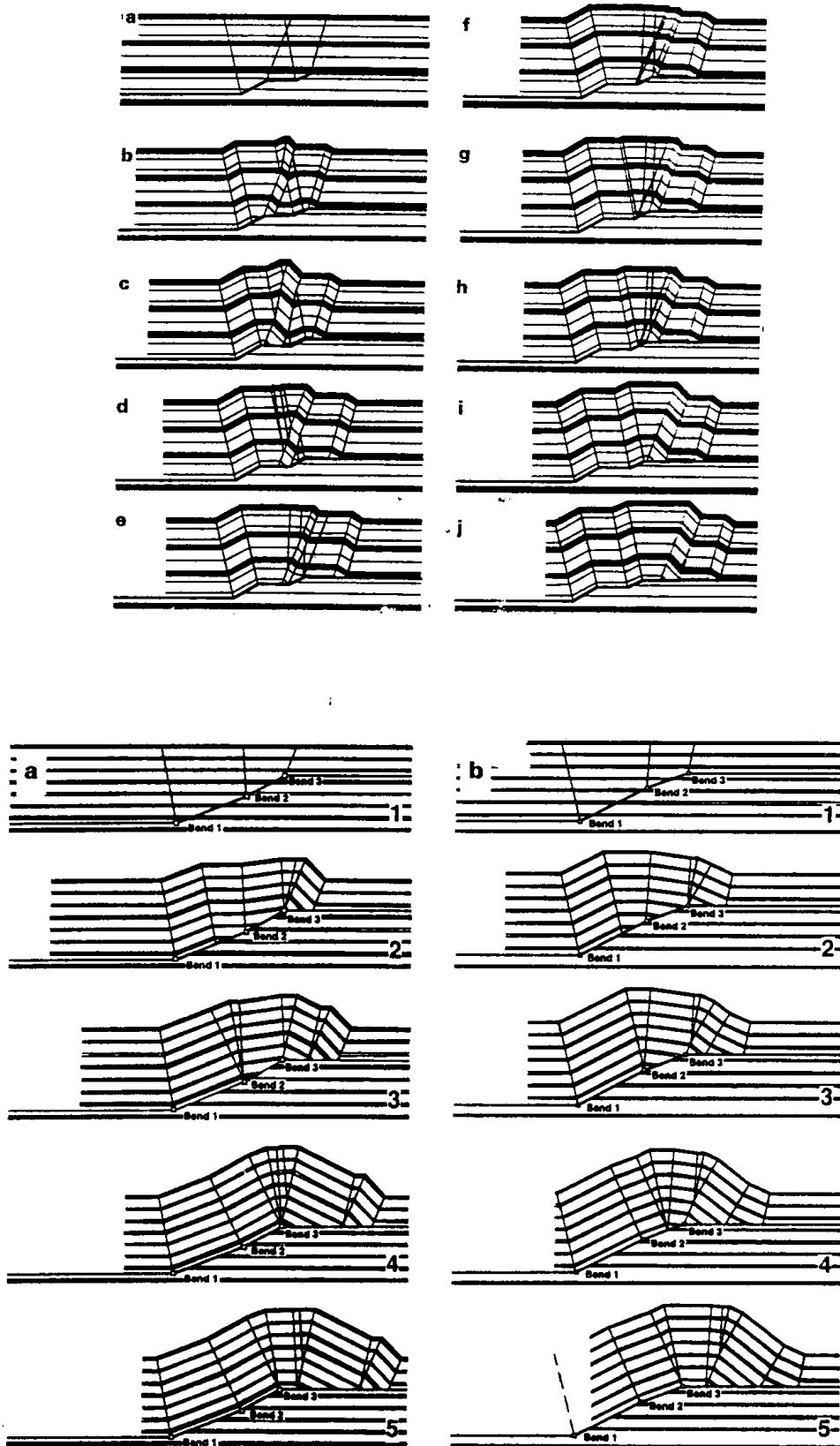


Figura 2.15: Ejemplos en que se muestra que a partir de una configuración sencilla de fallas planas y mediante la generación e interferencia de superficies axiales y bandas kinks, se pueden obtener estructuras sumamente complejas (Mendweleff y Suppe, 1997).

Pliegues por propagación de falla

Los pliegues de flexión de falla revisados anteriormente no son muy eficientes para explicar estructuras con limbos frontales volcados sin apilar muchas rampas, sin embargo es muy común encontrar en la naturaleza pliegues volcados vinculados a una sola falla. Suppe y Mendweleff (1990) propusieron un modelo de pliegue-falla que puede explicar este tipo de casos y que denominaron **plegamiento por propagación de falla** (*fault-propagation folding*). A diferencia del modelo de flexión, en que primero

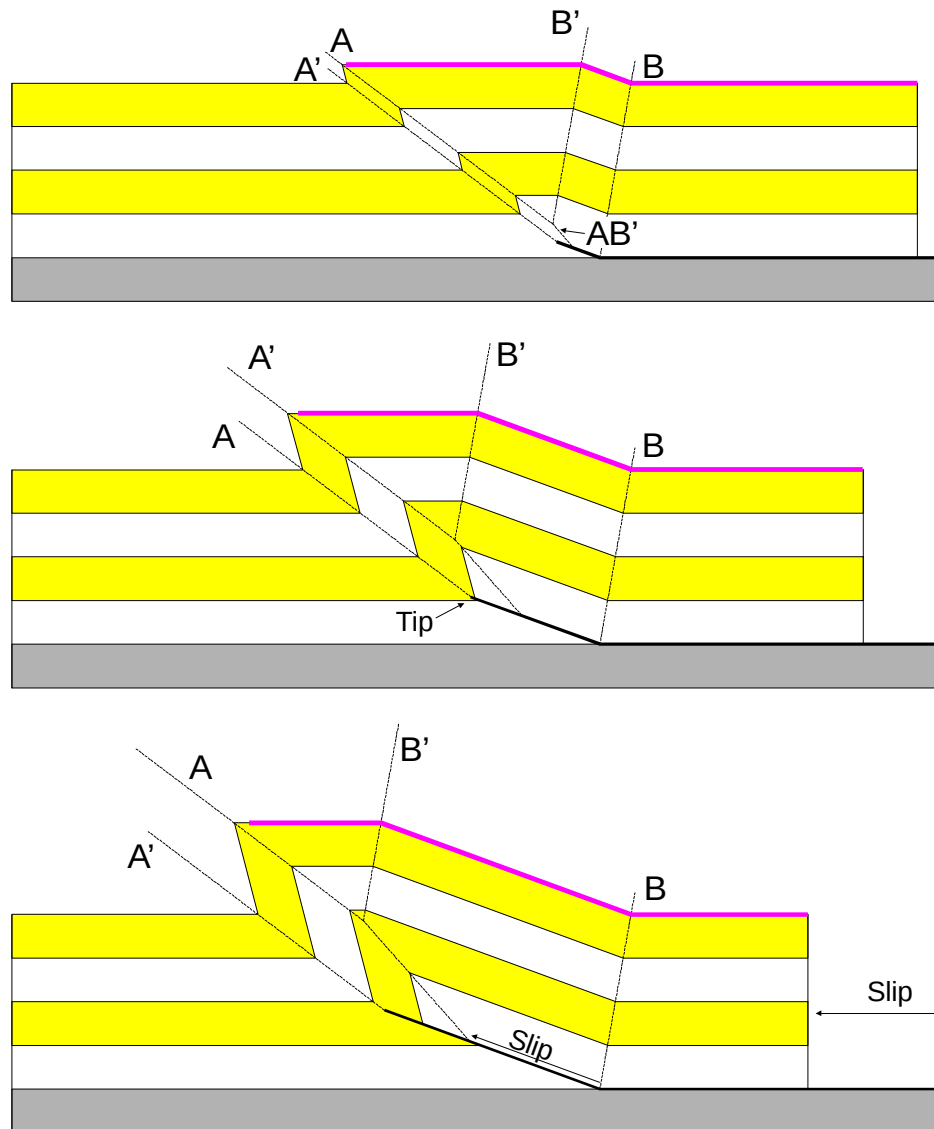


Figura 2.16: Evolución de un pliegue de propagación de falla (Suppe y Mendweleff, 1990).

se genera una falla en forma rápida y limpia y sobre ella se desplaza y acomoda el bloque colgante, en los pliegues por propagación, la falla va creciendo sincrónicamente con el plegamiento. Esto significa que la falla va a tener un **punto de terminación** o *fault tip* y que, en consecuencia, el desplazamiento no es constante a lo largo del plano de falla, sino que progresivamente disminuye hacia arriba hasta hacerse cero en el punto de terminación (figura 2.16). En la figura 2.16 se muestra la

evolución de un pliegue por propagación de falla. Las superficies axiales fueron marcadas como A, A', B y B'. La superficie axial B es fija respecto al bloque basal (superficie axial activa) y todas las otras son móviles respecto al bloque basal. Sin embargo, A, A' y B' también son superficies activas, excepto en casos especiales en que A puede comportarse como pasiva. El pliegue crece hacia arriba y cada vez se va haciendo más puntiagudo. Las bandas kink B-B' y A-A' van haciéndose cada vez más anchas y la A-B' cada vez más angostas.

El desplazamiento aplicado al modelo se puede medir entre el punto en que comienza la rampa colgante (Y') y en que comienza la rampa basal (Y). Desde el punto Y' hacia arriba el desplazamiento disminuye hasta hacerse cero en el punto de terminación. Es por esto que este tipo de estructuras convierte todo el acortamiento en plegamiento y no traslada rechazo hacia el antepaís como en el caso de los pliegues de flexión de falla.

Pliegues por propagación de falla de espesor de limbos constante

Es el modelo más simple y más común y al igual que en los pliegues de flexión de falla, se asume que no hay cambio de espesor de los bancos durante la deformación. Suppe y Medwedeff (1990) realizaron todo el formuleo correspondiente a este modelo de pliegues. Al igual que en el caso de flexión de falla, se basa en un desarrollo trigonométrico sencillo pero engorroso que no será analizado en este texto y que finalmente termina relacionando el ángulo de corte q con el ángulo frontal g y g^* (figura 2.17). Nótese, que en la construcción de un pliegue de propagación de falla

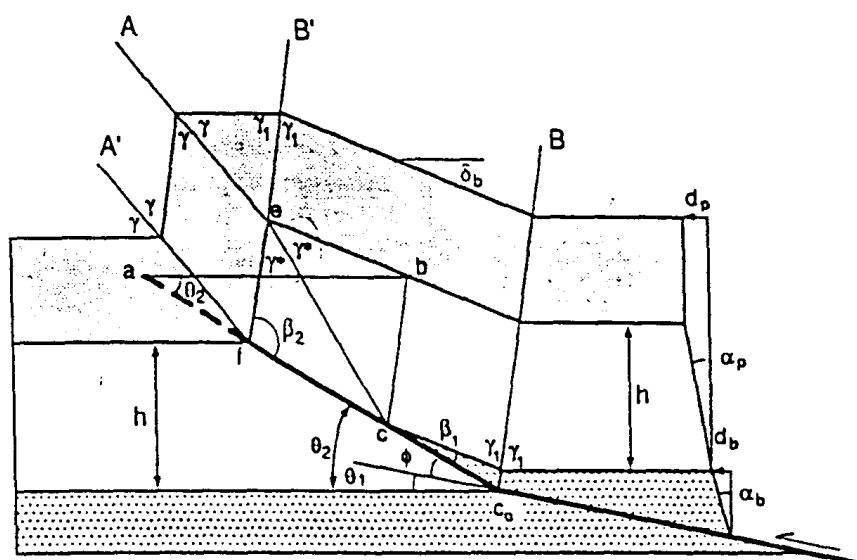


Figura 2.17: Pliegue de propagación de falla de espesor de limbos constante.

teórico, el banco que está al mismo nivel que el punto de terminación, forma un anticlinal puntiagudo con una única superficie axial que lo bisecta. Los que están por debajo hacen lo mismo, pero están fallados. Los que están por encima no se encuentran fallados y forman un pliegue de techo plano con bancos horizontales y dos superficies axiales. Es por esto que en este modelo (figura 2.17) se definen dos ángulos frontales, el g (ángulo de interlimbo $2g$) y el g^* (ángulo interlimbo $2g^*$, véase figura 2.17). La fórmula general para los pliegues de propagación de falla de espesor de limbos constante es (véanse referencias en figura 2.17):

$$\sin q_2 = \frac{\sin g^* \sin(g^* - b_1)}{\sin(g_1 - g^*) + \left[\frac{\sin g_1 \sin(g^* - b_1)}{\sin(2g^* - b_1)} \right] - \tan a_p \sin g^* \sin g_1}$$

donde

$$g = 90^\circ + g^* - g_1; b_2 = 180^\circ - 2g^* + b_1; \text{ and } d_b = 2(g - g^*)$$

Si no hay un cambio de inclinación en la rampa de la falla y $\theta_1 = 0$ y $\theta_2 = \phi$ la fórmula se reduce a:

$$\tan a_p = \frac{1 + 2 \cos^2 g^*}{\sin 2g^*} + \frac{\cos q_2 - 2}{\sin q_2}$$

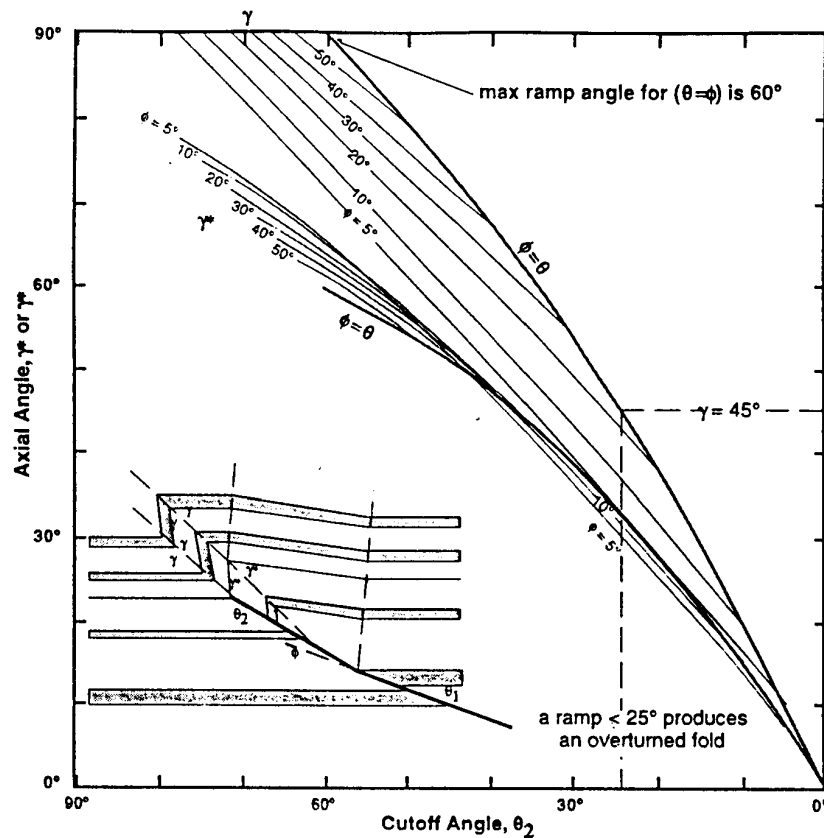


Figura 2.18: Relaciones entre el ángulo de corte y los ángulos interlimbo para pliegues de propagación de falla de espesor de limbo constante (Suppe y Medwedeff, 1990).

Estas fórmulas pueden resolverse mediante el uso de la computadora o pueden utilizarse las curvas realizadas por Suppe y Medwedeff (1990) que se observan en la

figura 2.18. Un gráfico simplificado para una rampa sin quiebre puede verse en la figura 2.19. Es interesante notar que cuanto menor sea el ángulo de corte q menor van a ser los ángulos de interlimbo $2g$ y $2g^*$, es decir que más volcado va a estar el pliegue. Contrariamente cuanto mayor sea q , mayor será el ángulo interlimbo y menor la inclinación del flanco frontal del pliegue. La figura 2.20 muestra la variación del ángulo frontal del pliegue según el ángulo de corte inicial. Nótese que para ángulos de corte muy altos el pliegue puede tener una vergencia aparente contraria. Esto último suele ocurrir en regiones con inversión tectónica, donde la falla inversa es de ángulo muy alto.

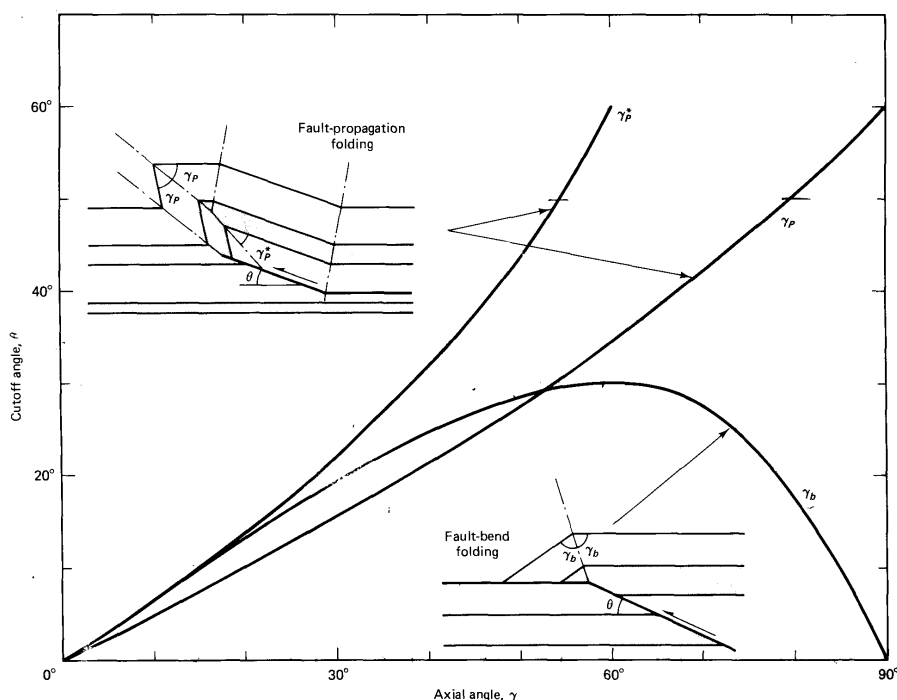


Figura 2.19: Gráfico simplificado en que se muestra las relaciones angulares para pliegues de propagación y flexión de falla, en el caso de fallas sin quiebres de pendiente (Suppe, 1985).

La cizalla angular puede cambiar mucho la geometría de un pliegue de propagación de falla (figura 2.21). En la figura 2.22 se muestra un gráfico en el que a partir del ángulo interlimbo y del ángulo de corte se puede obtener la cizalla angular del modelo (α , o también denominada y).

Pliegues por propagación de falla de charnela fija (espesor NO constante)

En la figura 2.23 se puede ver que en el frente de un pliegue de propagación de falla, el material tiene que rotar a través de la superficie axial A. Esto muchas veces no es posible, sobre todo en las estructuras con bajo ángulo de corte que poseen flancos frontales volcados. Es así que Suppe y Medwedeff (1990) concibieron un modelo que denominaron ***plegamiento de propagación de falla de superficie axial frontal fija o charnela fija*** (*fault-propagation folding with fixed front anticlinal axial surface*) (figura 2.24). Dicho modelo evoluciona igual al anterior, hasta que se produce la imposibilidad de rotación de bancos a través de la superficie axial A. Desde ese momento dicha superficie axial se inmoviliza y el pliegue evoluciona engrosando el limbo frontal A-A' (figura 2.24). Esto implica un cambio de espesor de

los bancos y en consecuencia una cierta ductilidad en el sistema. Sin embargo, los pliegues de charnela fija son los menos comunes dentro de los de propagación de falla. Suppe y Medwedeff (1990) realizaron formuleos para este tipo de estructuras que no se transcribirán en la presente guía.

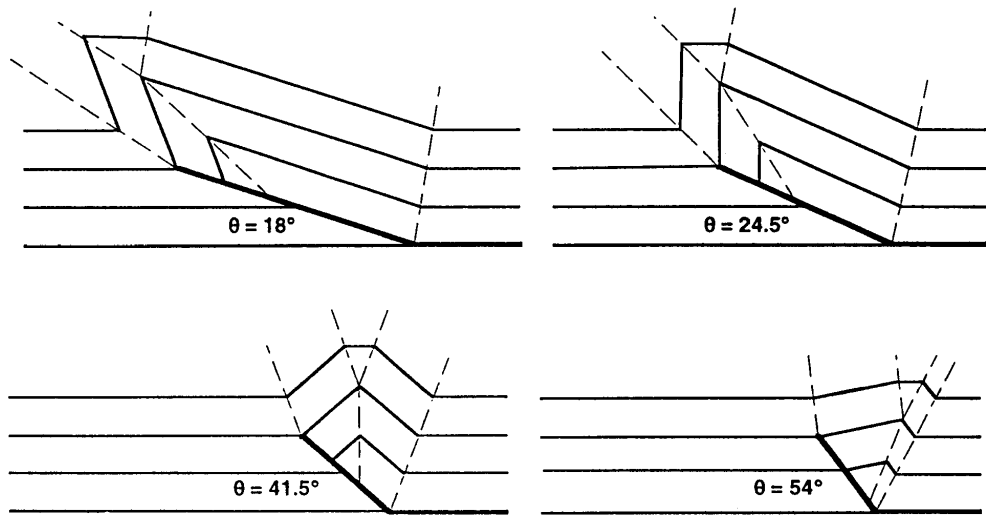


Figura 2.20: Variación de ángulo frontal de un pliegue de propagación de falla según el ángulo de corte inicial (Allmendinger, 1997).

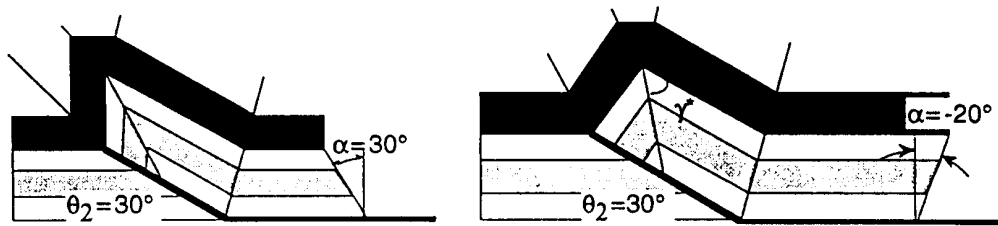


Figura 2.21: Variación de la geometría de un pliegue de propagación de falla según la cizalla angular aplicada (Allmendinger, 1997).

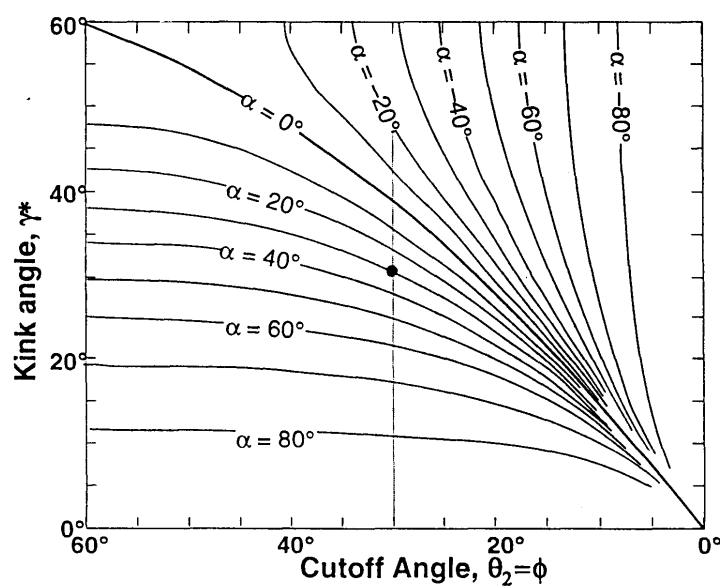


Figura 2.22: Gráfico en el que a partir del ángulo interlimbo y del ángulo de corte se puede obtener la cizalla angular del modelo (α), (Allmendinger, 1997).

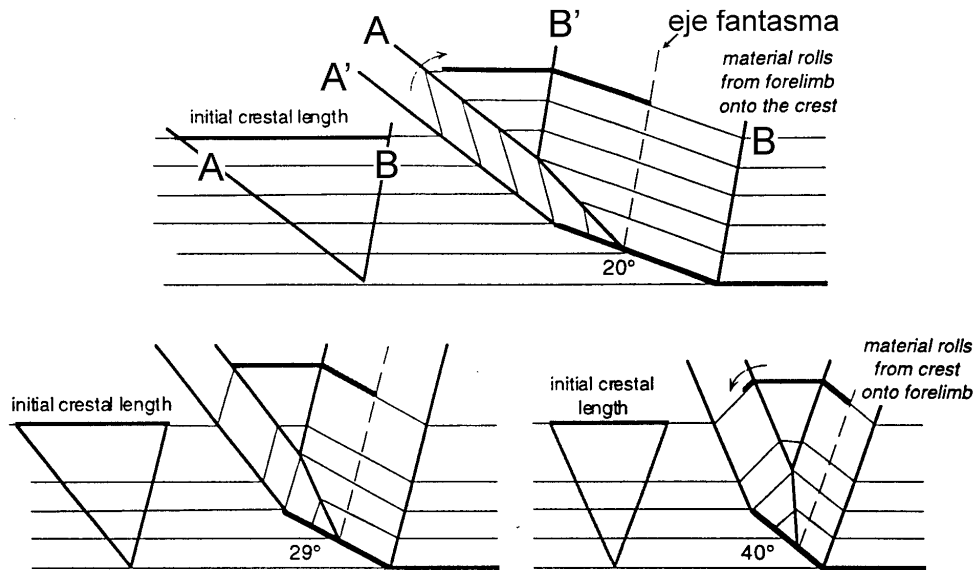


Figura 2.23: Durante la evolución de un pliegue de propagación de falla, el material tiene que moverse desde y hacia la cresta. Para entender como se mueve dicho material se puede utilizar el concepto de longitud inicial de la línea crestral (Zapata y Allmendinger, 1996). Véase discusión en el texto.

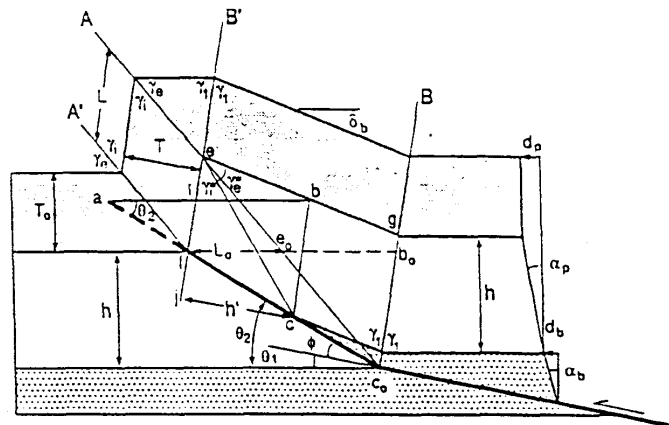


Figura 2.24: Pliegue de propagación de falla de charnela fija (Suppe y Medwedeff, 1990).

Pliegues por propagación de falla transportados

Si se observa con detenimiento la figura 2.23, se verá que durante la evolución de un pliegue de propagación de falla, el material tiene que moverse desde y hacia la cresta. La superficie axial B' se mueve junto con el bloque colgante, sin embargo, la longitud de la cresta no se mantiene constante durante la evolución del pliegue, lo que indica que tiene que haber un intercambio de material entre la cresta y el limbo frontal. Para entender como se mueve dicho material se puede utilizar el concepto de longitud inicial de la línea crestral y eje fantasma (Zapata y Allmendinger, 1996) que se ilustra en la figura 2.23. El eje fantasma es paralelo a la superficie axial B y pasa por el punto en que comienza la rampa frontal. Este eje se puede utilizar como punto de referencia para medir la longitud inicial de la cresta en cualquier etapa de evolución del pliegue. Se puede ver que si el ángulo de corte es elevado (mayor a

29°), el material migra desde la cresta hacia el flanco frontal (menor a 29°), pero si es bajo, el movimiento es inverso. Para un ángulo de corte de 29° el material no se moviliza entre la charnela y el flanco frontal y la superficie axial A (figura 2.16) se comporta como pasiva.

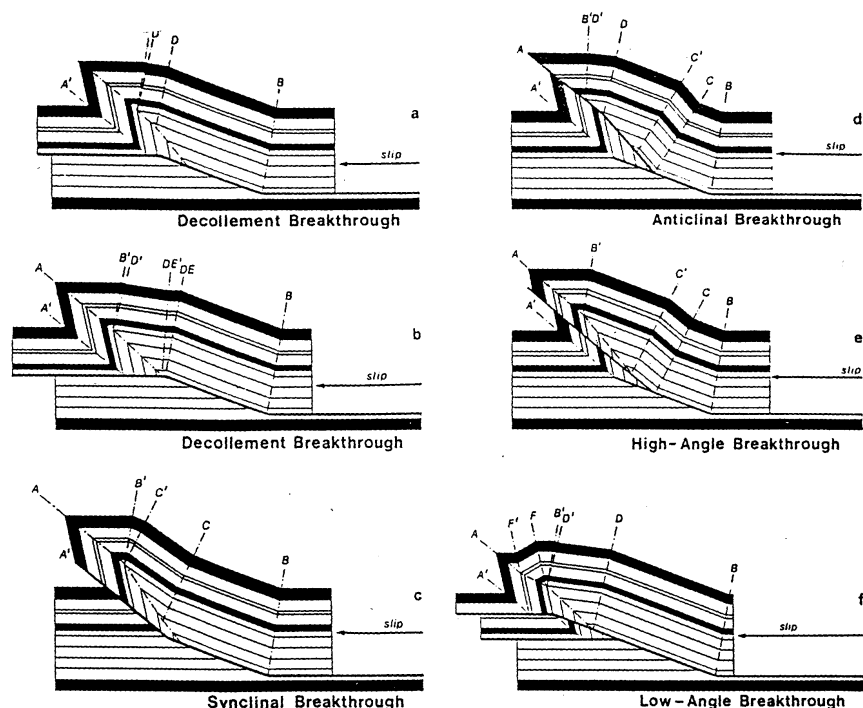
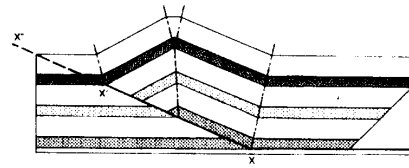


Figura 2.25: Pliegues de propagación de falla transportados (Suppe y Medwedeff, 1990).

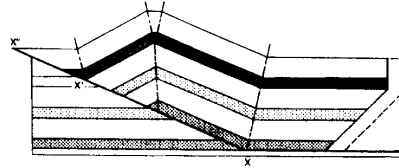
En muchos casos reales con ángulos de corte bajo y limbos frontales volcados, el material se ve imposibilitado mecánicamente para migrar hacia la cresta del pliegue y éste se bloquea. Cuando esto ocurre, puede producirse una nueva falla hacia el antepaís o se puede romper el pliegue y producirse un transporte del mismo hacia adelante. Este tipo de estructuras se llaman **pliegues por propagación de falla transportados** o *breakthrough fault propagation folds*. Su comportamiento es mixto ya que comienza como un pliegue de propagación de falla y después de trabarse se comporta como uno de flexión de falla.

Cuando en pliegue se bloquea, se rompe, es decir que la falla se propaga instantáneamente hasta alcanzar la superficie. Con la persistencia del régimen compresivo, el bloque colgante comienza a moverse sobre el nuevo plano de falla y a acomodarse a él como en los modelos de flexión de falla. El lugar por el cual la falla se propaga, en general, va a estar condicionado por las debilidades propias de cada sistema en particular. En las figuras 2.25 (Suppe y Medwedeff, 1990) y 2.26 (Mitra, 1990) puede verse que en algunos casos lo hace a través de la superficie axial sinclinal frontal, otras por la superficie axial anticlinal frontal, otras lo hace en forma de plano, etc. Se ha visto que muchos pliegues en la naturaleza tienen este origen, es decir que comienzan con una propagación de falla y posteriormente se transportan.

a PROPAGATION THROUGH UNDEFORMED SECTION

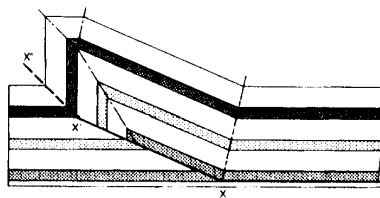


1

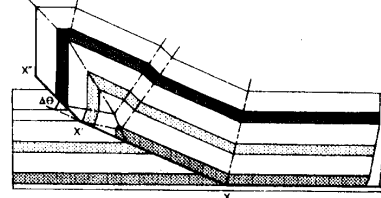


2

b PROPAGATION THROUGH AXIAL PLANE OF SYNCLINE

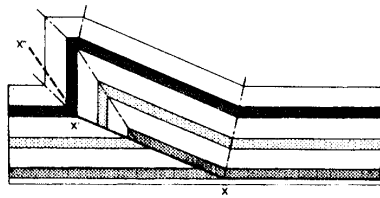


1

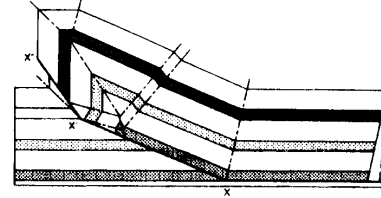


2

c PROPAGATION THROUGH ANTICLINAL FORELIMB



1



2

Figura 2.26: Pliegues de propagación de falla transportados (Mitra, 1990).

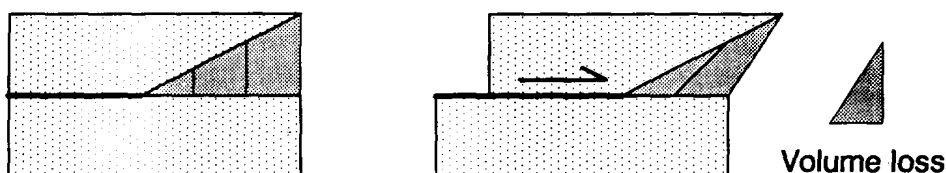
Pliegues de propagación de falla de cizalla triangular

Los pliegues de propagación de falla propuestos por Suppe y Medwedeff (1990) son muy prácticos y fáciles de utilizar, sin embargo constituyen sólo una de las aproximaciones geométricas a las estructuras de este tipo que se encuentran en la naturaleza. En ejemplos naturales es muy común encontrar pliegues de propagación de falla de limbos curvos y con cambios de espesores en los bancos. En modelos experimentales los pliegues generados por propagación de falla son de charnelas curvas y se aprietan progresivamente con el aumento de rechazo. Esto no sucede en las geometrías propuestas por Suppe y Medwedeff (1990) en que el ángulo interlimbar se mantiene constante con el desplazamiento y sólo depende del ángulo de corte. Erslev (1991) estudió estas diferencias en pliegues que involucran al basamento y propuso un modelo de cizalla triangular para explicar muchas de las geometrías encontradas en la naturaleza, al que denominó pliegues de propagación de falla de cizalla triangular (*trishear fault propagation fold*).

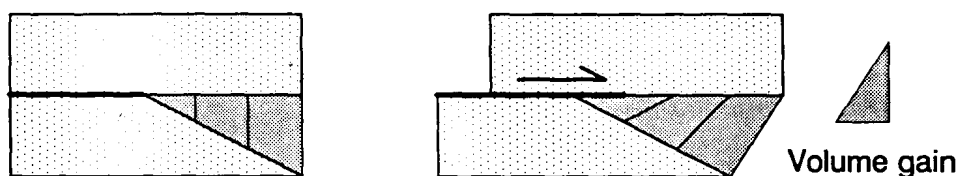
Para entender que es y que ocurre en una zona de cizalla triangular, se pueden imaginar dos bloques entre los que se genera una propagación de falla (figura 2.27). Se suponen ambos bloques como rígidos excepto en el sector sombreado en que el movimiento de las distintas partículas puede no ser paralelo y puede considerarse

dúctil. La zona de cizalla triangular puede estar restringida al bloque colgante (figura 2.27a), al bloque basal (figura 2.27b) o ser simétrica y acomodarse entre ambos (figura 2.27c). En los dos primeros casos varía el área durante la deformación, y el modelo no balancea. En el segundo, el área se mantiene constante por lo que el modelo es balanceable. Es así que Erslev (1991) propuso a las zonas de cizalla triangular como simétricas, sin embargo y como posteriormente demostraron Zehnder y Allmendinger (2000) si bien esto es lo más común, no es estrictamente necesario.

A. Hanging-Wall Triangular Shear Zone



B. Footwall Triangular Shear Zone



C. Symmetric Triangular Shear Zone

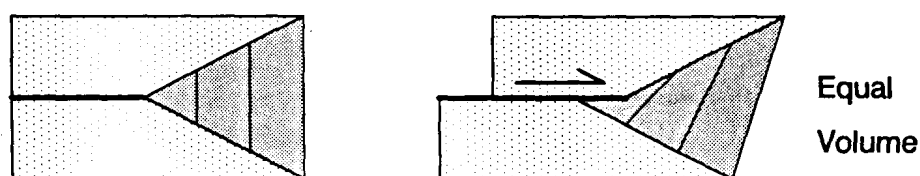


Figura 2.27: Geometría simplificada de cizalla triangular (Erslev, 1991). Véase discusión en texto.

Ahora bien, ¿cuál es el movimiento del material dentro de la zona de cizalla? Si se supone un movimiento de *sisa simple* como el propuesto entre las figuras 2.28 a y b, se puede ver que el área de la porción sombreada en ambas figuras no es la misma. Es decir que mediante *cizalla simple*, si bien se mantiene el área total del triángulo de cizalla, no se conserva el área en porciones individuales del mismo. Para que esto ocurra, el movimiento de las partículas no tiene que ser paralelo al de la falla (no debe ser *sisa simple*) sino que tiene que existir una componente oblicua a la del plano de falla como en la figura 2.28c. Esto es lo que se denomina **cizalla triangular** o *trishear*. Las áreas sombreadas en las figuras 2.28 a y c son iguales. El ángulo abarcado por la cizalla triangular se llama **ápice** y de él depende la diferencia entre las áreas en el caso de *sisa simple*. Cuando el **ápice** es 0° no habrá diferencia entre las áreas de las figuras 2.28 a y b, por lo que se puede considerar a la *sisa simple* como un caso particular de *trishear*.

Si se rotan 90° antihorariamente las figuras 2.28 a y c, y se supone un ejemplo geológico con un material estratificado horizontalmente cortado por una falla en propagación vertical, se verá que en la zona de cizalla los bancos no mantienen su

espesor constante ya que se produce un afinamiento en la charnela anticlinal y un engrosamiento en el sinclinal (figura 2.29). Las líneas estratales de la figura 2.29 se plegaron en forma angular sólo porque se encontraban inicialmente perpendiculares a la falla. Es decir que si consideráramos un pulso más de deformación sobre los mismos bancos ahora inclinados, estos se plegarían en forma curva si lo hacen siguiendo el modelo de cizalla triangular.

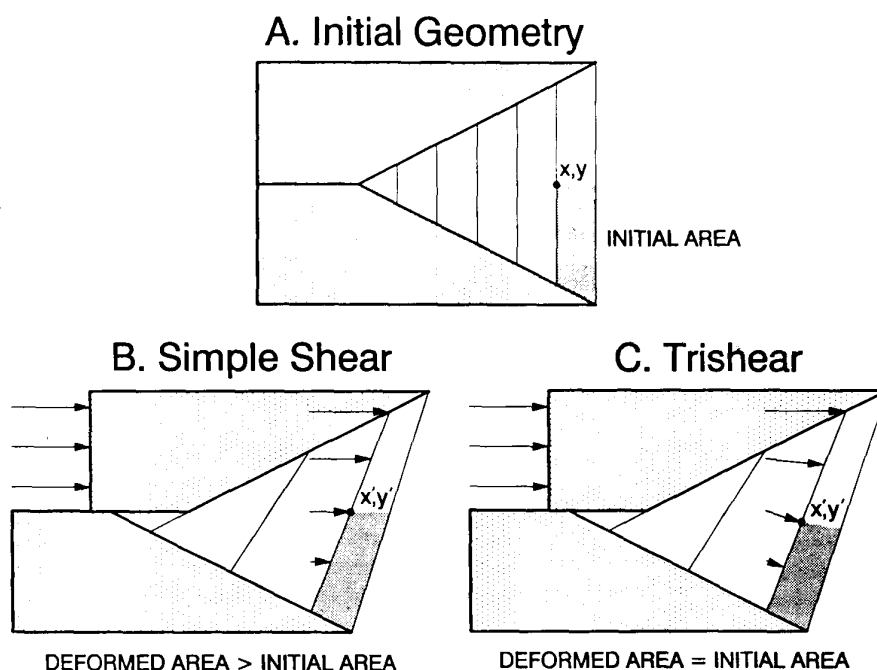


Figura 2.28: Comparación entre cizalla simple y cizalla triangular (Erslev, 1991). Véase discusión en el texto.

El predecir y reconstruir estructuras utilizando cizalla triangular, no es tan simple como en los modelos geométricos de Suppe (1985) y no se puede hacer sin el uso de la computadora. Posteriormente al trabajo de Erslev (1991), Hardy y Ford (1997) desarrollaron un algoritmo matemático para trabajar con este tipo de estructuras. En él propusieron un campo lineal de velocidades dentro de la zona de *trishear* (figura 2.30) en el que la velocidad disminuye en forma lineal desde el límite de la zona triangular con el bloque colgante hasta hacerse cero en el límite con el bloque basal. Igualmente la dirección de movimiento varía de paralela al plano de falla a paralela al borde inferior con el bloque basal.

Zehnder y Allmendinger (2000) generalizaron el modelo, y desarrollaron un algoritmo muy útil y fácilmente aplicable en un programa de computación. Estos autores definen un sistema de coordenadas donde el eje x es paralelo a la falla, el eje y es perpendicular a la misma y el origen de coordenadas se encuentra en el *tip-line* (figura 2.30). Ellos basan su desarrollo en que la condición para que un modelo de deformación sea balanceable por área (se conserve el área antes y después de la deformación) es que la divergencia del campo de velocidad sea cero:

$$\text{div } \underline{v} \equiv \frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} = 0$$

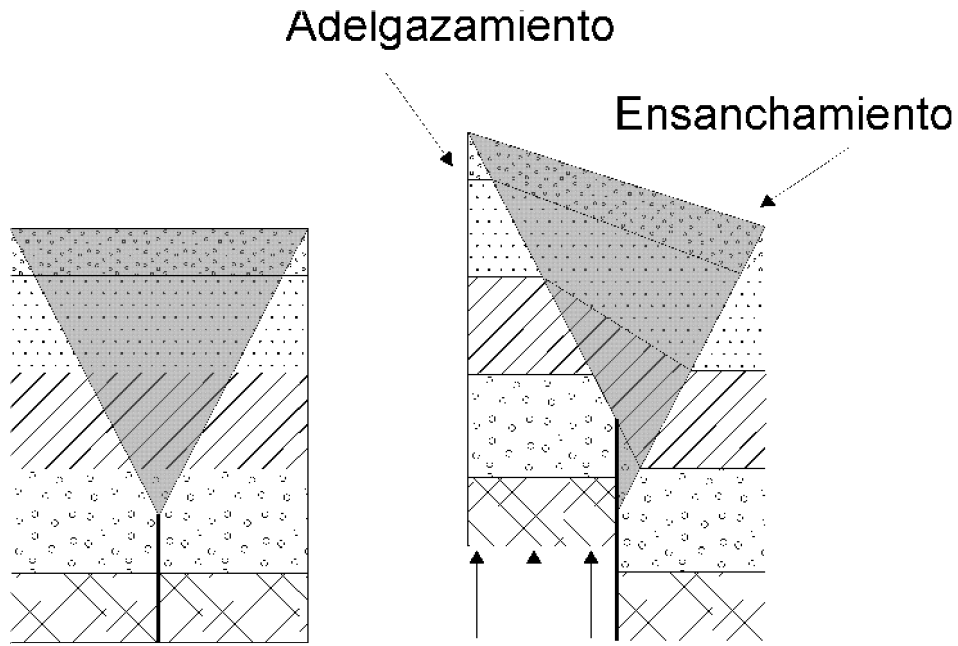


Figura 2.29: Modelo simplificado de falla de propagación vertical de cizalla triangular homogénea. Véase discusión en el texto.

Las condiciones de borde para la zona de *trishear* en el sistema de coordenadas descrito son:

$$\begin{aligned} V_x &= V_0, & V_y &= 0, & \text{en } y &= x \tan j_1 \\ V_x &= 0, & V_y &= 0, & \text{en } y &= -x \tan j_2 \end{aligned}$$

y definiendo ahora un campo de velocidad en el eje x y utilizando la ecuación de divergencia se puede obtener el campo de velocidad en el eje y para que el modelo balancee. Zehner y Allmendinger (2000) proponen la siguiente ecuación para generalizar el campo de velocidad en el eje x en una zona de *trishear* simétrica (donde $j_1 = j_2 = j$):

$$V_x = \frac{V_0}{2} \left[\operatorname{sgn} y \left(\frac{|y|}{x \tan j} \right)^{\frac{1}{s}} + 1 \right], \quad x > 0, \quad -x \tan j \leq y \leq x \tan j$$

donde $\operatorname{sgn} y$ representa el signo de y , y s es un parámetro para cambiar la forma de campo. Es decir, cuando $s = 1$ el campo es lineal como el propuesto por Hardy y Ford (1997), cuando $s > 1$ el cambio de velocidad de V_x en la zona de *trishear* no es lineal.

Utilizando las ecuaciones anteriores se puede despejar la velocidad en el eje y (V_y) para que el modelo balancee:

$$V_y = \frac{V_0 \tan j}{2(1+s)} \left(\frac{|y|}{x \tan j} \right)^{\frac{1+s}{s}} - \frac{V_0 \tan j}{2(1+s)}$$

Si bien no se expondrán aquí, en el trabajo de Zehner y Allmendinger (2000) se deducen las ecuaciones para zonas de cizalla triangular no simétricas y para distintos campos de velocidad V_x (variaciones de s).

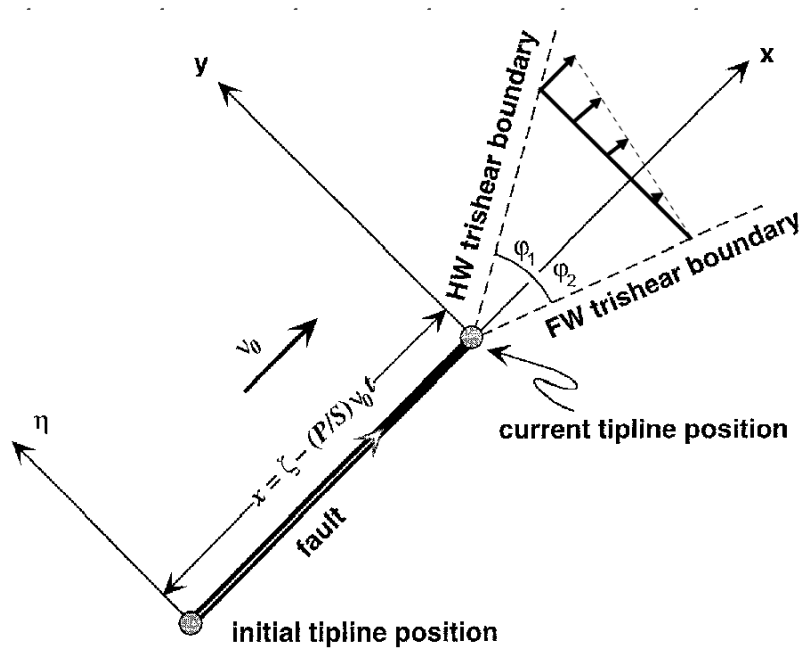


Figura 2.30: Campo lineal de velocidades dentro de la zona de trishear propuesto por Hardy y Ford (1997), y sistemas de coordenadas utilizado por Zhender y Allmendinger (2000). Vease discusión en el texto.

El modelo de *trishear* fue propuesto por Erslev (1991) para pliegues que involucran al basamento y se adapta bien a pliegues en rocas dúctiles, sin embargo también se puede aplicar a rocas sedimentarias en que los engrosamientos o adelgazamientos se resuelven con microfracturas o con el acomodamiento de algunos bancos más dúctiles. Es importante remarcar que la deformación dentro de la zona de cizalla triangular no es homogénea, por lo cual no se conserva el paralelismo de las líneas. Si bien el modelo está balanceado por áreas, no lo está por longitud de líneas (es decir que no se conserva la longitud de los bancos antes y después de la deformación).

Allmendinger (1998) trazó la deformación dentro de la zona triangular (figura 2.31) definiendo círculos mediante puntos discretos que al moverse siguiendo los algoritmos de *trishear* se deforman en pseudo-elipses (al no ser homogénea la deformación, no se forman elipses verdaderas). Ajustando elipses verdaderas a dichos puntos, se pueden obtener los ejes principales y la líneas de no deformación finita de dichas elipses. Este método es sumamente potente para predecir patrones de fracturamiento en pliegues que se puedan explicar por *trishear*.

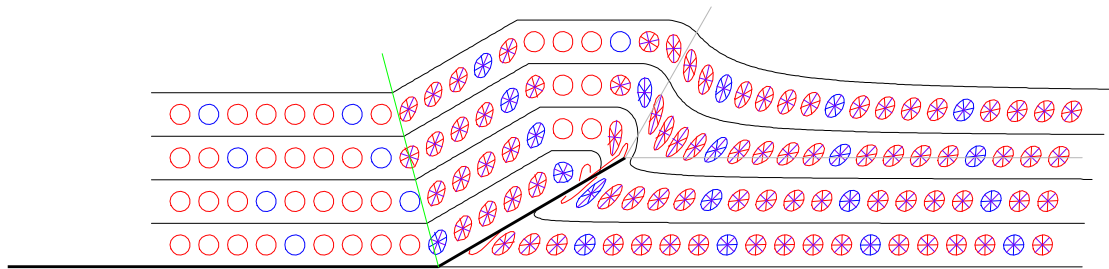


Figura 2.31: Allmendinger (1998) trazó la deformación dentro de la zona triangular definiendo círculos en el modelo indeformado que se deforman a pseudo-elipses. Se pueden obtener los ejes principales y la líneas de no deformación finita de dichas pseudo-elipses. Este método es sumamente potente para predecir patrones de fracturamiento en pliegues que se puedan explicar por trishear.

Los principales parámetros del modelo de trishear

Erslev (1991) observó que las zonas de cizalla triangulares pueden estar fijas al bloque basal o moverse junto con el bloque colgante (figura 2.32). Si el ápice del triángulo de cizalla está fijo a la pared basal, el basamento (en negro) entra en la deformación, pero si el ápice se fija a la pared colgante esto no ocurre. Hardy y Ford (1997) cuantifican la velocidad relativa de la zona de *trishear* respecto de los bloques colgante y basal mediante la relación propagación/desplazamiento (P/S). La propagación (P) representa la velocidad de avance del *tip-line* respecto al bloque basal y el desplazamiento (S de slip) la velocidad de avance del bloque colgante respecto al bloque basal. Esta relación (P/S) se convirtió en una de las variables más importantes del modelo y según lo investigado por Allmendinger (1999) controla más la geometría resultante que el propio ángulo ápice del *trishear*. Las otras variables que participan en el modelo, son el ángulo de falla, ángulo ápice de *trishear*, desplazamiento (S) y posición inicial del *tip-line*. La figura 2.33 muestra algunas de las geometrías posibles generadas por el modelo de trishear (Allmendinger *et al.*, 2000) y la influencia que tiene el cambio de las diferentes variables.

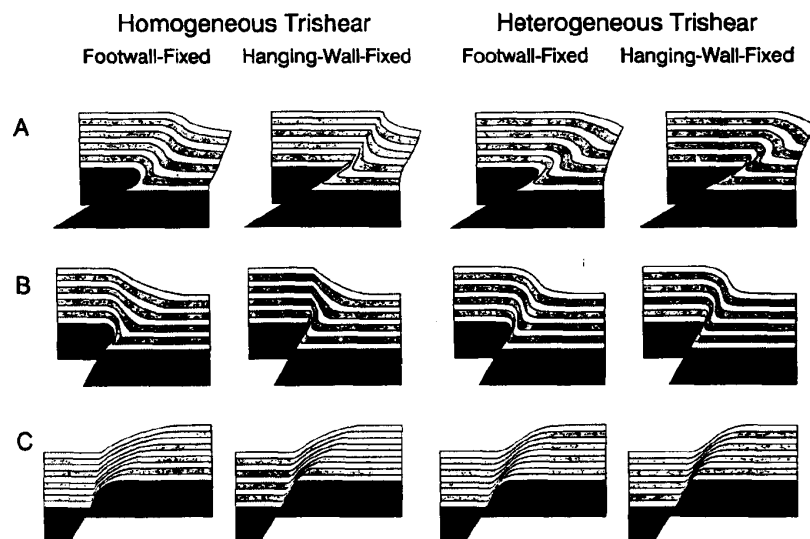


Figura 2.32: Ejemplos de pliegues de propagación de falla de cizalla triangular para fallas inversas de alto ángulo, corrimientos y fallas directas. Modelos generados para sisa homogénea y heterogénea por computadora (TRISHEAR; Erslev, 1991).

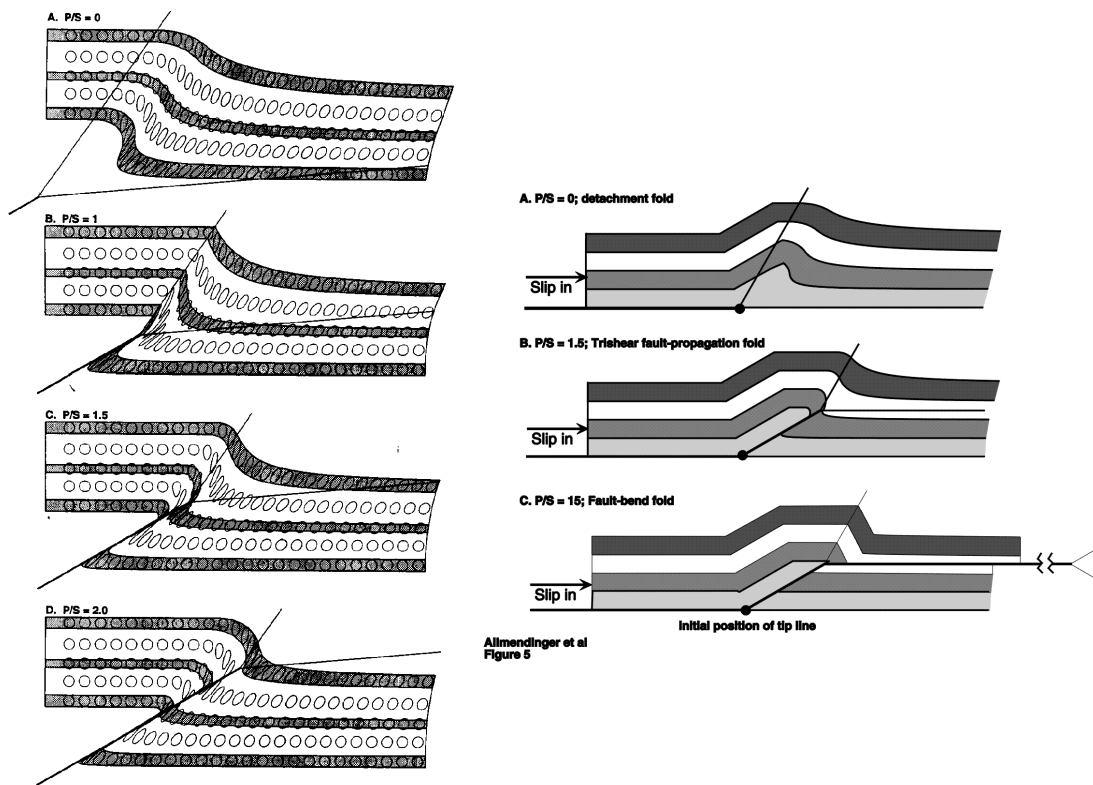


Figura 2.33: Ejemplos de pliegues de propagación de falla de cizalla triangular para fallas inversas. Tomado de Allmendinger (1998) y Allmendinger *et al.* (2000).

Cizalla triangular del limbo dorsal

Los modelos de pliegues por flexión y propagación de falla (Suppe, 1983; Suppe y Mendwedeff, 1990) revisados anteriormente fueron y siguen siendo muy exitosos ya que son sencillos, fácilmente aplicables y representan muy bien muchas estructuras encontradas en la naturaleza. Sin embargo, fallan en explicar pliegues curvos y cambios de espesores en los limbos como los encontrados en muchos ejemplos reales. El modelo de pliegues de propagación de falla de cizalla triangular (Erslev, 1991) resuelve este problema para los limbos frontales, y ha demostrado ser muy poderoso para modelarlos curvos a partir de fallas rectas o de fallas curvas. Pero que pasa con los limbos dorsales de los pliegues? Cuales son los modelos que se utilizan para su construcción? El más común es el usado en los pliegues de flexión y propagación de falla que implica cizalla paralela a la estratificación (Suppe, 1983) y que se construye utilizando superficies axiales que bisectan las flexiones de la falla (véanse figuras 2.1 y 2.2). Este método genera limbos dorsales rectos y charnelas angulares. El modelo de cizalla inclinada (*incline shear*, White et al., 1986), que será analizado más adelante, puede explicar limbos dorsales curvos con cambios de espesores pero sólo a partir de una falla lítrica o curva.

Recientemente Cristallini y Allmendinger (2000) propusieron el modelo de cizalla triangular del limbo dorsal (*back-limb trishear*) que puede explicar limbos dorsales curvos con cambios de espesores a partir de fallas rectas con charnelas angulares. La idea del *back-limb trishear* simplemente se basa en que los bancos rotan de manera progresiva sobre una flexión angular del plano de falla. El área dentro de la

cual rotan tiene forma triangular y ápice en el punto de inflexión de la falla (figura 2.34). Es así que los bancos cercanos a la falla van a formar una curva aguda y los más alejados van a tener una curvatura suave. La zona triangular puede ser simétrica o asimétrica respecto de la bisectriz de la inflexión del plano de falla. Las ecuaciones que definen el movimiento dentro de la zona de cizalla pueden verse en el trabajo de Cristallini y Allmendinger (2000).

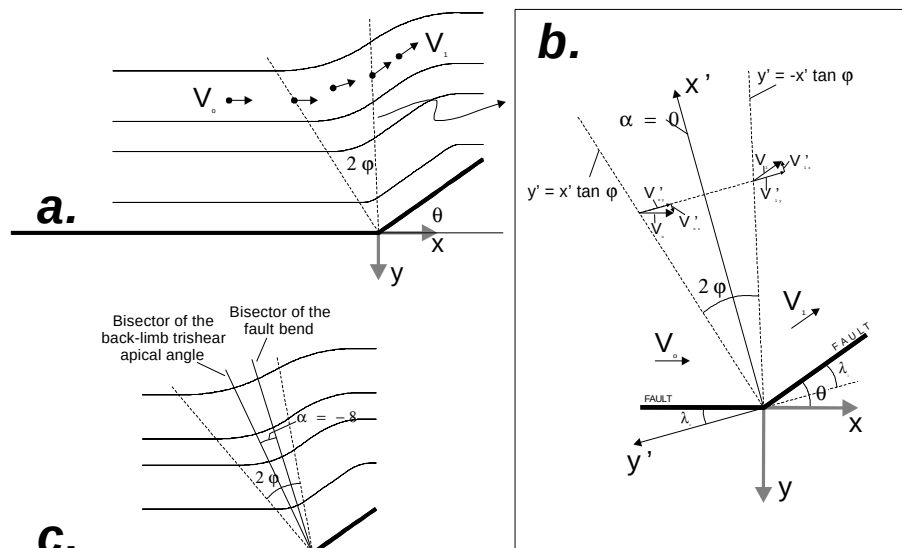


Figura 2.34: En el modelo de *back-limb trishear* (Cristallini y Allmendinger, 2000) los bancos rotan de manera progresiva sobre una flexión angular del plano de falla. Los algoritmos son análogos a los de *trishear* del limbo frontal.

Es interesante remarcar que si se utiliza una zona triangular de ángulo ápice igual a cero y simétrica respecto a la bisectriz de la inflexión del plano de falla, se obtienen limbos dorsales angulares exactamente iguales a los tradicionales de Suppe (1983) (figura 2.35a). Si la zona es asimétrica y con ápice igual a cero el método reproduce al modelo de cizalla inclinada (figura 2.35b). En otras palabras, se pueden considerar a los modelos de cizalla paralela (*parallel shear*) y de cizalla inclinada (*incline shear*) como casos especiales del *back-limb trishear*.

En la figura 2.35 c, d, e y f pueden compararse las diferencias entre modelos de *back-limb trishear* simétricos y asimétricos. En el primero de los casos (figura 2.35 c y d), existe un espesamiento de los bancos en la charnela sinclinal y una adelgazamiento en el limbo dorsal. Ambos se compensan y el modelo se balancea por áreas manteniendo el desplazamiento paralelo a la falla constante a uno y otro lado de la zona triangular. En el caso de la figura 2.35e donde la asimetría es negativa (hacia atrás), los bancos se espesan tanto en la charnela sinclinal como en el limbo dorsal. Esto hace que parte del acortamiento sea consumido en el engrosamiento de los bancos y por ende el desplazamiento paralelo a la falla sea menor hacia adelante de la zona triangular. Si bien todas las demás variables son iguales que las de la figura 2.35 c y d, la altura del pliegue es menor. Por último, en el caso de la figura 2.35f donde la asimetría es positiva (hacia adelante), los bancos se adelgazan tanto en la charnela sinclinal como en el limbo dorsal y para mantener balanceado al modelo, el desplazamiento paralelo a la falla tiene que ser mayor hacia adelante de la zona triangular. Esto significa que la altura del pliegue va a ser mayor que el de la figura 2.35 c y d. Las variaciones en el ángulo ápice de la zona triangular resultan en distinta

curvatura de los bancos en la charnela sinclinal: a mayores ángulos la curvatura es más suave.

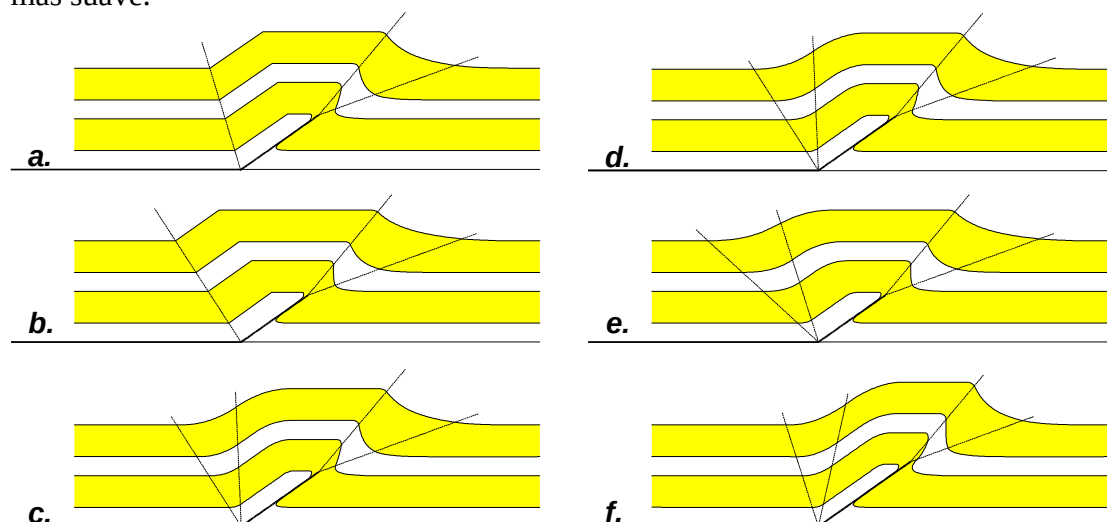


Figura 2.35: Ejemplos de *back-limb trishear*. **a.** zona triangular de ángulo ápice igual a cero y simétrica respecto a la bisectriz de la inflexión del plano de falla. **b.** zona triangular asimétrica y con ápice igual a cero. **c. y d.** zona triangular de ángulo ápice igual a 30° y simétrica respecto a la bisectriz de la inflexión del plano de falla. **e. y f.** zonas triangulares con ápice igual 30° y asimetrías de 30° negativa y positiva respectivamente.

Cizalla inclinada

El método de cizalla inclinada (*incline shear*) fue propuesto por White et al. (1986) para determinar la geometría de fallas directas en base a la forma de las sedimentitas del bloque colgante de la falla. Sin embargo, su uso se puede hacer extensivo a fallas inversas (Brooks et al. 2000) y es especialmente útil para modelar pliegues desarrollados a partir de fallas curvas y estructuras de inversión tectónica. La figura 2.36 muestra la idea fundamental del método que implica cizalla simple no paralela a la estratificación. Se la puede visualizar como una serie de lápices que forman el bloque colgante y que se van a mover adaptándose a la geometría de la falla. La inclinación de los planos de cizalla (lápices de la figura 2.36) es arbitraria, y de ella va a depender la geometría final del pliegue. En el modelo de cizalla inclinada básicamente se conserva el desplazamiento horizontal mientras que el vertical está es función del primero y del ángulo de cizalla. Las ecuaciones para aplicar el método se pueden obtener de White et al. (1986); también puede ser aplicado gráficamente siguiendo la idea de la figura 2.36.

Pliegues por despegue

Los **pliegues por despegue** (*detachment folds*) son los más sencillos de entender y su desarrollo se basa en la compresión de uno o más bancos de material de alta ductilidad (evaporitas, arcillitas, lutitas, etc.) a los que sobreyacen bancos más consistentes. El espacio generado por debajo de la cúpula del pliegue puede ser rellenado por el material dúctil sin la necesidad de que existan rampas de falla en el sistema (figuras 2.37 y 2.38).

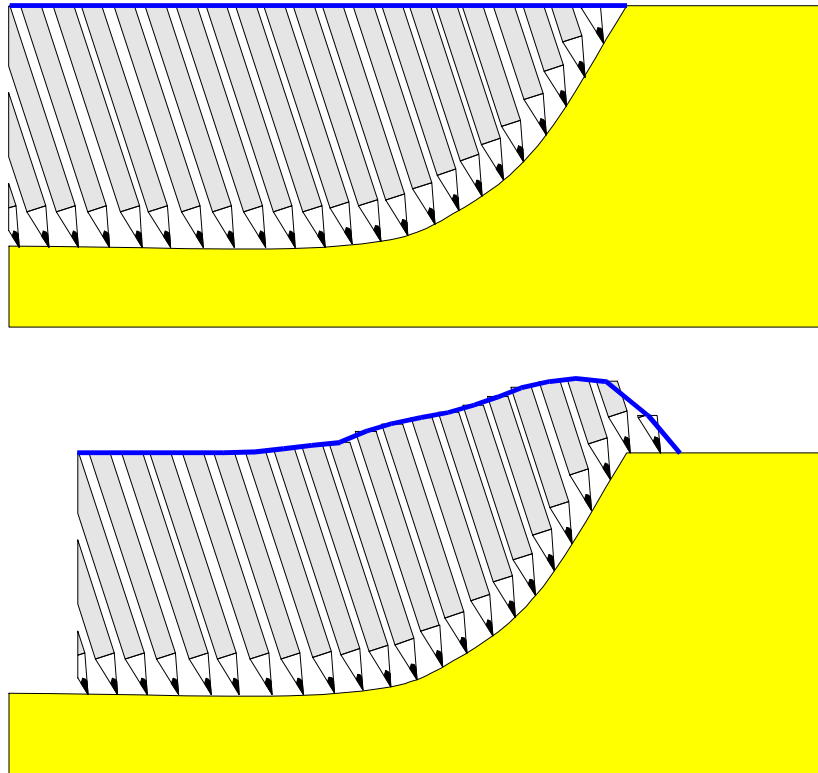


Figura 2.36: Diagrama esquemático que ilustra la idea del modelo de *incline shear* con lápices. La inclinación de los lápices representa el ángulo de *incline shear* de el depende la geometría del bloque colgante.

Es importante entender la diferencia entre un pliegue por despegue y un diapiro. El primero se genera por esfuerzos compresivos horizontales que pliegan la secuencia, y el material dúctil migra hacia el núcleo de la estructura. Este tipo de mecanismo se denomina **tectoquinesis**. En el caso de los diapiros, no es necesario ningún esfuerzo horizontal, ya que por el propio peso de la secuencia que sobreyace al material dúctil se produce la extrusión de éste hacia arriba. Este mecanismo se denomina **haloquinesis** (figura 2.39). Por supuesto en los pliegues por despegue reales suele estar sobrepuesta la haloquinesis dando estructuras complejas mixtas.

En términos generales, en todos los modelos de pliegues que se analizaron hasta el momento se puede asumir que el movimiento del material solo se da en el sentido de transporte de la estructura (en el plano de la sección). En los pliegues por despegue esta situación suele no cumplirse ya que el material dúctil puede moverse también oblicua o perpendicularmente a la dirección de transporte tectónico. Sin embargo, para simplificar su estudio, primero se debe entender el problema en dos dimensiones.

Básicamente existen dos modelos bidimensionales para explicar la formación de pliegues por despegue (figura 2.40). El primero de ellos (modo 1) se produce como consecuencia de una deformación instantánea en los bancos competentes que sobreyacen a las evaporitas y la migración posterior de este material hacia el núcleo de la estructura. El acortamiento es absorbido por un aumento en la amplitud del pliegue, manteniendo la longitud de onda del mismo constante (figura 2.41). Este mecanismo fue denominado por Poblet y McClay (1996) como modo 1: inclinación

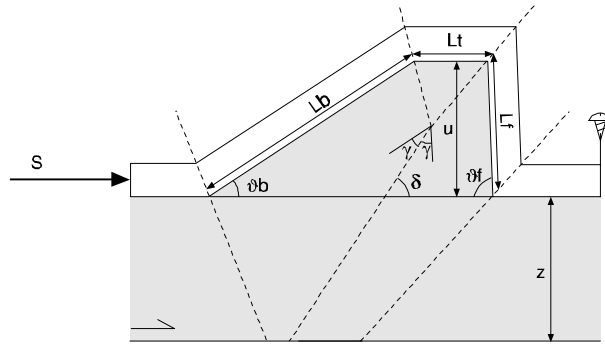


Figura 2.37: Modelo de plegamiento por despegue de una sola capa (Poblet y McClay, 1996).

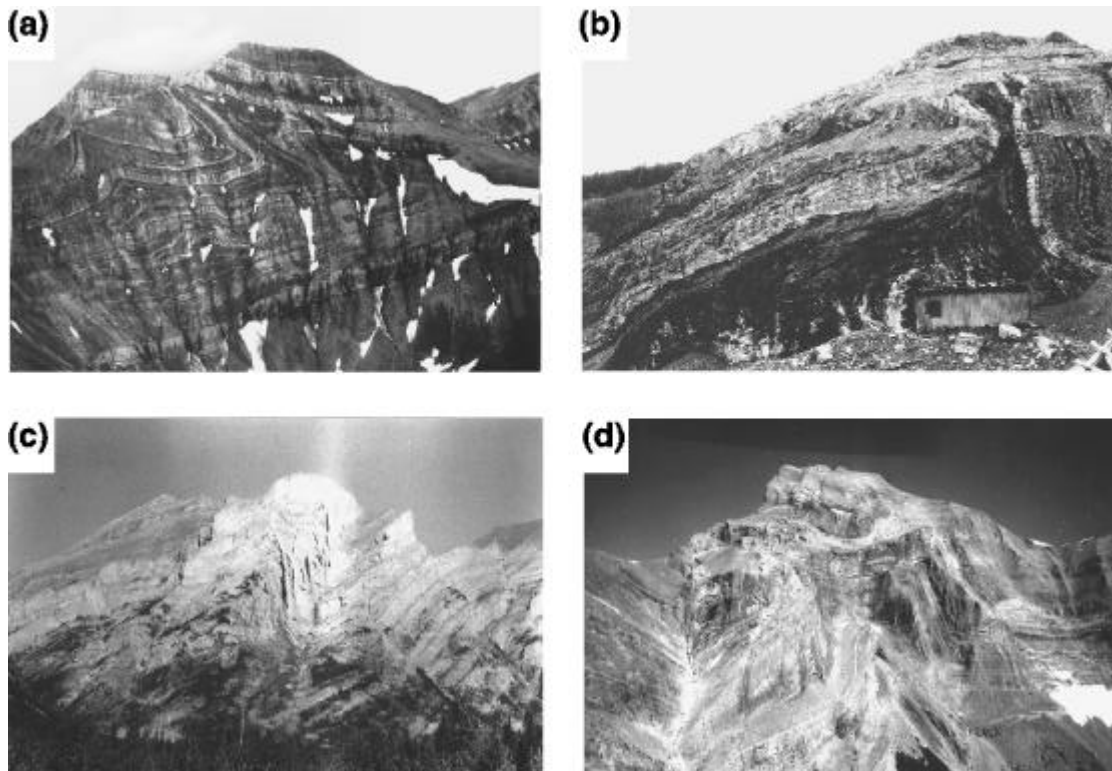
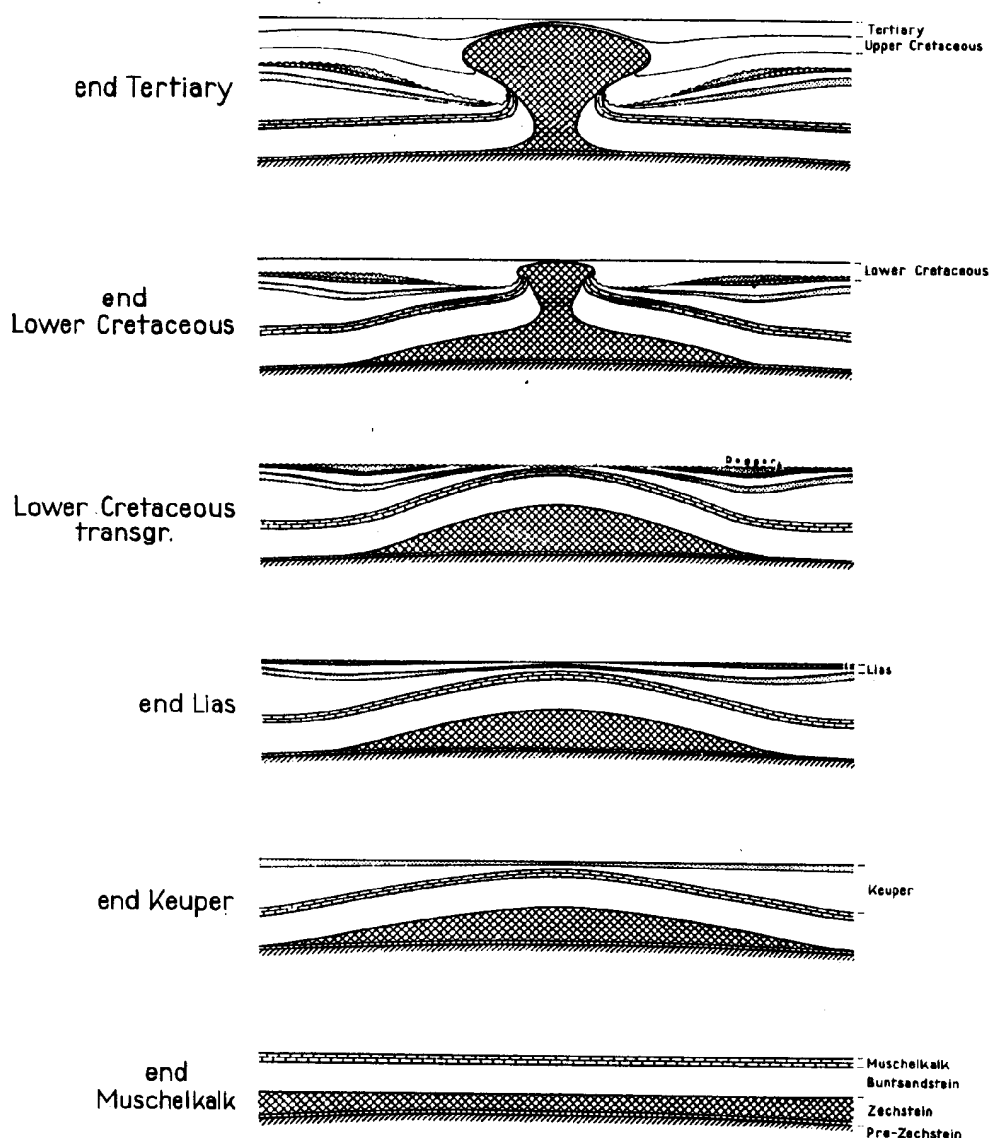


Figura 2.38: Ejemplo de pliegues por despegue. (a) Mt. Burden, Rocayosas Canadienses del Norte. (b) Grassy Mountain, Rocayosas Canadienses del Sur. (c) Pliegues chevron en las Rocayosas Canadienses del Sur. (d) Área de Haltway River, Rocayosas Canadienses del Norte. (tomado de Poblet y McClay, 1996).

constante de limbos y variación de la longitud de los mismos (*constant limb dip and variable limb length*). En la figura 2.41 puede verse para un modelo simplificado de este mecanismo, como varían algunos parámetros. Mientras la longitud de onda del pliegue se mantiene constante, la amplitud aumenta con el acortamiento. La evolución areal del pliegue muestra que si bien el área total de material dúctil involucrada en la estructura se mantiene constante y es igual a la inicial, el área que sobresale al nivel regional (es decir el área que representa al acortamiento) aumenta linealmente con el acortamiento.

La figura 2.40b, muestra un mecanismo de formación diferente (modo 2), en el que se produce el arqueamiento progresivo de los bancos competentes y la

migración del material dúctil hacia el centro de la estructura. En este caso, el acortamiento es absorbido por un leve aumento en la amplitud y una fuerte disminución de la longitud de onda (figura 2.41). Este mecanismo fue denominado por Poblet y McClay (1996) como modo 2: longitud constante de limbos y rotación



progresiva de los mismos (*variable limb dip and constant limb length*). En la figura

Figura 2.39: Diagrama mostrando la formación de un diapiro salino sin intervención de esfuerzos horizontales (haloquinesis). Ejemplo del stock Zechstein (Trusheim, 1960).

2.41 se muestra para un caso simple que mientras la amplitud del pliegue aumenta suavemente, la longitud de onda disminuye fuertemente con el acortamiento. El área por encima del nivel regional aumenta hasta un máximo y luego disminuye con el acortamiento. La evolución del área total (figura 2.41) muestra algo semejante, cuando comienza el plegamiento, se requiere un exceso de material dúctil que tiene que ingresar de afuera del sistema, este exceso llega a un máximo a partir del cual el pliegue comienza a expulsarlo hasta volver al área inicial. Si la compresión continúa, el pliegue comienza a expulsar también parte del material dúctil que inicialmente existía. Este hecho es muy importante, ya que implica movilidad desde y hacia el

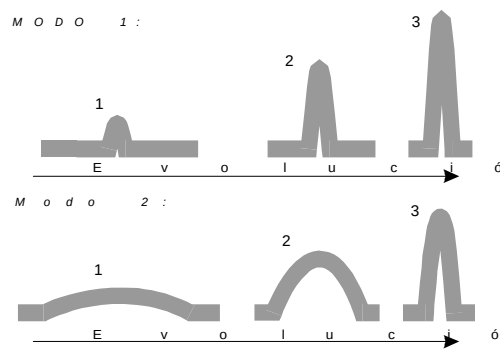


Figura 2.40: Diferentes modos de pliegues por despegue. Modo 1: inclinación de limbos constante. Modo 2: longitud de limbos constante.

núcleo del pliegue de mucho material, que en casos reales puede producirse desde cualquier sector aledaño a la estructura. La diferencia entre los modelos *modo 1* y *modo 2* es fundamental para entender la cinemática de los movimientos del material incompetente en forma perpendicular u oblicua a la dirección de transporte tectónico.

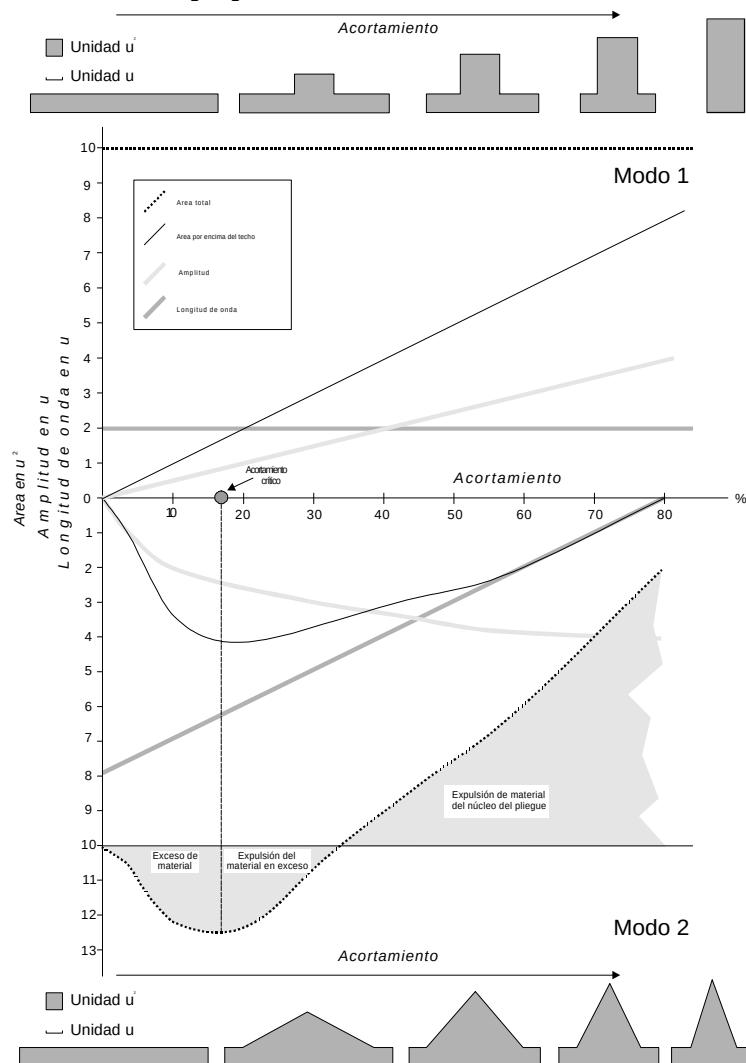


Figura 2.41: Variación simplificada de algunos parámetros con el acortamiento. El modo 1 necesita poco material dúctil para su desarrollo y la cantidad va aumentando linealmente con el acortamiento. En contraposición el modo 2 requiere exceso de material incompetente hasta alcanzar un acortamiento crítico, pasado el cual, necesita expulsarlo del núcleo de la estructura.

Como es común en la naturaleza, ninguno de estos mecanismos actúa en forma pura y en general el proceso es la resultante de ambos (figura 2.42). Es así que Poblet y McClay (1996) definen los modos 3 y 4 como modos mixtos entre el 1 y el 2. Ambos modelos, modo 3 y 4 (figura 2.43), implican longitud e inclinación de limbos variable, y la diferencia radica en que el modo 4 asume que la superficie de despegue basal se encuentra exactamente a la profundidad en que se intersectan las superficies axiales sinclinales del pliegue (figura 2.43).

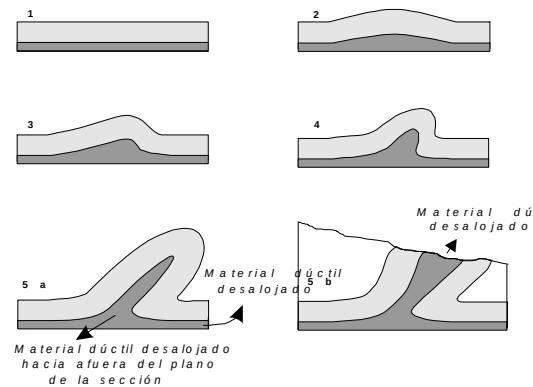


Figura 2.42: Modelo de pliegue por despegue combinado entre el *modo 1* y el *modo 2*. Nótese el cambio de longitud de los limbos y la rotación de los mismos a medida que evoluciona el pliegue.

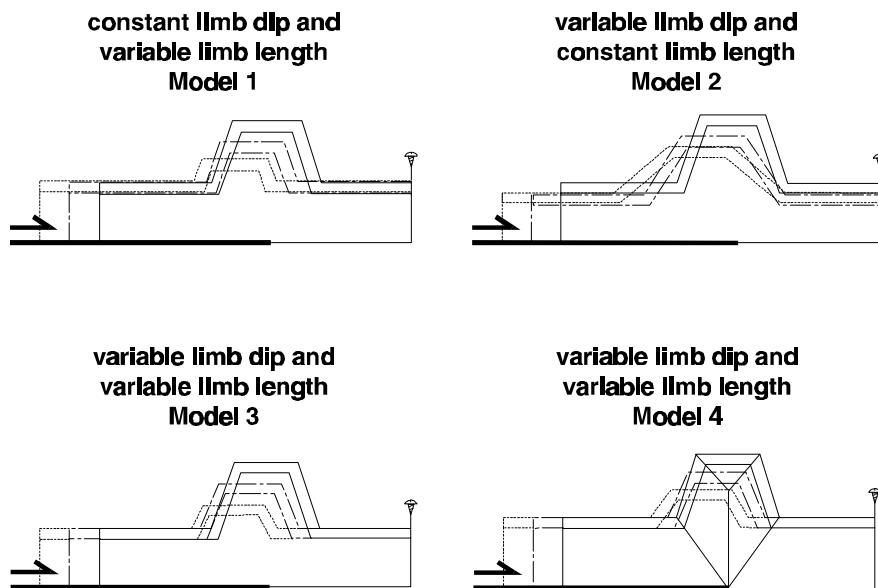


Figura 2.43: Pliegues por despegue. Arriba: modos 1 y 2. Abajo: modos combinados 3 y 4 (Poblet y McClay, 1996).

Pliegues de propagación/despegue (Chester y Chester, 1990)

Como se analizó anteriormente los pliegues rara vez son generados por un solo mecanismo, sino que son producto de la combinación de dos o más de ellos. Se han estudiado geometrías combinadas de pliegues de propagación y flexión de falla (como por ejemplo los pliegues de propagación de falla transportados o *breakthrough fault*

propagation folds) y en este punto se analizará una geometría combinada entre pliegues de propagación de falla y pliegues por despegue (*fault-propagation/detachment folds*; Chester y Chester, 1990; Marret y Bentham, 1997).

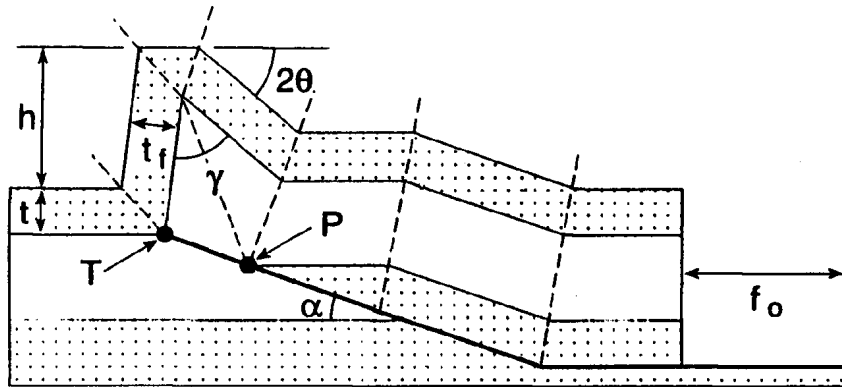


Figura 2.44: Geometría de un pliegue de propagación/despegue (Chester y Chester, 1990; Marrett y Bentham, 1997).

El modelo más simple de este tipo de pliegues puede verse en la figura 2.44. Una de las diferencias principales con los modelos anteriores es que la inclinación del limbo dorsal ($2q$, **nótese** que se cambió la nomenclatura respecto a los modelos anteriores) de la estructura no depende directamente del ángulo de rampa (α). Por otro lado en un pliegue por propagación de falla común, el rechazo en el plano de falla no es constante en la totalidad de la rampa colgante, sino que varía desde un máximo en la parte inferior de la misma hasta un mínimo (desplazamiento nulo) en el punto de terminación o *tip*. Sin embargo, en los pliegues de propagación/despegue puede existir parte de la rampa colgante con desplazamiento constante (por debajo del punto P en la figura 2.44). Es decir, y como se observa en la figura 2.44, el rechazo es constante en la porción de rampa colgante ubicada por debajo del punto de iniciación del pliegue P y comienza a perderse linealmente a partir de ese punto hasta hacerse nulo en el de terminación o *tip* (punto T).

Los parámetros que se utilizan para calcular el ángulo de corte de la falla que da origen a esta estructura son: el ángulo de inclinación del limbo dorsal respecto de la inclinación regional del basamento del pliegue ($2q$) el ángulo interlimbo (g) y la relación de espesores entre el limbo frontal y el espesor original (t_f/t). Estos parámetros se relacionan trigonométricamente con el ángulo de corte de la falla (α) mediante la siguiente ecuación (Marrett y Bentham, 1997):

$$\alpha = \text{arccotan} \left[-A - B + \sqrt{(A+B)^2 + 2A \cdot \cotan(2q + g) - \left(\frac{t_f}{t} \right)^2} \right]$$

donde

$$A \equiv \tan q - \frac{1}{2} \left[\left(\frac{t_f}{t} \right)^2 + 1 \right] \cotan g - \frac{t_f}{t} \operatorname{cosec} g$$

$$B \equiv \frac{1}{2} \left[\left(\frac{t_f}{t} \right)^2 - 1 \right] \cotan (2q + g)$$

En la figura 2.45 se resuelve la relación anterior para $t_f = t$, es decir sin que ocurran cambios de espesor en el limbo frontal del pliegue.

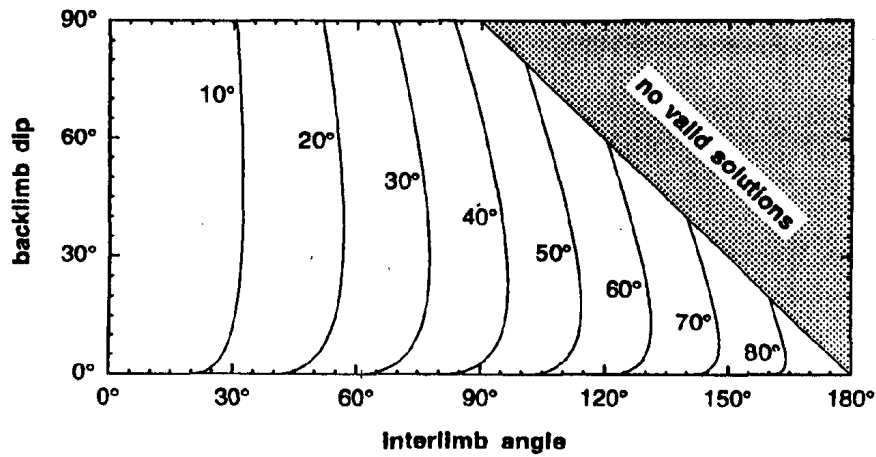


Figura 2.45: Gráfico mostrando la relación entre la inclinación del limbo dorsal (2θ) el ángulo de interlimbo (γ) y el ángulo de corte de la falla (α). Nótese que el ángulo de corte es más sensitivo al ángulo de interlimbo que a la inclinación del flanco dorsal (Marrett y Bentham, 1997).

Es importante notar que el ángulo de corte (α) es más sensitivo al ángulo de interlimbo (g) que a la inclinación del flanco dorsal ($2q$). Es decir que si se deja fija la inclinación del limbo dorsal, una pequeña variación en el ángulo de interlimbo trae una importante variación en el ángulo de rampa, pero si en cambio se deja fijo el ángulo de interlimbo, una gran variación en la inclinación del limbo dorsal casi no produce variaciones en el ángulo de rampa. Nótese que si el ángulo de interlimbo es menor que 30° , el ángulo de rampa es inferior a 10° y la geometría del pliegue es prácticamente la de un pliegue por despegue. En el caso extremo en que el ángulo de rampa es 0° , la geometría del pliegue es aquella propuesta por Dahlstrom (1990) para pliegues por despegue.

La relación entre los parámetros dados, en especial el ángulo de rampa (α) y el cociente (t_f/t) es algo más complicada (Marrett y Bentham, 1997). En términos generales un aumento en el espesor del limbo frontal trae aparejado un decrecimiento en el ángulo de rampa calculado, y viceversa.

Es interesante e importante entender que para este tipo de estructuras no solo se puede calcular el ángulo de corte de una falla ciega a partir de datos superficiales, sino también el desplazamiento ocurrido sobre el plano de falla para generar el pliegue observado (f_0). Para esto, además de los parámetros anteriores es necesario definir dos adicionales. Uno es denominado como relieve estructural (h) y el otro como distancia paralela a la falla entre el punto de terminación de la falla o *tip* (T) y el de comienzo del pliegue (P): distancia (TP) (véase figura 2.44). La ecuación que relaciona a (TP) y (f_0) con los parámetros anteriores es:

$$TP = hC \operatorname{cosec}(2q + g - a)$$

y

$$f_0 = hC \left[\frac{t}{t_f} \operatorname{cosec} a - \operatorname{cosec}(2q + g - a) \right]$$

donde

$$C \equiv \frac{\operatorname{cosec}(2q + g)}{\frac{t}{t_f} \operatorname{cosec} g + \cotang - \cotan(2q + g - a)}$$

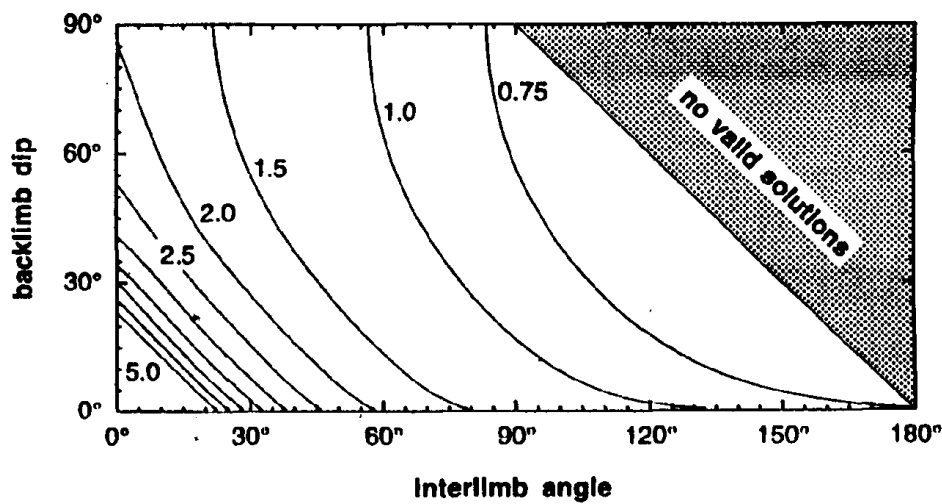


Figura 2.46: Gráfico mostrando el desplazamiento normalizado sobre el plano de falla (f_0/h) en función de los parámetros (2θ) y (γ) para el caso en que $t_f = t$ (Marrett y Bentham, 1997).

En las figuras 2.46 y 2.47 pueden verse los gráficos que relacionan mediante las ecuaciones anteriores al ángulo de interlimbo (g) y a la inclinación del flanco dorsal ($2q$) con TP y f_0 respectivamente. Los valores de TP y f_0 se normalizan al relieve estructural para eliminar la dependencia que estos cálculos tienen de la escala. Tanto

TP como f_0 son sensitivos a cambios en cualquiera de los dos ángulos ($2q$ y g). Para un determinado relieve estructural, el desplazamiento en el plano de falla (f_0) aumenta con una disminución en la inclinación del limbo dorsal y/o con un decrecimiento en el ángulo de interlimbo. La distancia TP aumenta sistemáticamente con el aumento del ángulo de interlimbo, pero guarda una relación más complicada con la inclinación del flanco dorsal del pliegue.

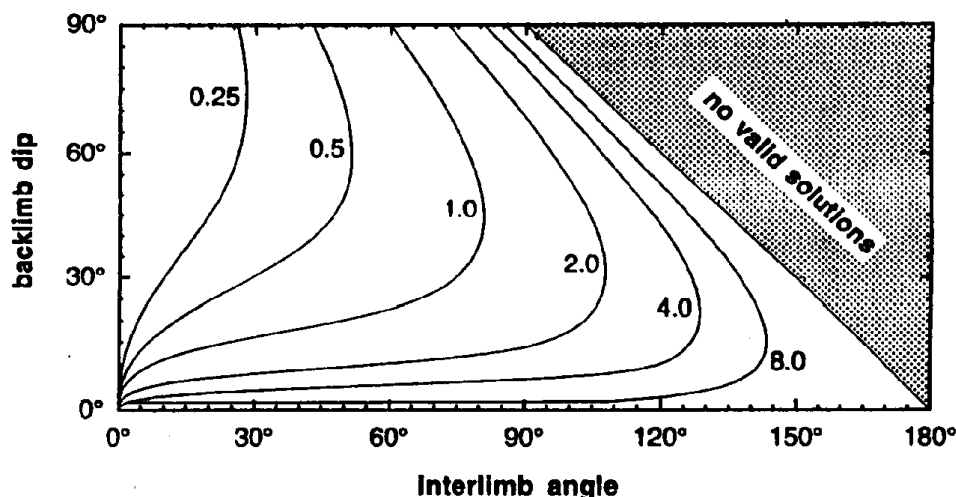


Figura 2.47: Gráfico mostrando la distancia normalizada entre el punto de terminación de la falla y el de comienzo del pliegue (TP/h) en función de los parámetros (2θ) y (γ) para el caso en que $t_f = t$ (Marrettt y Bentham, 1997).

Si bien la relación de estos parámetros con el cambio de espesor del limbo frontal es más complicada, en términos generales se puede decir que un aumento en el espesor produce un aumento en el desplazamiento calculado y en la distancia TP .

La última información que se requiere para construir un pliegue de este tipo es la posición del plano de falla. Pero si se analiza la figura 2.44 se verá que el punto T está ubicado sobre la bisectriz del sinclinal frontal y el punto P sobre la bisectriz del anticlinal, esto significa que al poder calcular TP y a , existe una sola posición que satisface dichos valores.

Análisis geométrico, cinemático y dinámico

El análisis geométrico de una estructura implica entender su forma, sus relaciones angulares y espaciales. En los desarrollos vistos anteriormente se hizo un análisis geométrico de los distintos tipos de pliegues, es decir se estudió la relación entre el ángulo de corte y los ángulos frontales y dorsales de los pliegues, y entre la posición de las superficies axiales, el plano de falla, y el acortamiento absorbido. Es como estudiar la configuración durante un instante en la evolución de una determinada estructura: algo así como una fotografía de ella. La importancia de este tipo de análisis es que permite reconstruir la estructura en profundidad a partir de datos superficiales y subsuperficiales, y calcular acortamientos orogénicos.

Un análisis cinemático en cambio, implica el estudio de la evolución de la estructura. Esto es, como se fue moviendo, como fueron variando los ángulos, que superficies axiales permanecieron inmóviles, y cuales se movilizaron, etc. Es como analizar una filmación o una animación de la estructura. Su importancia principal radica en que permite hacer una historia de la estructura y predecir la posición de zonas con fracturamiento secundario, importantes para el alojamiento de depósitos minerales o hidrocarburos.

Por último un análisis dinámico implica deducir el régimen de esfuerzos que actuó para dar origen a la estructura observada, y como los mismos se distribuyeron y/o modificaron localmente en el seno de la estructura.

III. Sistemas de Corrimientos

Cuando en una faja plegada y corrida se conectan entre si un conjunto de corrimientos con sus estructuras asociadas, se forma lo que se conoce como un **sistema de corrimientos** o *thrust system*. Los sistemas de corrimientos pueden ser extremadamente complejos ya que, pueden combinarse en ellos distinto tipo de estructuras interfiriéndose entre sí. Sin embargo, Boyer y Elliott (1982) propusieron una clasificación general que es

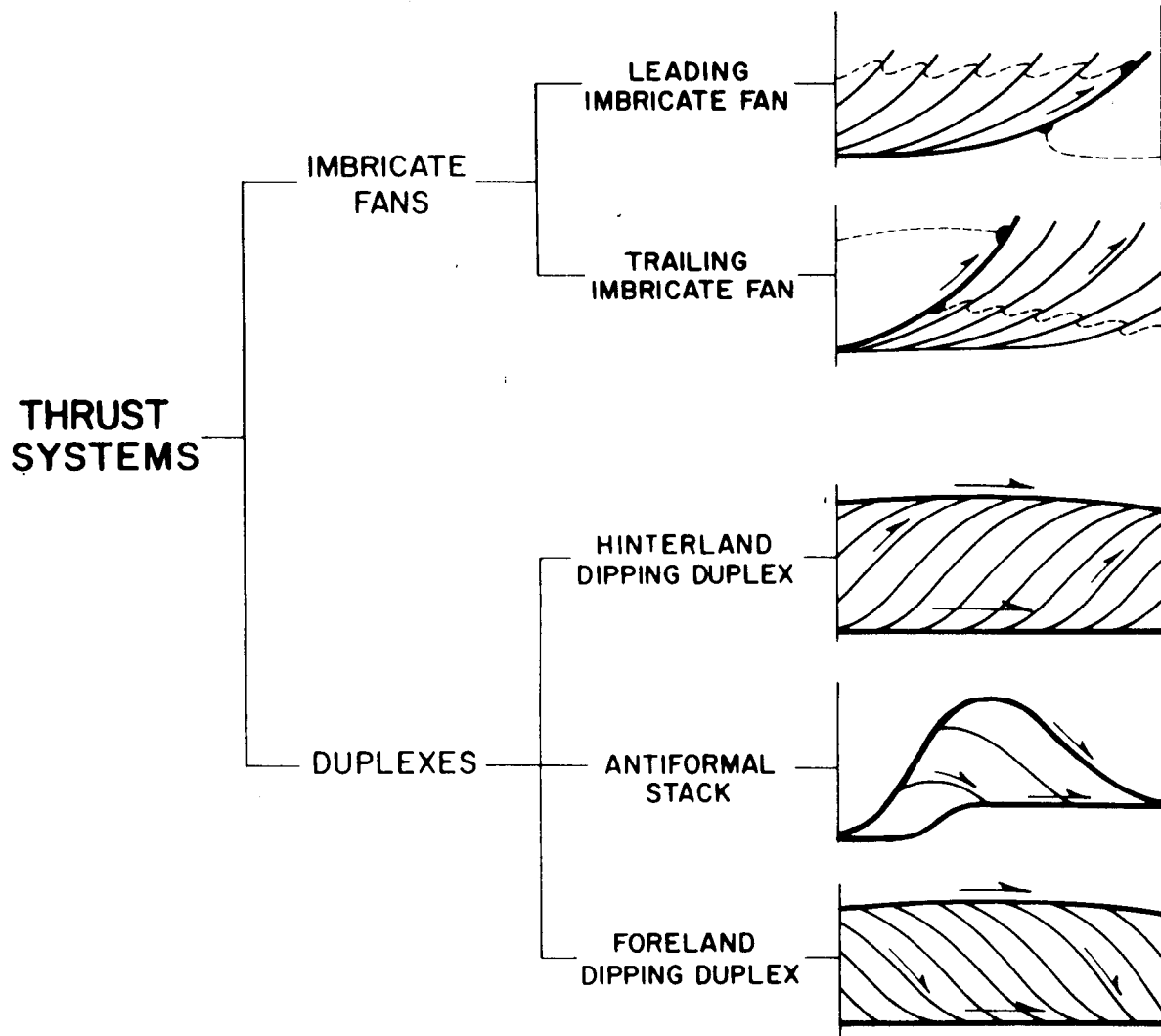


Figura 3.1: Clasificación de los sistemas de corrimientos según Boyer y Elliott (1982).

bastante útil a la hora de describir alguna región de una faja plegada y corrida. Estos autores diferencian básicamente dos tipos (figura 3.1), los **sistemas imbricados** (*imbricate fans* o *imbricate stacks*) y los **sistemas duplex** (*duplex systems*). En los primeros los corrimientos se abren en forma de abanico y alcanzan la superficie en forma aislada (figura 3.1). En los sistemas duplex, los corrimientos se juntan determinando bloques totalmente rodeados por fallas, y el sistema en si mismo se

encuentra encerrado entre una falla de techo y otra de suelo. La nomenclatura utilizada para sistemas imbricados y duplex es la siguiente:

Sistema imbricado frontal (*leading imbricate stack*): las fallas principales son las más avanzadas hacia el antepaís (figura 3.1).

Sistema imbricado dorsal (*trailing imbricate stack*): las fallas principales son las ubicadas más hacia el retropaís (figuras 3.1, 3.2 y 3.3).

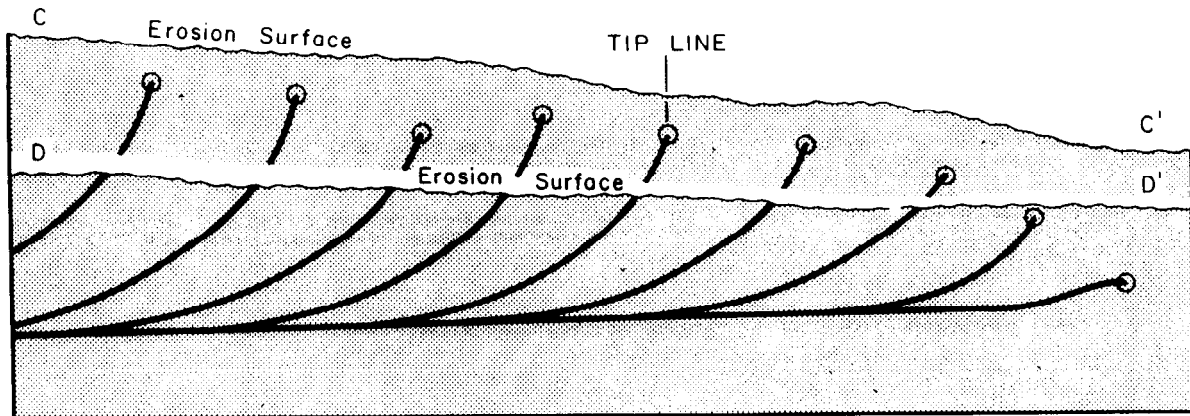


Figura 3.2: Sistema de corrimientos imbricado cortado a dos niveles distintos de erosión. En el caso en que la superficie fuera D-D' el sistema es emergente. En el caso que la superficie fuera C-C' el sistema es en ciego o no emergente (Boyer y Elliott, 1982).

Sistema duplex de buzamiento al retropaís (*hinterland dipping duplex*): las láminas no se apilan una arriba de la otra sino que se apoyan una sobre el dorso de la otra. Las fallas inclinan hacia el retropaís (figuras 3.1 y 3.4).

Sistema duplex de buzamiento hacia el antepaís (*foreland dipping duplex*): semejante al anterior pero las fallas inclinan hacia el antepaís (figuras 3.1 y 3.5).

Sistema duplex de apilamiento antiforme (*antiformal stack*): las láminas se apilan una sobre la otra dando formas anticlinales de longitud de onda importante (figuras 3.1, 3.6 y 3.7).

Sistema duplex de techo pasivo (*passive roof duplex*): las láminas sobrecorridas se encajan por debajo de parte de la secuencia estratigráfica, que se acomoda sobre ellas (figura 3.8).

Cuña intracutánea (*intercutaneous thrust wedge o wedging*): representa un caso especial del sistema anterior cuando es una sola lámina la que se encaja (figura 3.9).

Zona triangular (*triangle zone o delta zone*): el término zona triangular tiene distintos, aunque parecidos, significados según el autor: 1. Se denomina así a la zona de avance de un sistema duplex de techo pasivo o de una cuña intracutánea (figura 3.10). 2. También se utiliza este término para dos corrimientos enfrentados, con vergencia opuesta y el mismo nivel de despegue (figura 3.11).

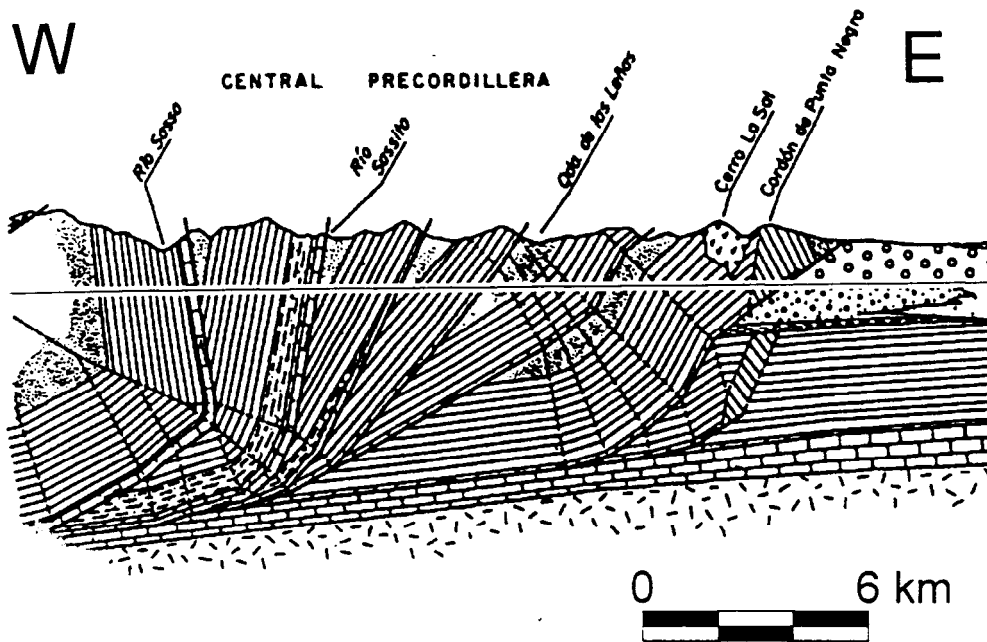


Figura 3.3: Ejemplo de sistema imbricado de corrimientos. Precordillera sanjuanina entre Punta Negra y el río Sasso (Cristallini y Ramos, 1995).

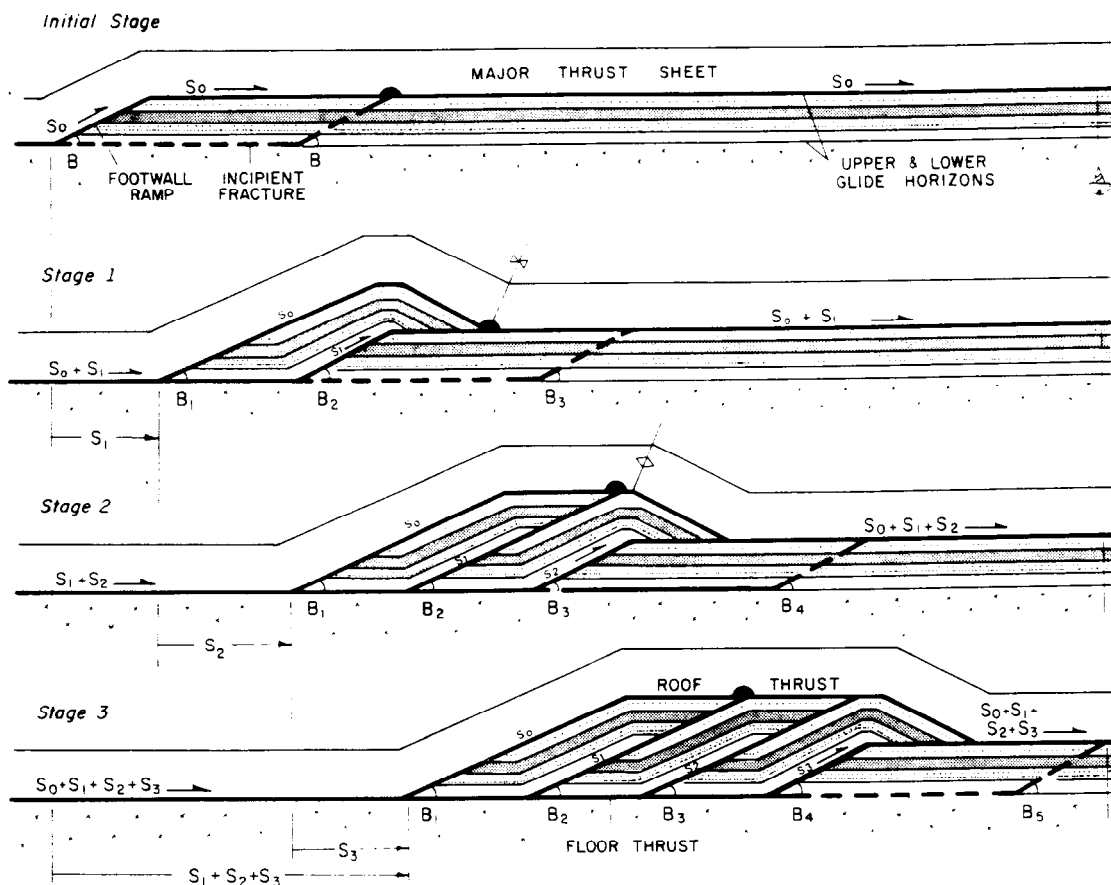


Figura 3.4: Evolución de un sistema duplex de buzamiento hacia el retropais (Boyer y Elliott, 1982).

Zona triangular de piel gruesa (*thick-skinned triangle zone*): se usa este término en el caso en que se enfrentan dos corrimientos de vergencia opuesta pero que no comparten el mismo nivel de despeque, y uno de ellos involucra al basamento (figuras 3.12 y 3.13).

Corrimientos hacia afuera del sinclinal (*out-of-syncline thrust*): en sinclinales apretados en los que participan rocas consistentes, el déficit de espacio en el núcleo de la estructura se resuelve con una serie de corrimientos y pliegues asociados como lo muestra la figura 3.14.

Rampas laterales (*lateral ramps*): muchas veces en las fajas plegadas y corridas se dan estructuras relacionadas a rampas laterales (figura 3.15). Se dice que una falla presenta una rampa lateral, cuando en el sentido del rumbo corta a la secuencia estratigráfica. Dependiendo de la orientación de la rampa lateral respecto al esfuerzo principal regional, las estructuras vinculadas pueden ser compresionales o extensionales. En la figura 3.16 se muestra en un diagrama el tipo de estructuras que se pueden generar según su orientación.

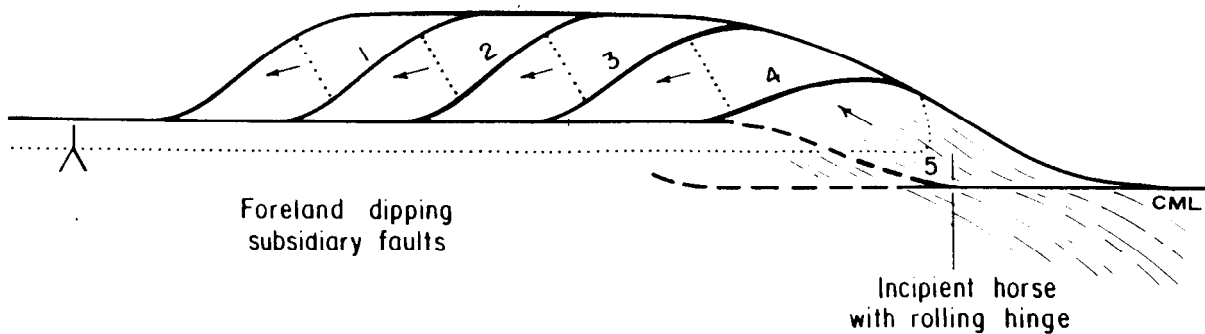


Figura 3.5: Sistema duplex de buzamiento hacia el antepaís (Boyer y Elliott, 1982).

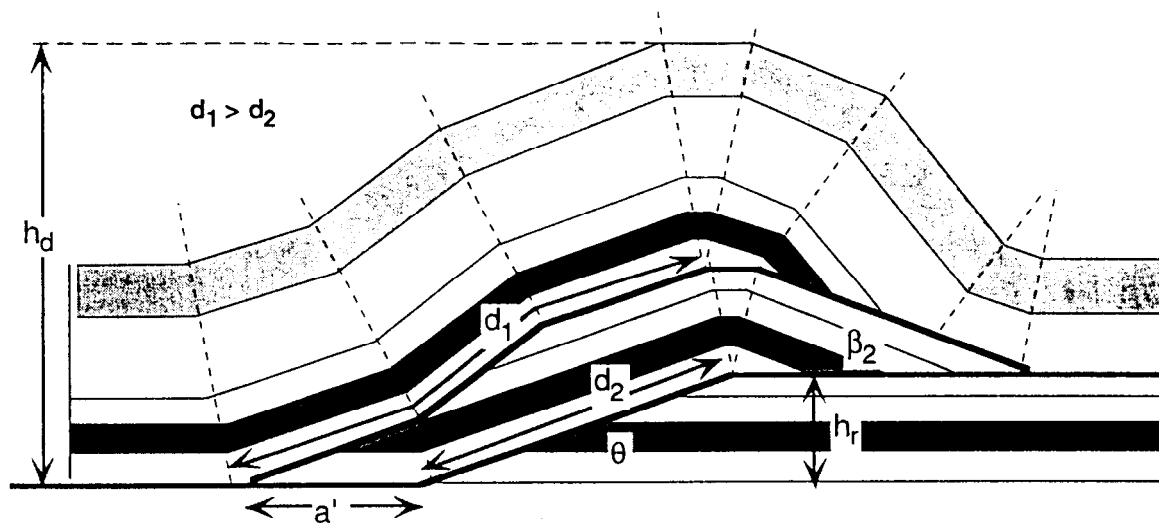


Figura 3.6: Sistema duplex de apilamiento antiformal (Allmendinger, 1997).

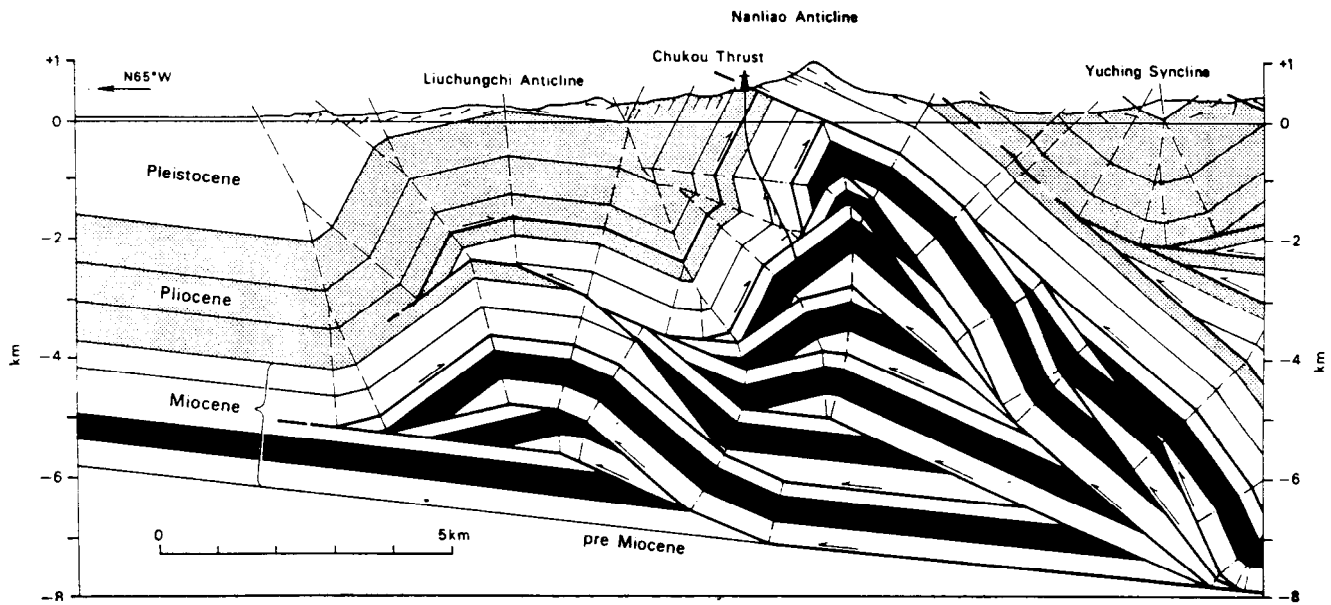


Figura 3.7: Ejemplo de sistema duplex de apilamiento antiforme (Nanliao, Taiwan; Suppe, 1983).



Figura 3.8: Sistema duplex de techo pasivo.

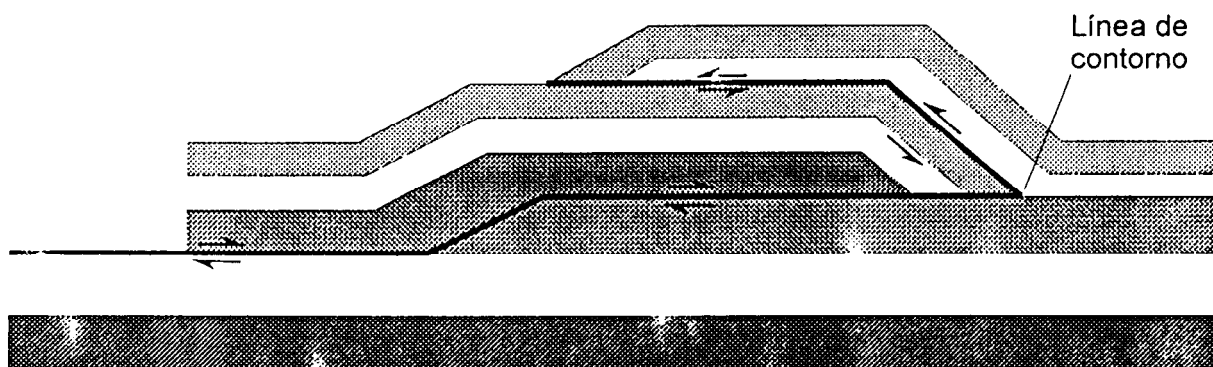


Figura 3.9: Cuña intracutánea.

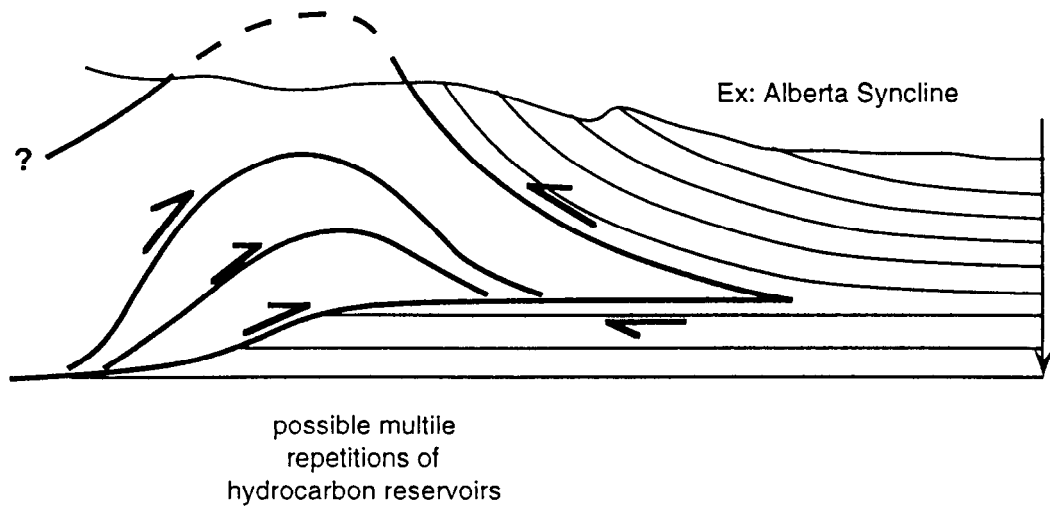


Figura 3.10: Zona triangular como zona de avance de un sistema duplex de techo pasivo (Allmendinger, 1997).

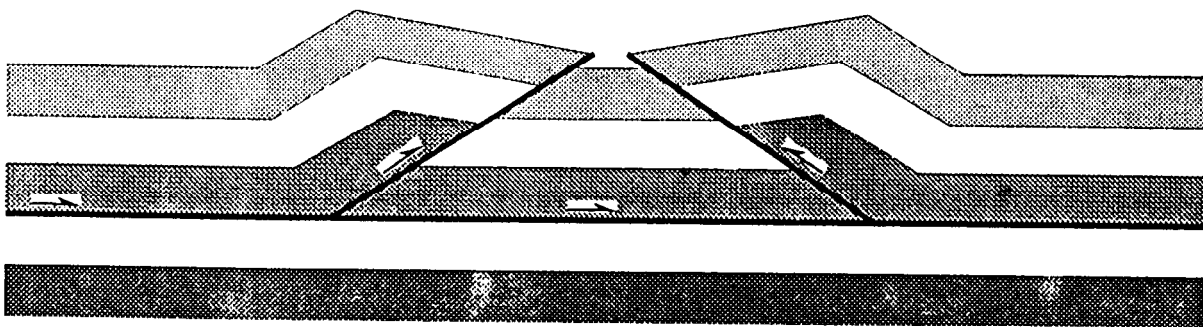


Figura 3.11: Zona triangular definida entre dos corrimientos enfrentados de vergencia opuesta y el mismo nivel de despegue.

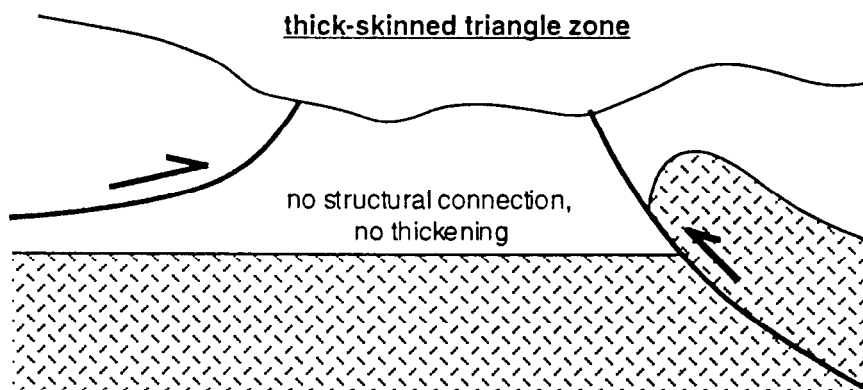


Figura 3.12: Esquema de una zona triangular de piel gruesa (Allmendinger, 1997).

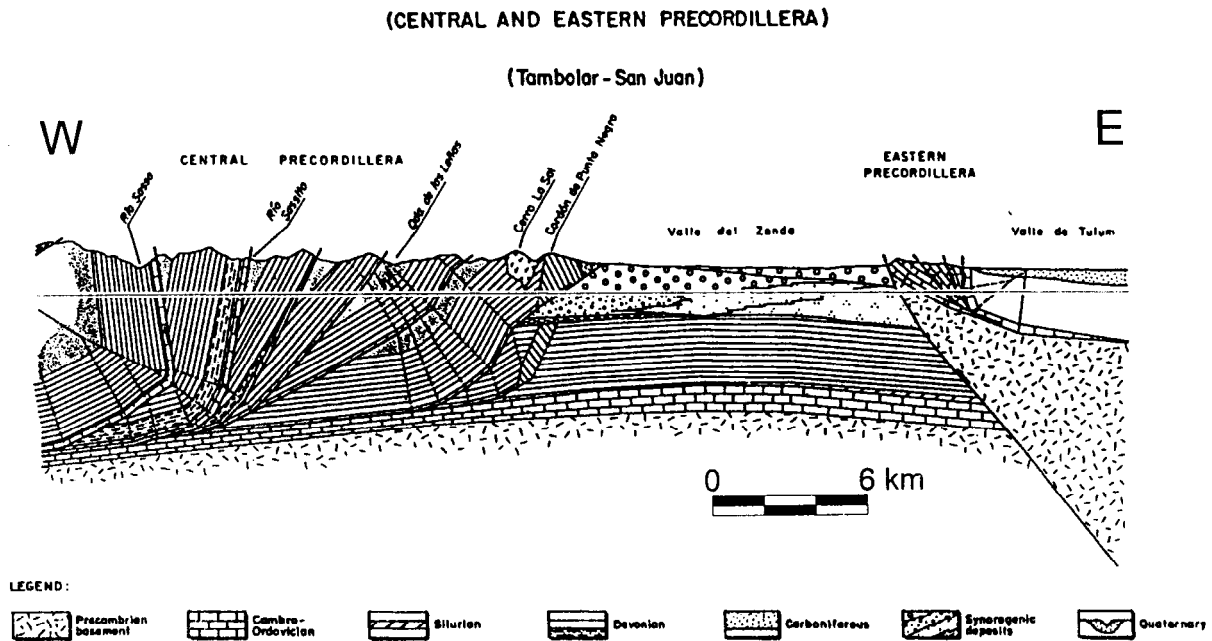


Figura 3.13: Ejemplo de zona triangular de piel gruesa (Precordillera sanjuanina oriental y central; Cristallini y Ramos, 1995).

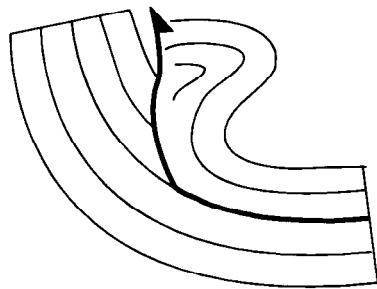


Figura 3.14: Corrimiento hacia afuera del sinclinal (*out-of-syncline thrust*)

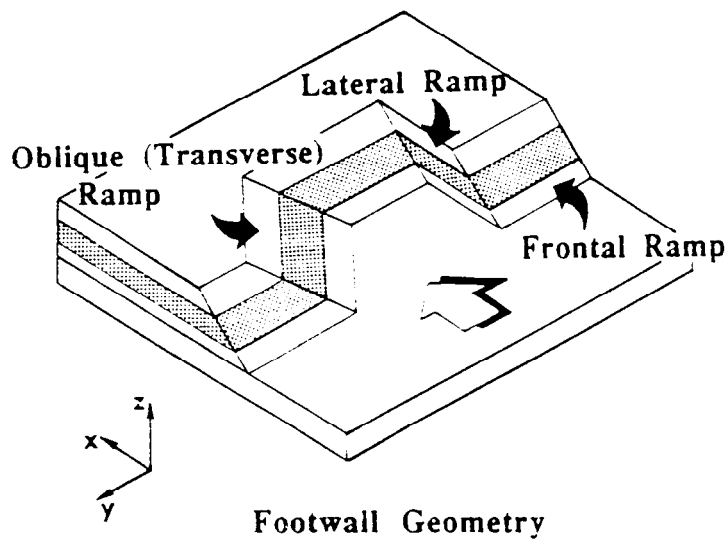
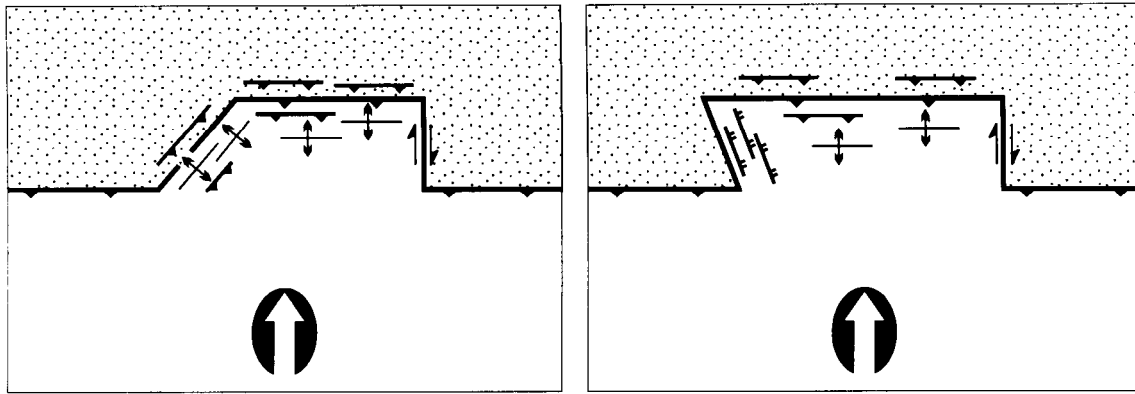


Figura 3.15: Geometría de la pared basal de una zona con rampas laterales.



Figurra 3.16: Estructuras que se pueden generar en un sector de rampas laterales según su orientación respecto al esfuerzo regional.

IV. Estratos de crecimiento

(este capítulo está basado en Allmendinger, 1997)

A medida que una faja plegada y corrida avanza y levanta masas rocosas sobre la superficie de la Tierra, los procesos erosivos comienzan a actuar. El material comienza a ser removido, transportado y depositado. En general, los depósitos vinculados a la erosión de una faja plegada y corrida se disponen en la cuenca de antepaís ubicada al frente de la misma. Muchas veces, si las velocidades de levantamiento no son muy elevadas, se suelen formar pequeñas cuencas dentro mismo de la FPC. En ambos casos, es común que la deformación vaya avanzando sobre depósitos en formación, en cuyo caso se observan traslapes, y acúñamientos de bancos sobre los flancos de los pliegues. Este tipo de depósitos formados durante la deformación se denominan *sinorogénicos* (*synorogenic deposits*) y los bancos que los componen que cambian de espesor contra los frentes de levantamiento se denominan *estratos de crecimiento* (*growth strata*). El entendimiento de la geometría de este tipo de depósitos puede dar información muy valiosa sobre la historia de levantamiento de la faja plegada y corrida. Otros términos que se utilizan son: *falla de crecimiento* (*growth fault*) y *pliegue de crecimiento* (*growth fold*), en ambos casos el término crecimiento se vincula con la estructura activa durante la depositación sinorogénica.

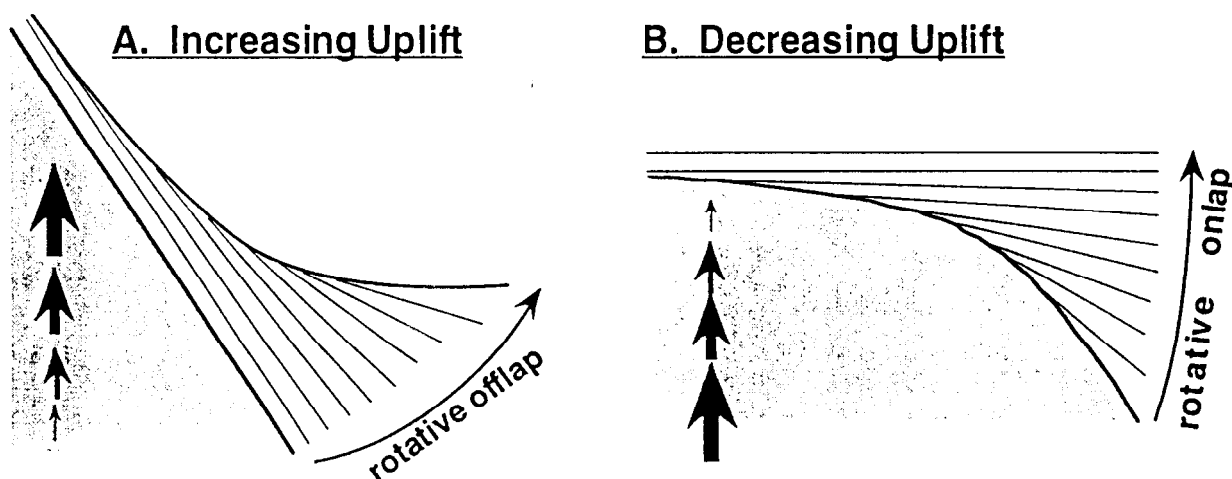


Figura 4.1: A: estratos de crecimiento sobre una superficie preorogénica que se levanta con movimiento progresivo acelerado. B: estratos de crecimiento sobre una superficie preorogénica que se levanta con movimiento progresivo desacelerado (Allmendinger, 1997).

En este capítulo se van a contemplar solo modelos simples de estratos de crecimiento para pliegues de flexión y propagación de falla (Mitra y Namson, 1989; Suppe y Mendwedeff, 1990; Suppe et al., 1992). Los mismos suponen una caída vertical constante de sedimentos que van a conformar los estratos de crecimiento y no tienen en cuenta los efectos de la erosión, por lo cual constituyen sólo una aproximación simple a los ejemplos que se pueden encontrar en la naturaleza.

Cuando un banco horizontal es comprimido y se flexiona para formar parte del limbo de un pliegue puede seguir dos caminos: hacerlo de manera progresiva o instantánea (Allmendinger, 1997). En el primer caso el banco va rotando gradualmente hasta alcanzar su posición final; ésto se denomina *rotación de limbos progresiva* (*progressive limb rotation*). En el segundo el banco adquiere su

inclinación final instantáneamente al atravesar una superficie axial activa; esto se denomina **rotación de limbo instantánea** (*instantaneous limb rotation*). En el caso de rotaciones progresivas, los bancos se van a curvar al igual que los estratos de crecimiento que sobre ellos se apoyen. En la figura 4.1 se muestra lo que ocurre con los estratos de crecimiento en dos caso, uno en que una superficie preorogénica se levanta con movimiento progresivo acelerado y otra en que lo hace con movimiento progresivo desacelerado (Allmendinger, 1997).

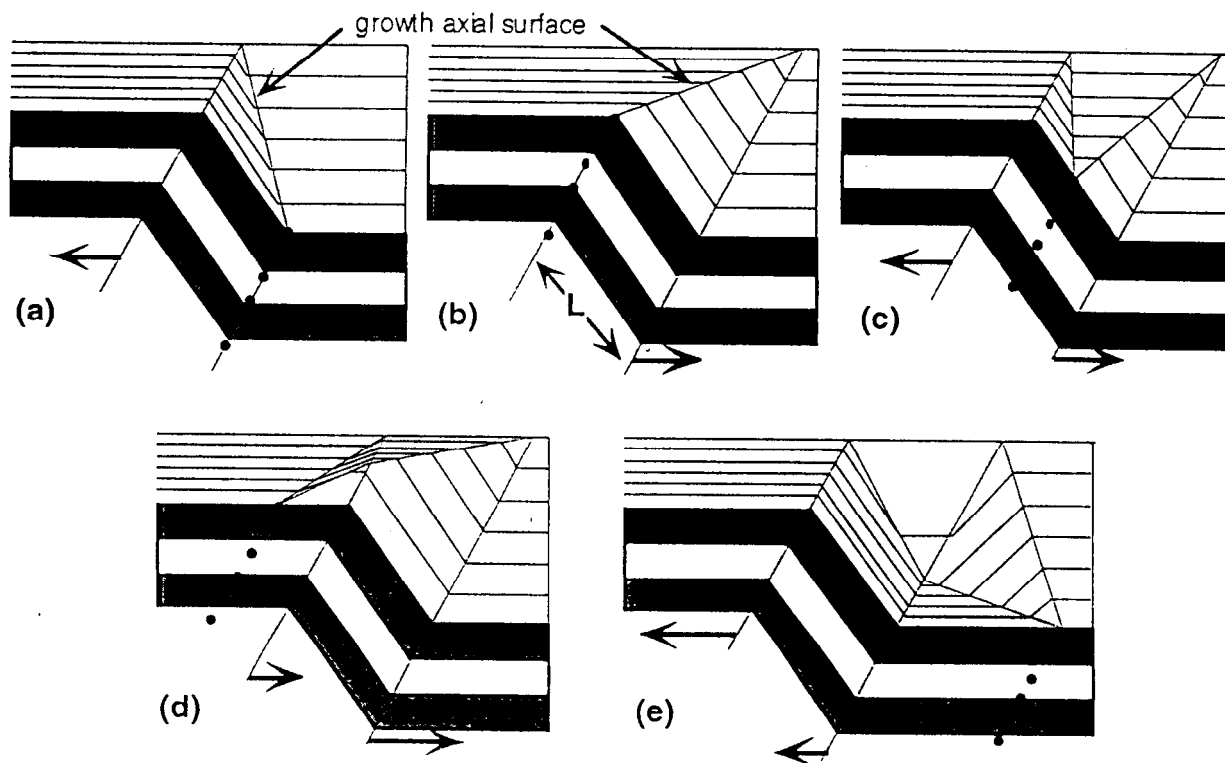


Figura 4.2: Crecimiento de las estructuras sinorogénicas a partir del desarrollo de una banda kink (Allmendinger, 1997). Véase discusión en el texto.

Los modelos geométricos (Suppe, 1983; Suppe y Mendwedeff, 1990) caracterizados por la rotación instantánea de los bancos, son más convenientes para el estudio y comprensión de las estructuras de crecimiento. Como se dijo anteriormente, los estratos de crecimiento no mantienen constante su espesor, por lo que las superficies axiales no necesariamente van a ser bisectrices de la inclinación de los limbos. En la figura 4.2 puede verse como crecen las estructuras sinorogénicas a partir del desarrollo de una banda kink. En **a**, la superficie axial de la izquierda es activa, y la de la derecha es pasiva. Los estratos de crecimiento van a plegarse a través de las superficies activas, ya que éstas se definen así porque los bancos rotan a través de ellas. En **b** la de la derecha es la superficie activa y la de la izquierda pasiva, y en **c** ambas son activas. La superficie axial que en **a** y **b** se desprende de la pasiva y en **c** de un punto medio entre ambas superficies activas se denomina **superficie axial de crecimiento** (*growth axial surface*). La superficie axial de crecimiento se intersecta con la superficie axial activa en un punto en la superficie, conformando entre este y los bancos preorogénicos lo que se conoce como **triángulo de crecimiento** (*growth triangle*). En los casos en que hay dos superficies axiales activas (**c**, **d** y **e**), se forman dos triángulos de crecimiento, y en el caso en que ambas se muevan hacia el mismo

lado, los dos triángulos se van a interferir (casos **d** y **e** de la figura 4.2). La superficie axial de crecimiento no bisectan los bancos, pero la superficie axial activa si lo hacen.

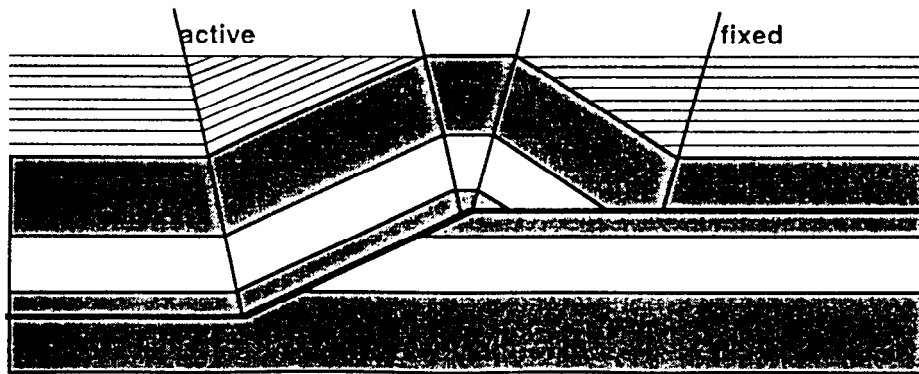


Figura 4.3: Crecimiento en un pliegue de flexión de falla durante la etapa inicial de levantamiento. Igual velocidad de sedimentación y de levantamiento.

La configuración de los estratos de crecimiento va a depender de la relación entre las velocidades de sedimentación y de levantamiento.

Crecimiento en pliegues de flexión de falla

Para comenzar se tomará el caso más simple en que las velocidades de levantamiento y sedimentación sean las mismas (figura 4.3). Durante la evolución inicial del pliegue, su cresta está siempre a nivel de superficie y en consecuencia la depositación de sedimentos sinorogénicos se va a dar sólo sobre los flancos del pliegue. En la figura 4.3 puede verse que la superficie axial ubicada más hacia la izquierda es activa y por lo tanto, los bancos de crecimiento se pliegan a través de ella. La superficie ubicada más a la derecha es pasiva y los bancos no se flexionan al pasar por ella, y van a traslapar sobre el flanco dextral del pliegue. Al ir evolucionando la estructura dichos bancos van a ser empujados solidariamente al bloque colgante hasta que el pliegue llega a su altura máxima y comienza a avanzar solo en sentido horizontal. En ese caso los estratos de crecimiento se dispondrán también sobre la cresta del pliegue y se generará sobre esta una superficie de discontinuidad inclinada que corresponde a la antigua topografía sinorogénica montada sobre la cresta (figura 4.4).

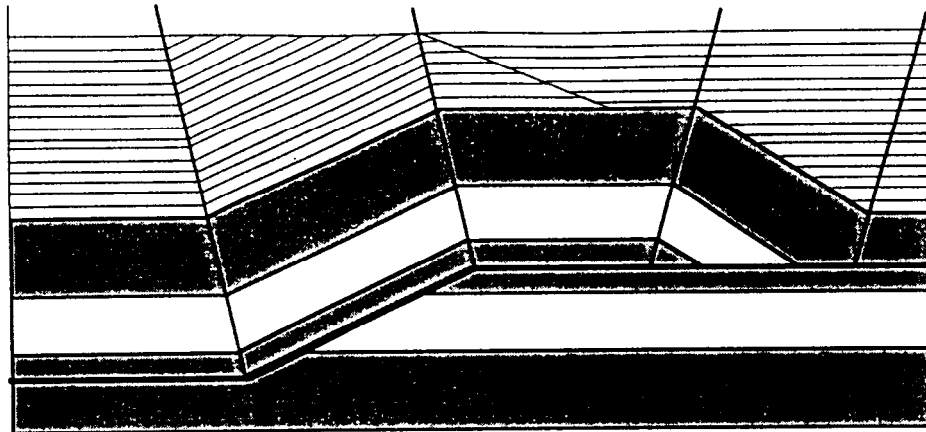


Figura 4.4: Crecimiento en un pliegue de flexión de falla una vez alcanzada su altura máxima y avanzando sólo en sentido horizontal. Igual velocidad de sedimentación y de acortamiento.

En el caso en que la subsidencia sea mayor que el levantamiento, los sedimentos sinorogénicos se depositaran tanto sobre los flancos como sobre la cresta, aunque sobre ésta tendrán menor espesor. Durante la etapa inicial en la que el pliegue crece en la vertical (figura 4.5), las superficies axiales activas (fijas a los puntos inferior y superior de la rampa basal) van a producir el flexionamiento de los bancos de crecimiento bisectándolos. Las superficies axiales pasivas (fijas a los puntos inferior y superior de la

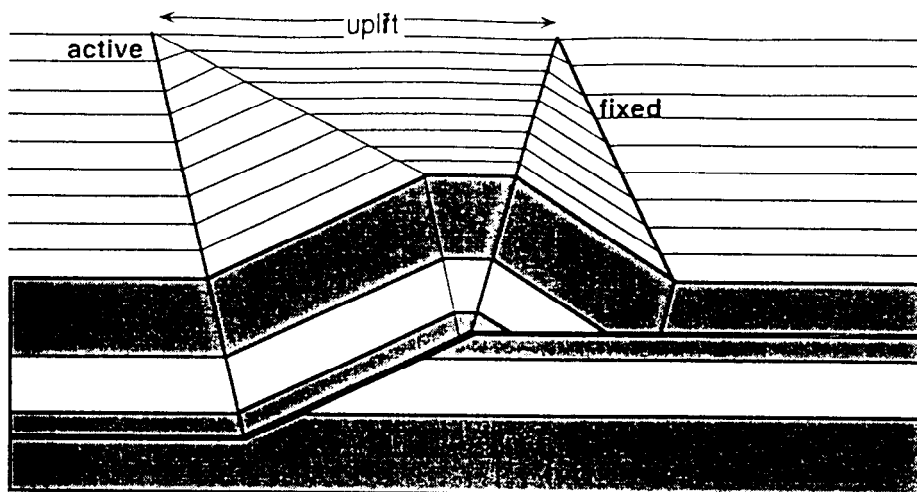


Figura 4.5: Crecimiento en un pliegue de flexión de falla durante la etapa inicial de levantamiento. Mayor velocidad de sedimentación que de levantamiento.

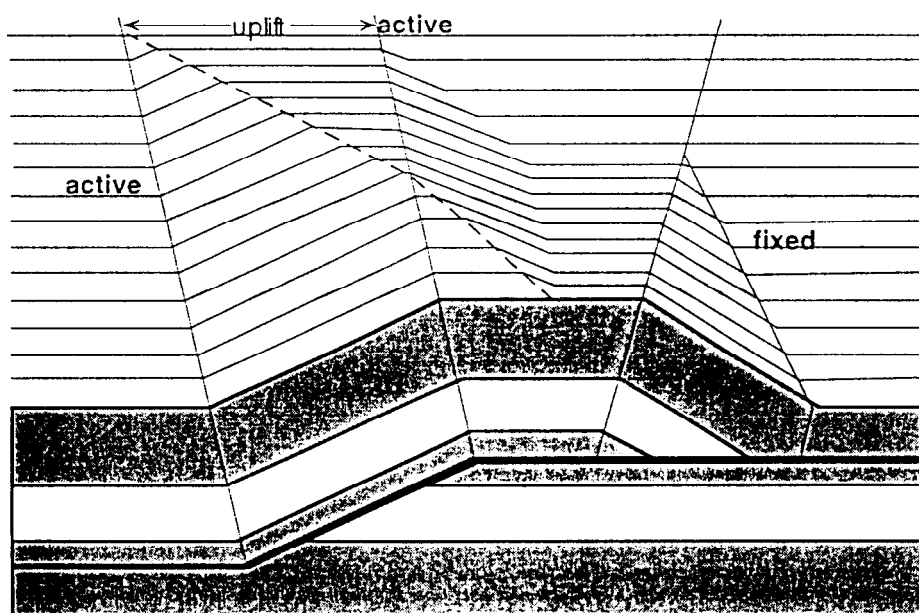


Figura 4.6: Crecimiento en un pliegue de flexión de falla una vez alcanzada su altura máxima y avanzando sólo en sentido horizontal. Mayor velocidad de sedimentación que de acortamiento.

rampa colgante) no van a ser bisectrices de los bancos sinorogénicos, y desde el tope de los estratos preorogénicos van a desviarse hasta intersectar a las superficies axiales activas justo en la superficie (figura 4.5). De esta manera se forman dos triángulos de crecimiento, uno frontal y otro dorsal. En cuanto el pliegue alcanza su levantamiento máximo y comienza su migración horizontal, el triángulo de crecimiento dorsal

comienza a avanzar sobre la cresta del pliegue (figura 4.6), flexionándose los bancos en la nueva superficie axial activa (fija al punto superior de la rampa basal) y dejando de hacerlo al atravesar la nueva superficie axial pasiva (fija al punto anterior de la rampa colgante).

En el caso en que al iniciarse el pliegue por flexión de falla, la velocidad de levantamiento sea mayor que la de sedimentación, el modelo va a ser parecido al de la figura 4.3 pero la cresta del anticlinal va a sobrepasar el nivel de depositación de los sedimentos sinorogénico.

Crecimiento en pliegues de propagación de falla

En un pliegue por propagación de falla tanto la superficie axial dorsal como la frontal son activas y por lo tanto los estratos de crecimiento se van a plegar a través de ellas. En la figura 4.7 se muestra el caso en que las velocidades de levantamiento y sedimentación son las mismas. En este modelo se puede definir un ***eje fantasma*** (*phantom axis*) (Allmendinger, 1997) a partir del cual se genera una nueva superficie axial que es la que define el triángulo de crecimiento junto con la superficie axial dorsal. El eje fantasma está fijo al punto inferior de la rampa colgante, los estratos sinorogénicos a su derecha fueron depositados sobre los bancos preorogénicos en posición horizontales, en cambio los de la izquierda lo hicieron sobre los ya inclinados por el pliegue.

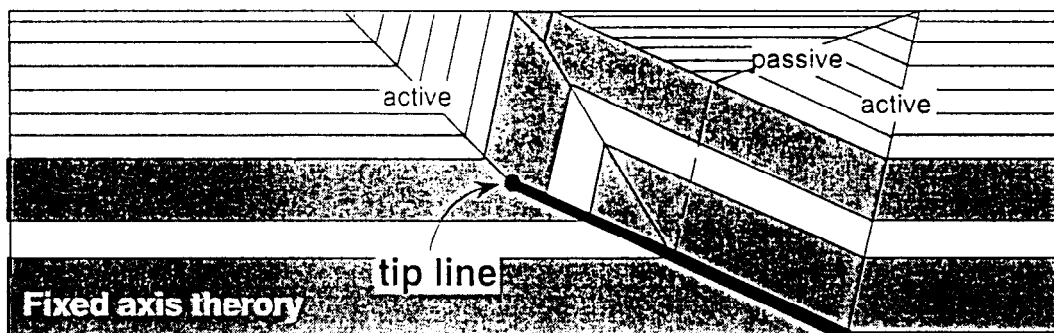


Figura 4.7: Crecimiento en un pliegue de propagación de falla. Igual velocidad de sedimentación y levantamiento.

En la figura 4.8 se muestran el crecimiento sobre pliegues de propagación de falla de charnela fija y de espesor de limbos constantes para una tasa de sedimentación mayor a la de levantamiento. Como se puede observar, las estructuras generadas son complejas y distintas entre sí. En el caso anterior (sedimentación = levantamiento) la superficie axial activa superior del limbo dorsal, siempre limitaba a los depósitos sinorogénicos de los preorogénicos justo contra la superficie. Aquí donde la velocidad de sedimentación es mayor a la de levantamiento, dicha superficie axial activa se sumerge de lleno dentro de los depósitos sinorogénicos, lo que significa que ellos se van a plegar al atravesarla. Esto se debe a que los sedimentos sinorogénicos que se apoyan sobre el segmento que va entre el eje fantasma y la superficie axial en cuestión, se depositaron sobre bancos preorogénicos horizontales (charnela plana del pliegue de propagación en estadios previos), que luego se flexionaron al pasar por dicha superficie axial activa. En esto radica la principal

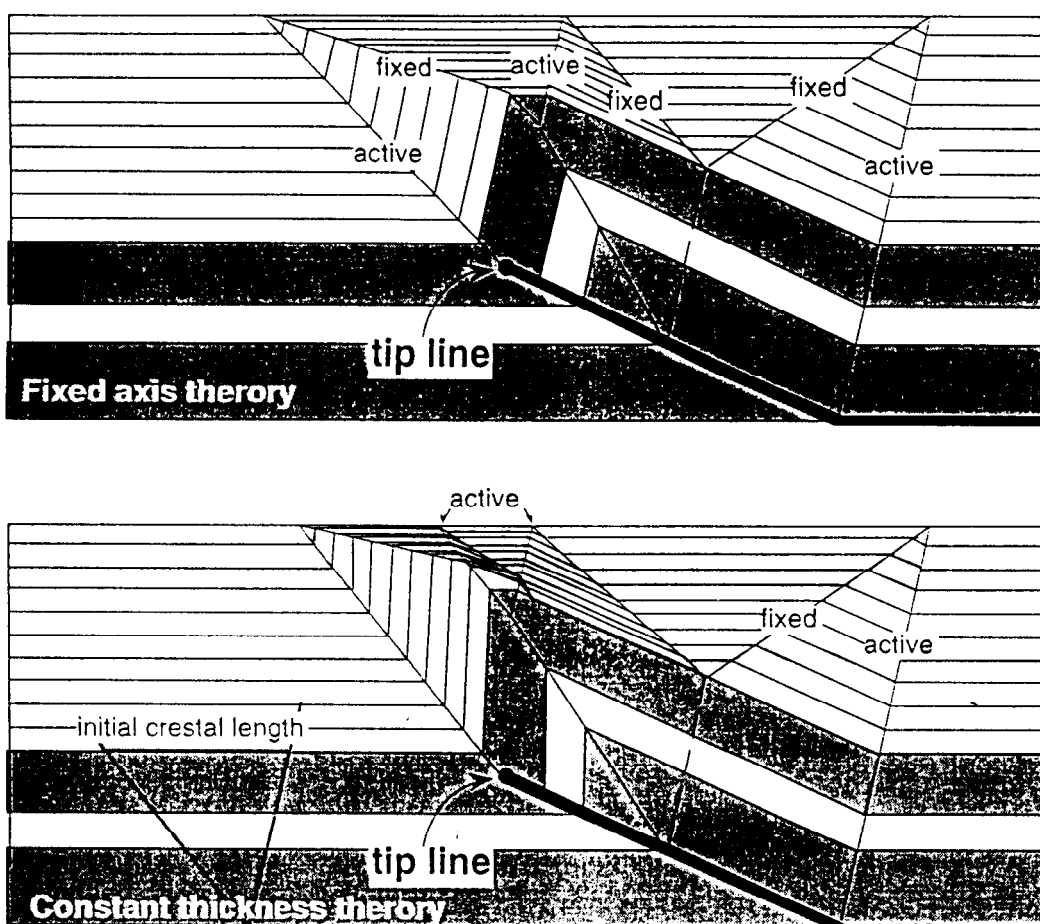


Figura 4.8: Crecimiento en pliegues de propagación de falla donde la velocidad de sedimentación es mayor a la de levantamiento. Arriba para el caso de pliegues de charnela fija; abajo para pliegues de espesor de limbos constante.

diferencia caso anterior. El flanco frontal, en el caso de pliegues de propagación de charnela fija (figura 4.8a) tiene una geometría bastante sencilla ya que los bancos no rotan entre la charnela y el limbo frontal. En consecuencia, la superficie axial anticlinal frontal es pasiva y forma junto con la superficie axial sinclinal frontal un triángulo de crecimiento con ápice en la superficie. En el caso de los pliegues de propagación de falla de espesor de limbos constantes, la situación es más complicada ya que se produce la rotación desde el limbo frontal hacia la cresta o viceversa dependiendo de si el ángulo de corte θ es mayor o menor a 29° (véase pliegues de propagación de falla, concepto de longitud inicial de la cresta). En el caso de la figura 4.8b, el ángulo de corte es inferior a los 29° , por lo que el material rota desde el flanco frontal hacia la cresta a través de la superficie axial anticlinal frontal, que en este caso es activa. Se forma un nuevo triángulo de crecimiento cuyo ápice está sobre el flanco dorsal, y cuya posición puede calcularse utilizando la longitud inicial de la cresta.

Diagramas de separación vertical

Bischke y Suppe (en Allmendinger, 1997) proponen el uso de diagramas de separación vertical para identificación de estratos de crecimiento en pozos y secciones sísmicas. En estos diagramas se grafica la separación vertical entre dos bancos de la misma edad en dos columnas separadas vs. la profundidad en una de ellas

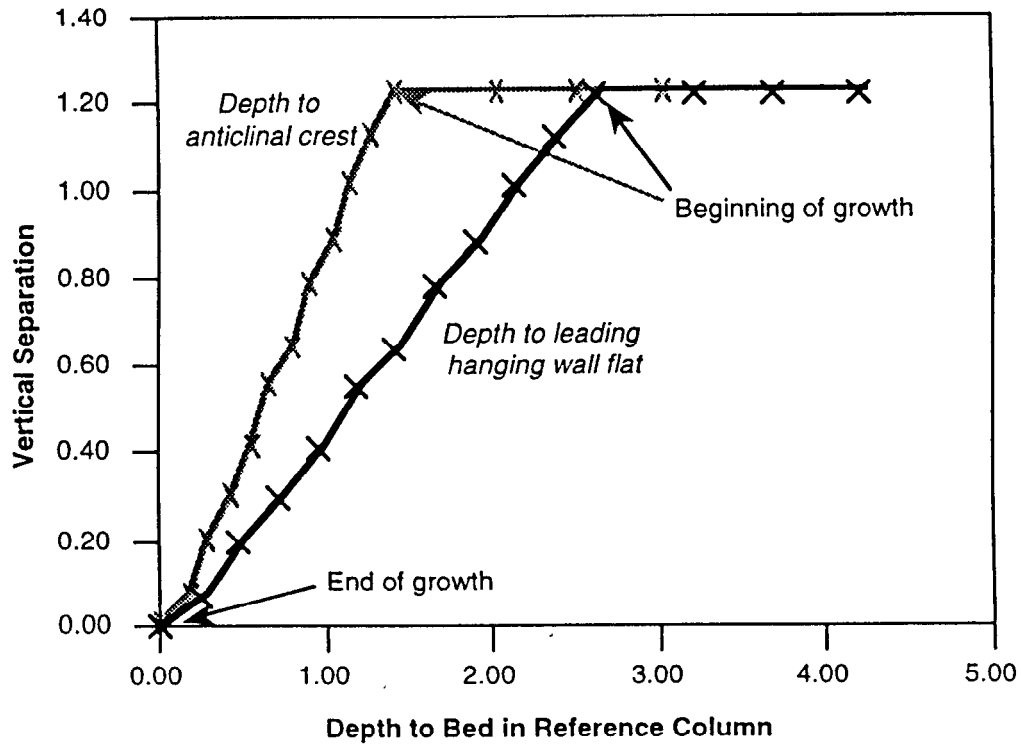


Figura 4.9: Diagrama de separación vertical para el pliegue de la figura 4.5.

denominada columna de referencia. En este tipo de diagramas, los estratos precrecimiento se van a ver como líneas rectas horizontales y los de crecimiento como líneas diagonales. Como ejemplo, en la figura 4.9 se muestra el diagrama de separación vertical para dos columnas del pliegue de flexión de falla de la figura 4.5, una en la cresta y la otra en la pared colgante por adelante del flanco frontal del pliegue. La curva gris utiliza a la columna por encima de la cresta como referencia, y la negra lo hace con la columna que está adelante del flanco frontal.

V. Inversión tectónica

Es muy común en la naturaleza que regiones que fueron sometidas a importantes regímenes extensionales, posteriormente sean sometidas a grandes compresiones y que el tipo de estructura resultante esté caracterizada por la reactivación e inversión de las antiguas fallas directas (inversión tectónica positiva). No es tan común en cambio, que extensiones producidas sobre terrenos previamente acortados reutilicen e inviertan las fallas inversas previas (inversión tectónica negativa). En este capítulo sólo se estudiará el primero de los casos ya que es el más común en una faja plegada y corrida. Para su análisis y comprensión se revisará primero la geometría de las principales estructuras extensionales.

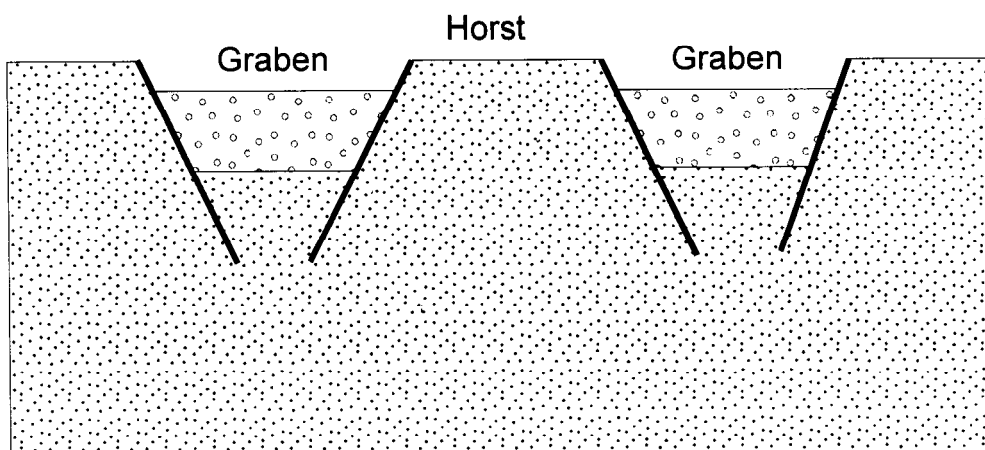


Figura 5.1: Modelo de fallas directas planas no rotacionales. Puede explicar pequeñas extensiones en que el problema pueda resolverse por compactación diferencial en los bloques o por deformación dentro de los mismos. Grandes extensiones, sólo podrían darse en sectores con altísima ductilidad como podrían ser dorsales oceánicas con un elevado gradiente geotérmico.

Estructuras extensionales

Como es bien sabido la extensión a través de fallas directas planas no rotacionales tiene problemas espaciales irresolubles desde el punto de vista geométrico. Tal es el caso del modelo de la figura 5.1 en que el espacio cuencial creado en los grábenes no es balanceable a excepción de suponer al material sombreado como extremadamente dúctil y transferible hacia los sectores de *horsts*. Modelos como estos podrían explicar pequeñas extensiones en que el problema pueda resolverse por compactación diferencial en los bloques o por deformación interna en los mismos. Grandes extensiones, sólo podrían darse en sectores con altísima ductilidad como podrían ser dorsales oceánicas con un elevado gradiente geotérmico. Sin embargo, las estructuras extensionales son bien conocidas en sectores continentales de rigidez considerable. Básicamente existen dos modelos para generar este tipo de estructuras: el modelo de fallas en dominó y el modelo de fallas listricas. Al igual que el anterior, ambos necesitan de deformación dentro de los bloques para resolverse, pero pueden explicar una mayor extensión con una menor deformación interna.

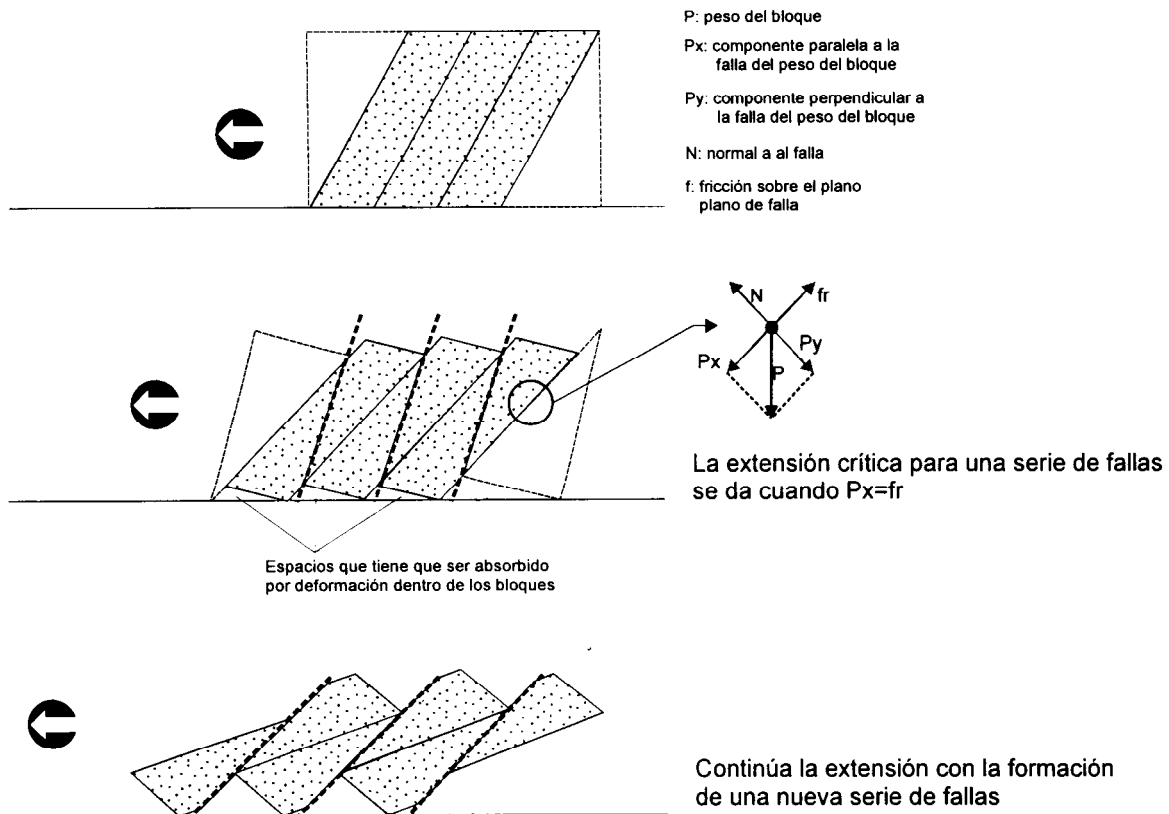


Figura 5.2: Modelo de fallas directas en dominó en que pequeños bloques rotan y se desplazan como fichas del juego hasta alcanzar una cierta extensión crítica después de la cual el modelo se hace mecánicamente desfavorable.

En la figura 5.2 puede verse un esquema del modelo de fallas en dominó (o fallas planas rotacionales). En él pequeños bloques rotan y se desplazan como fichas del juego hasta alcanzar una cierta extensión crítica después de la cual el modelo se hace mecánicamente desfavorable, ya que el rozamiento en los planos de falla aumenta al disminuir su inclinación. Para que la extensión continúe, es preciso que se desarrolle una nueva serie de fallas más verticales que comienzan a rotar hasta llegar así al nuevo porcentaje de extensión crítica para ese conjunto de fallas. Si el proceso se repite unas cuantas veces, se pueden explicar valores de extensión muy grandes mediante este método. El modelo de fallas en dominó también tiene problemas geométricos serios que implican una serie de limitaciones al considerar su aplicación. El primero de ellos se refiere al espacio que se genera por debajo de cada bloque, el que necesariamente tiene que ser absorbido por deformación dentro de los mismos. Esto implica que la separación entre las fallas debe ser pequeña ya que de otra manera la deformación necesaria sería muy grande y se tendrían los mismos inconvenientes que en el modelo de fallas planas no rotacionales. El otro problema se da en el espacio generado hacia los bordes del modelo; esto reduce aun más la extensión crítica para cada serie de fallas si se quiere mantener a la deformación dentro de los bloques en valores reducidos.

El tercero de los modelos y tal vez el de menores problemas geométricos, es el de fallas lítricas. En el mismo se produce la rotación de los bloques sobre fallas curvas, sin que la rotación de las mismas sea necesaria. En las figura 5.3 y 5.4 puede verse como el espacio generado puede ser absorbido con una pequeña flexión de los

bancos y con muy poca deformación del bloque. La figura 5.5 muestra los principales parámetros de balance y en ella se puede ver que la cuña de material sinextensional no puede ser más extensa que la proyección horizontal de la rampa de la falla, a excepción de que haya un colapso de Coulomb (véase discusión en: Estructuras de rollover). Cuanto menor sea el ángulo de las fallas, mayor va a poder ser el porcentaje de extensión con deformaciones pequeñas dentro de los bloques (figura 5.4).

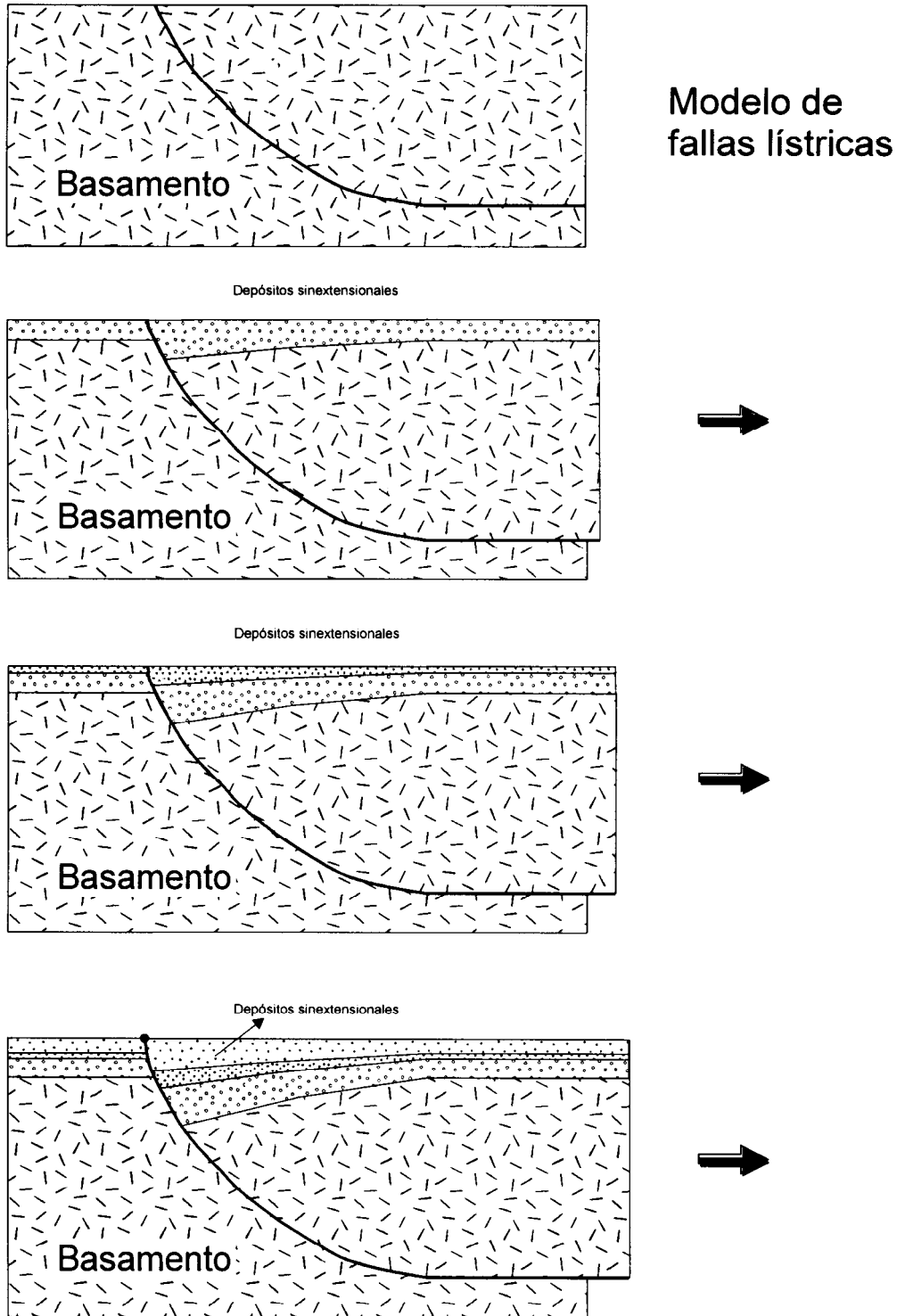


Figura 5.3: Modelo de fallas directas lístricas en el que se produce la rotación de los bloques sobre fallas curvas, sin que la rotación de las mismas sea necesaria.

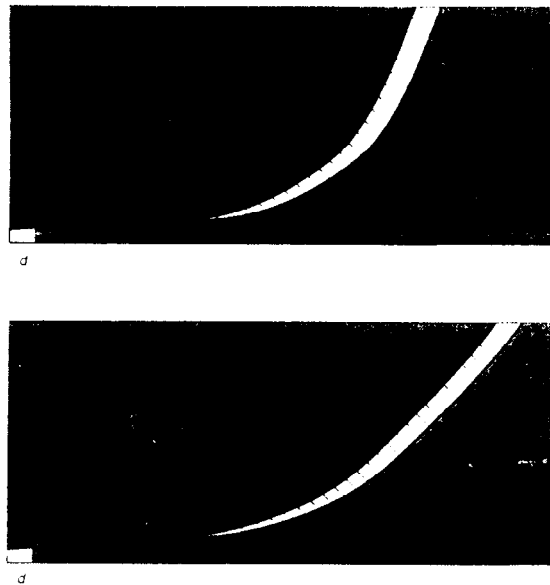
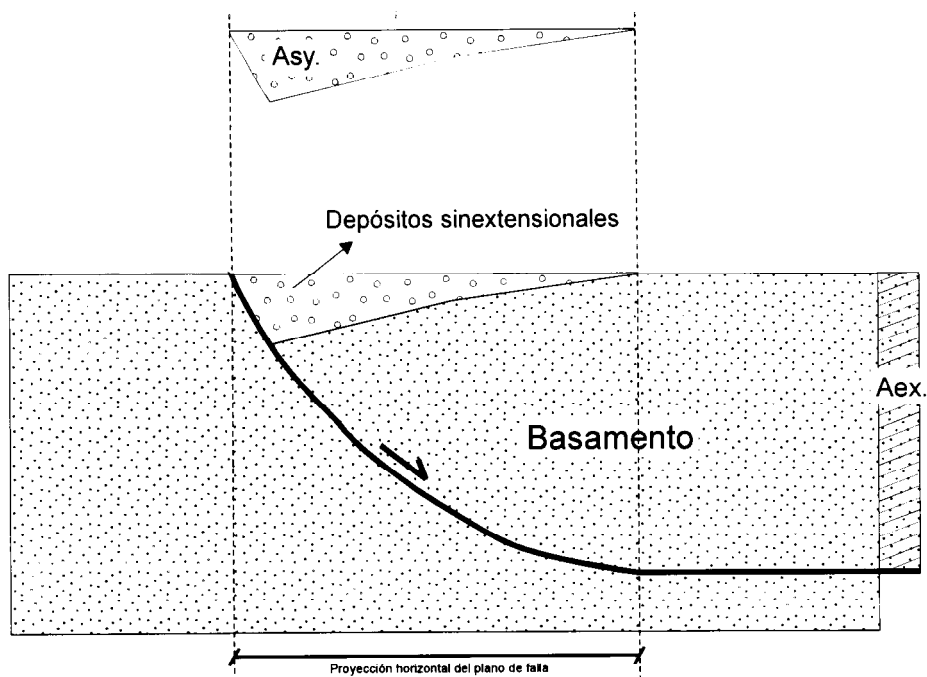


Figura 5.4: En el modelo de fallas lítricas el área absorbida por deformación del bloque colgante no depende del ángulo de la falla. Sin embargo, la rotación de los bancos del bloque superior para formar un anticlinal de *rollover* y absorber ese área es menor en fallas de bajo ángulo.



Largo de la cuña sinextensional = proyección horizontal del plano de falla

Asy.: Área de los depósitos sinextensionales

Aex.: Área extendida

Asy. = Aex.

Figura 5.5: Desarrollo y parámetros de balanceo de una falla directa lítrica. Nótese que la cuña de material sinextensional no puede ser más extensa que la proyección horizontal de la rampa de la falla a excepción de que haya un colapso de Coulomb (véase discusión en: Estructuras de *rollover*).

Sin embargo hay que destacar que las fallas extensionales de bajo ángulo son mecánicamente poco viables, ya que la componente de desplazamiento provocada por el peso de la pared colgante (figura 5.6) es muy baja y requeriría una fricción mínima sobre el plano de falla para que se pueda producir el movimiento. Al ser la fricción directamente proporcional a la normal, esta situación se hace inviable. Este tipo de condiciones sólo podría darse con presiones de poro cercanas a la presión litostática ($\lambda=1$) (Allmendinger, 1992).

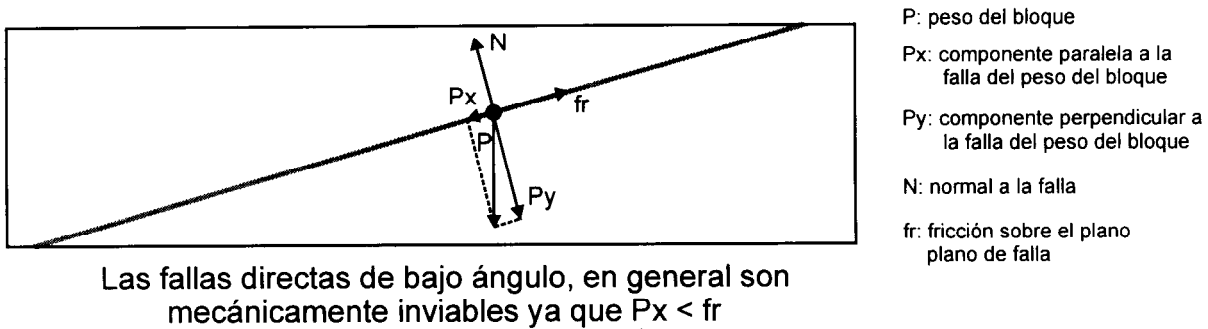


Figura 5.6: Diagrama de esfuerzos sobre una falla directa de bajo ángulo.

Es importante destacar la diferencia entre fallas directas de bajo ángulo rotadas o no rotadas. El primero de los casos puede corresponder al mecanismo de fallas en dominó o de fallas listricas rotadas y el ángulo entre la estratificación y la falla va a ser alto y cercano al ángulo de inicio de rotura. El segundo caso corresponde a fallas cuyo ángulo de inicio de rotura es bajo y si bien se encuentran ejemplos naturales de las mismas, son menos comunes. Este tipo de fallas pueden distinguirse por mantener un ángulo bajo entre la estratificación y el plano de la misma, y en algunos casos pueden representar inversión tectónica negativa.

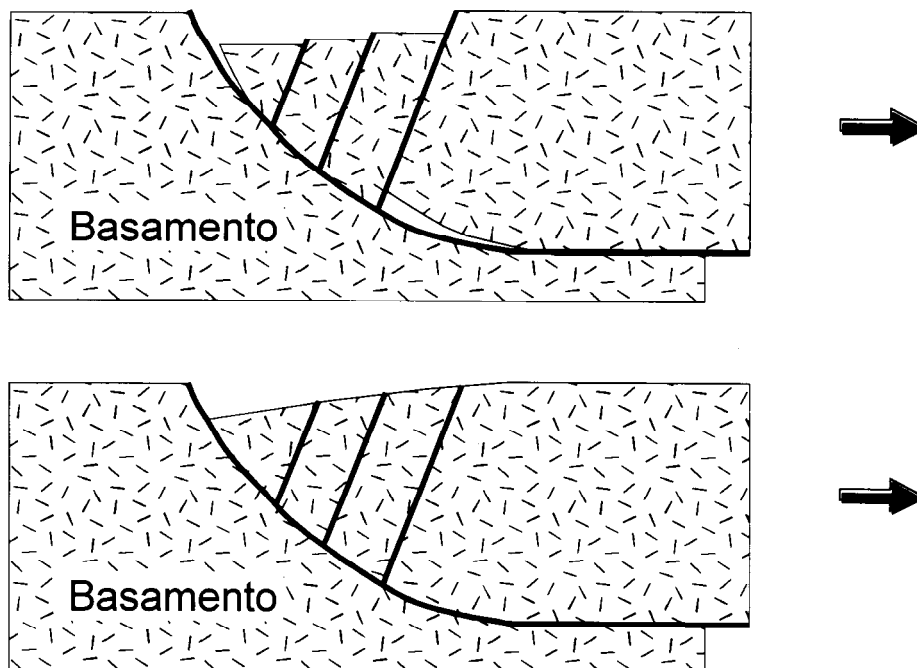


Figura 5.7: Modelo de falla listrica combinado con fallas planas no rotacionales. Puede resolverse con poca deformación dentro de los bloques.

Como es común en la naturaleza, ninguno de los mecanismos antes mencionados suele actuar independientemente. Los casos reales indican que casi siempre actúan al menos dos y a veces los tres juntos. Por ejemplo, en la figura 5.7, puede verse un modelo de falla lítrica combinado con fallas planas no rotacionales, que puede resolverse con poca deformación dentro de los bloques.

La figura 5.8 muestra un caso, en que el fallamiento comienza en forma lítrica hacia la derecha, sigue con fallas en dominó y el bloque central está deprimido a través de fallas planas no rotacionales.

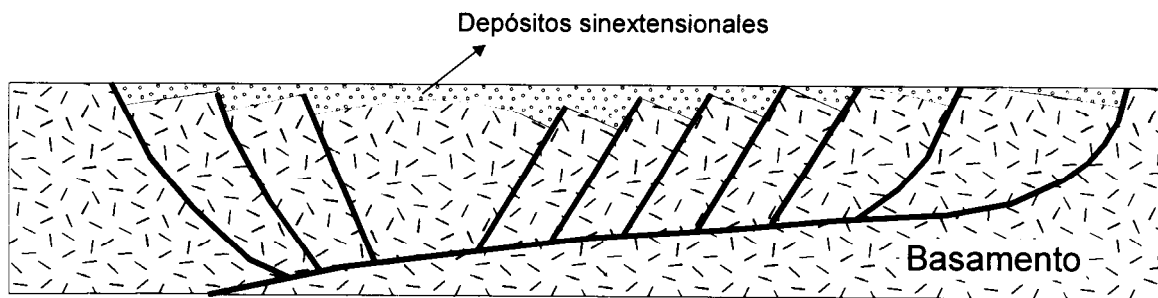


Figura 5.8: Fallas lítricas, en dominó y planas no rotacionales combinadas en el mismo modelo.

Estructura de rollover y crecimiento en fallas directas

Cuando el bloque colgante de una falla directa lítrica se desplaza sobre la misma, los bancos se flexionan dando una antiforma llamada **rollover** (figura 5.5). Si bien en general dichas fallas son curvas, su estudio es más sencillo si se dividen en una serie de tramos rectos. Xiao y Suppe (1992) realizaron los primeros modelos geométricos cuantitativos de antiformas de *rollover*.

En la figura 5.9 puede verse un modelo sencillo, en que se ha dividido la parte superior de una falla directa en dos tramos rectos de distinta inclinación. El bloque colgante se va a mover paralelamente al tramo inferior de la falla, asumiendo que esta no sufre ninguna otra flexión hacia abajo. Existen dos tipos de colapso de la pared colgante: colapso vertical y colapso inclinado. En el primero de ellos el material desciende en forma vertical para rellenar el espacio producido durante la apertura de la falla. Sin embargo, este modelo fue abandonado por muchos investigadores (White et al., 1986, etc.). En el colapso inclinado (o colapso de Coulomb) el material desciende en el sentido de una falla normal antitética. Cuando esto ocurre (figura 5.9), generan dos superficies axiales con inclinación antitética a la de la falla principal. Es importante observar que en este modelo no se conserva el espesor de los bancos, es decir que las superficies axiales no son bisectrices de los bancos. Este hecho se debe a que no hay manera geométrica de producir una falla directa importante sin que cambien de espesor los bancos y/o haya una deformación dentro del bloque colgante. La superficie axial superior (fija al punto X) es activa ya que los bancos rotan al pasar por ella. La superficie axial inferior se encuentra fija al bloque colgante (punto X') y es pasiva ya que los bancos se mueven solidarios a la misma.

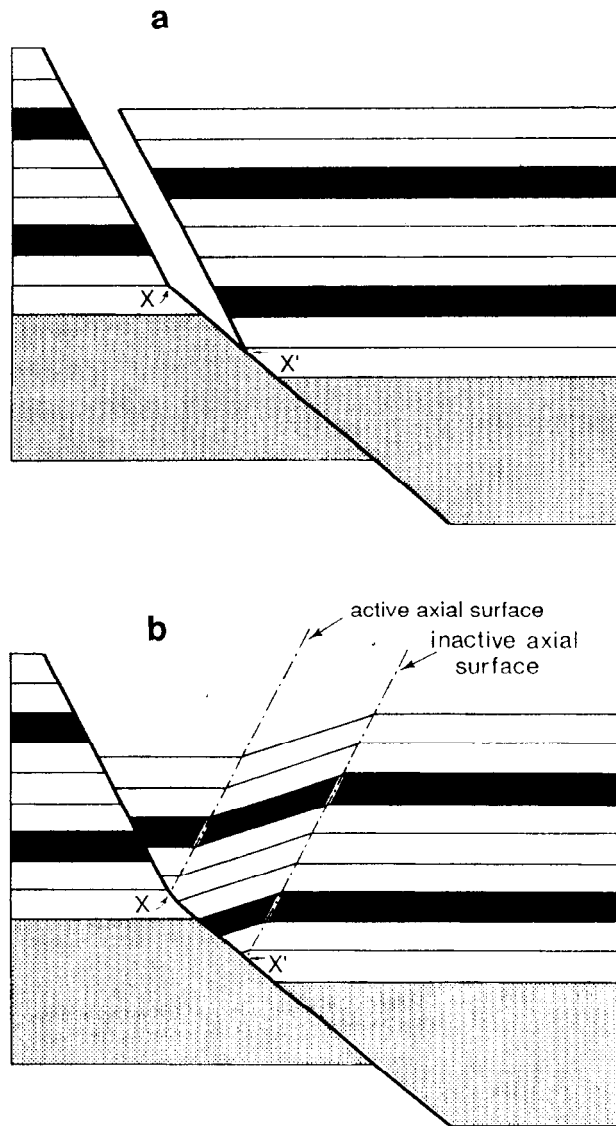


Figura 5.9: Estructura de *rollover* para una falla cóncava simple (Xiao y Suppe, 1992).

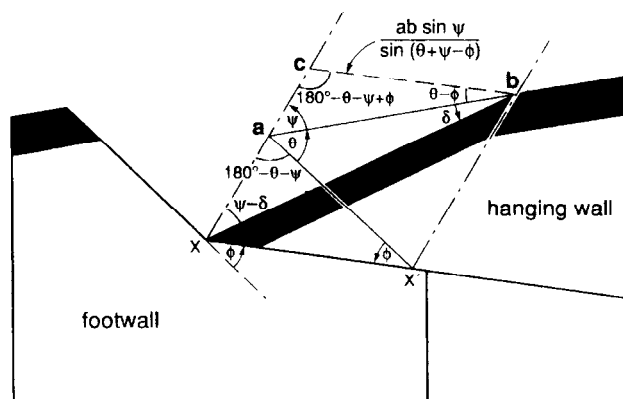


Figura 5.10: Relaciones geométricas en la pared colgante de una estructura *rollover* (Xiao y Suppe, 1992).

Xiao y Suppe (1992) obtuvieron las relaciones trigonométricas que vinculan la geometría del *rollover* con la del plano de falla (figura 5.11):

$$\frac{\sin \Psi \sin (\Psi - \delta)}{\sin (\theta + \Psi - \phi) \sin (\theta + \Psi)} = \frac{\sin \delta}{\sin \phi}$$

si el segmento inferior de la falla es paralelo a la pendiente regional de los bancos ($\theta = \phi$) la ecuación se simplifica a:

$$\tan \Psi = \frac{2 \tan \theta \tan \delta}{\tan \theta - \tan \delta}$$

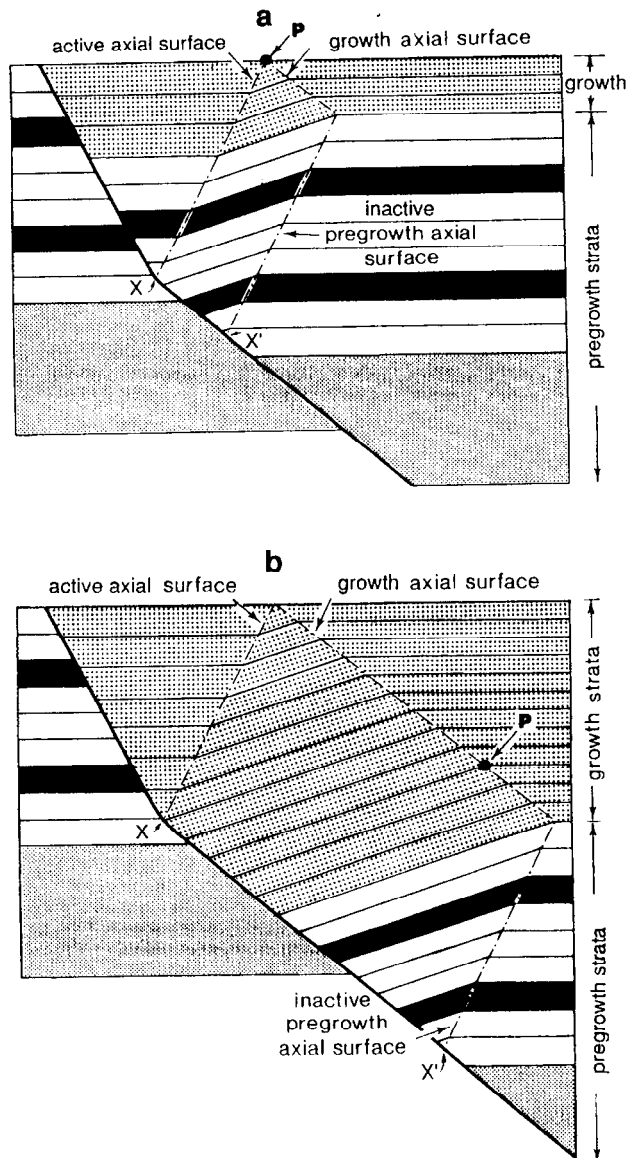


Figura 5.11: Geometría de estratos de crecimiento en una estructura *rollover* sobre una falla cóncava (Xiao y Suppe, 1992).

Si simultáneamente con la extensión se va produciendo la sedimentación en la cuenca generada, los estratos resultantes se van a denominar de **crecimiento** (*growth strata*) y naturalmente van a ser de espesor variable. En la figura 5.11 se ilustra la geometría que van a adquirir los estratos de crecimiento. Al igual que en los pliegues de flexión o propagación de falla, la superficie axial activa (la superior) permanece invariable al cruzar los bancos sinorogénicos que se pliegan al pasar por ella. En contraposición, la superficie axial pasiva (la inferior), se dobla al salir de los bancos preextensionales dando origen a una **superficie axial de crecimiento** (*growth axial surface*) que se intersecta con la activa justo en la superficie. Se conforma entre ambas un triángulo de crecimiento.

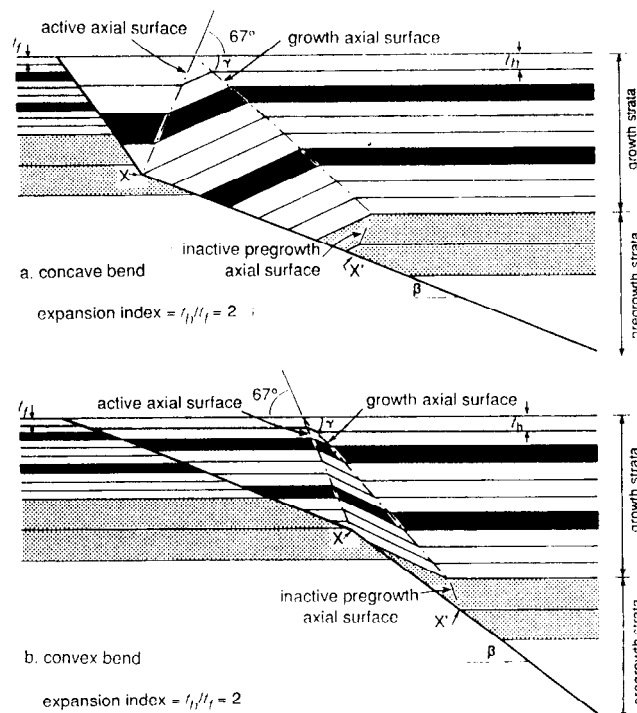


Figura 5.12: Geometría de estratos de crecimiento en una estructura *rollover* sobre una falla convexa (Xiao y Suppe, 1992).

Se dijo que las superficies axiales del modelo de la figura 5.9 son paralelas a la dirección de una falla normal antitética a la principal. Sin embargo, esto es sólo válido para fallas cóncavas. Si bien aquí no se desarrollará el ejemplo, cuando a un sistema convexo se le intenta aplicar superficies axiales antitéticas a la falla principal, el modelo no balanceará salvo que el sentido de cizalla de las mismas sea inverso. Esto es incompatible con la naturaleza extensiva del modelo, por lo que es más razonable que las superficies axiales inclinen sintéticamente a la falla principal, y el sentido de cizalla sea normal. Un ejemplo de sistemas convexos puede observarse en la figura 5.12.

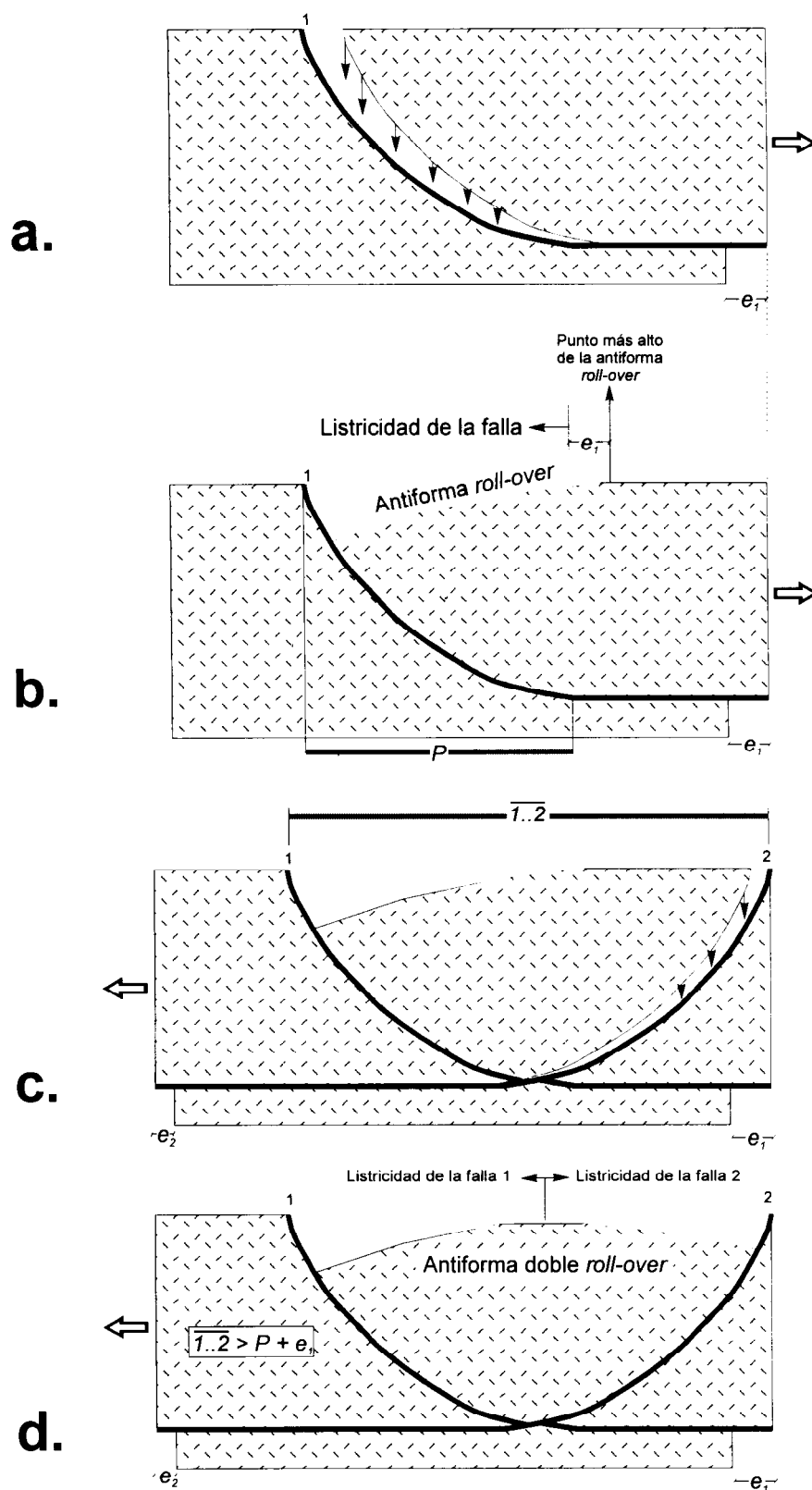


Figura 5.13. Mecanismos de formación de anticlinales *rollover* y doble *rollover* en fallas listricas. Nótese que las fallas se ubican a ambos lados del sector más alto del anticlinal.

Estructuras doble rollover

La figura 5.13 a y b muestra el mecanismo de formación de una antiforma de *rollover* a partir de una falla lístrica. La geometría de esta estructura es la de un anticlinal asimétrico, donde el flanco más inclinado buza hacia la falla, y el otro es horizontal, o a lo sumo puede tener la inclinación regional de la cuenca. En la figura 5.13 c y d se puede observar el mecanismo de formación de un anticlinal doble

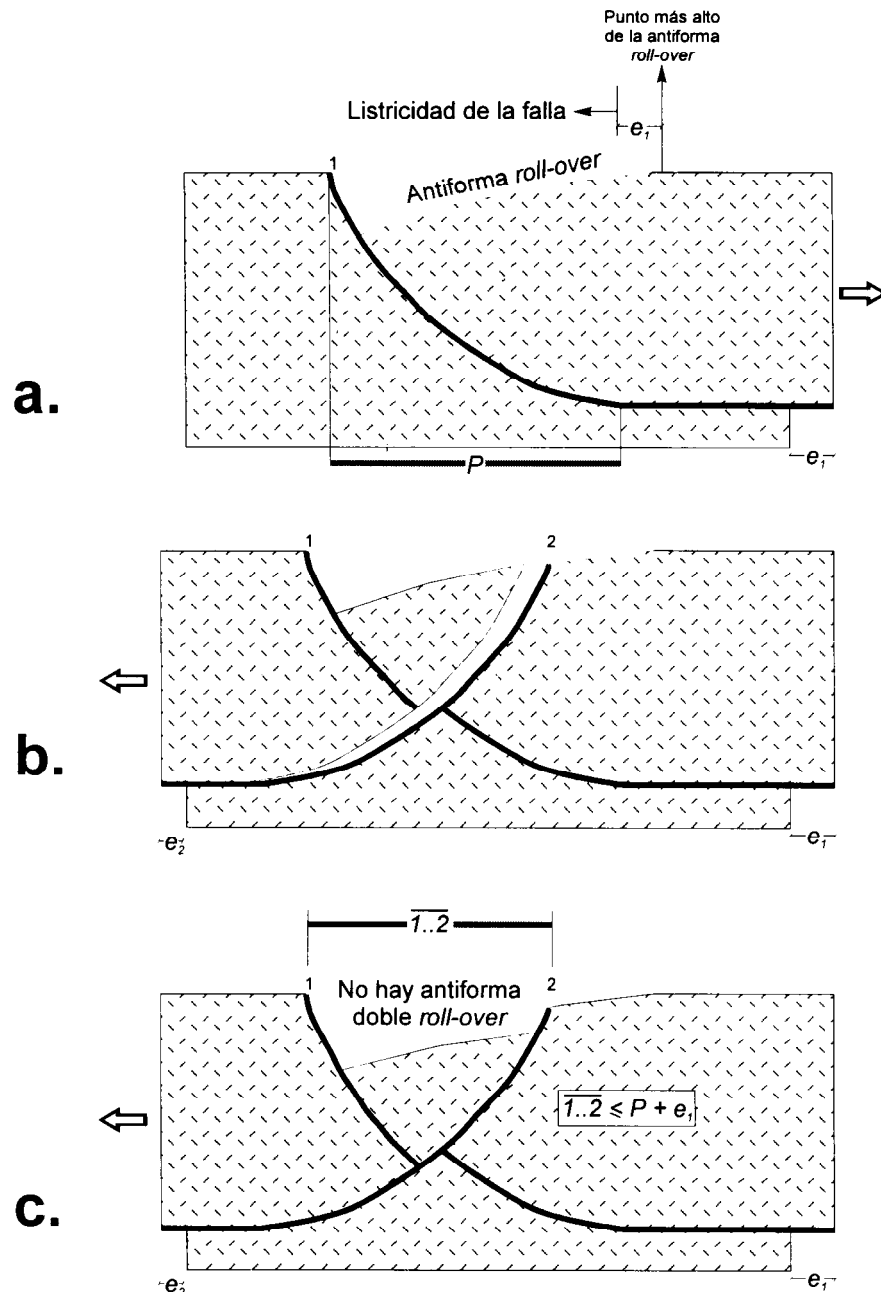


Figura 5.14. Mecanismos de formación de anticlinales *rollover* y *doble rollover* en fallas lístricas. Nótese que las fallas se ubican del mismo lado de la cresta anticlinal.

rollover. Esta geometría es en general más simétrica que la anterior, e incluso puede llegar a tener simetría de plano axial total. Es importante remarcar que para que se genere la estructura doble *rollover* las fallas necesitan ser listricas y la estructura resultante será muy amplia ya que la separación entre las fallas 1 y 2 (1..2 en la figura 5.13c) debe ser mayor a la distancia proyectada (P en la figura 5.13b) de la primera de las fallas más el rechazo de la misma:

$$1..2 > P + e1;$$

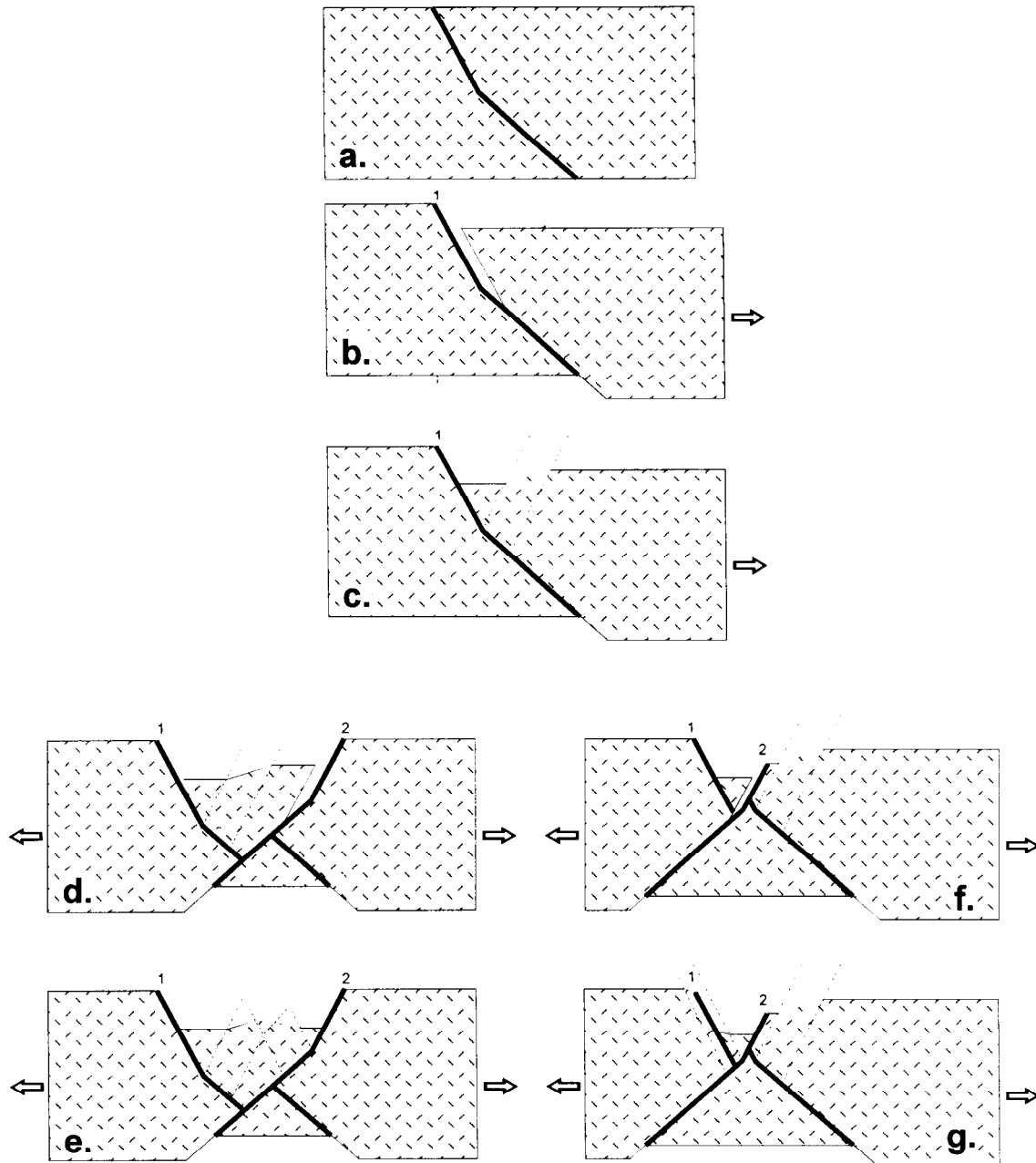


Figura 5.15. Mecanismos de formación de anticlinales *rollover* y doble *rollover* en fallas planas. Nótese que las fallas se ubican del mismo lado de la cresta anticlinal.

de lo contrario, ocurre lo que se ve en la figura 5.14 a, b y c en que la distancia a la que se genera la segunda falla (1..2 en figura 5.13c) es inferior a la distancia proyectada de la primera (P en figura 5.13a) más su rechazo:

$$1..2 < P + e1$$

y en consecuencia no se genera una estructura doble *rollover*.

En la figura 5.15 a, b, y c se muestra el mecanismo de formación de una antiforma *rollover* según fallas planas quebradas (Xiao y Suppe, 1992). En el mismo puede verse algo semejante al caso anterior, es decir que el quiebre de la falla se encuentra a la izquierda (en el ejemplo de la figura 5.15c) del sector más elevado del bloque colgante de la estructura. En la figura 5.15 d y e se muestra la generación de un anticlinal doble *rollover* a partir de una segunda falla que corta a la primera de tal manera que el quiebre de la falla 1 quede sobre el bloque colgante de la falla 2. Si esto no se cumple (figura 5.14 f y g) la estructura generada no forma un anticlinal doble *rollover*. Es decir que para que se genere una estructura de este tipo, ambas fallas deben cortarse de tal manera que sus quiebres queden por encima del punto de intersección entre ambas, o al menos el de la primera de ellas.

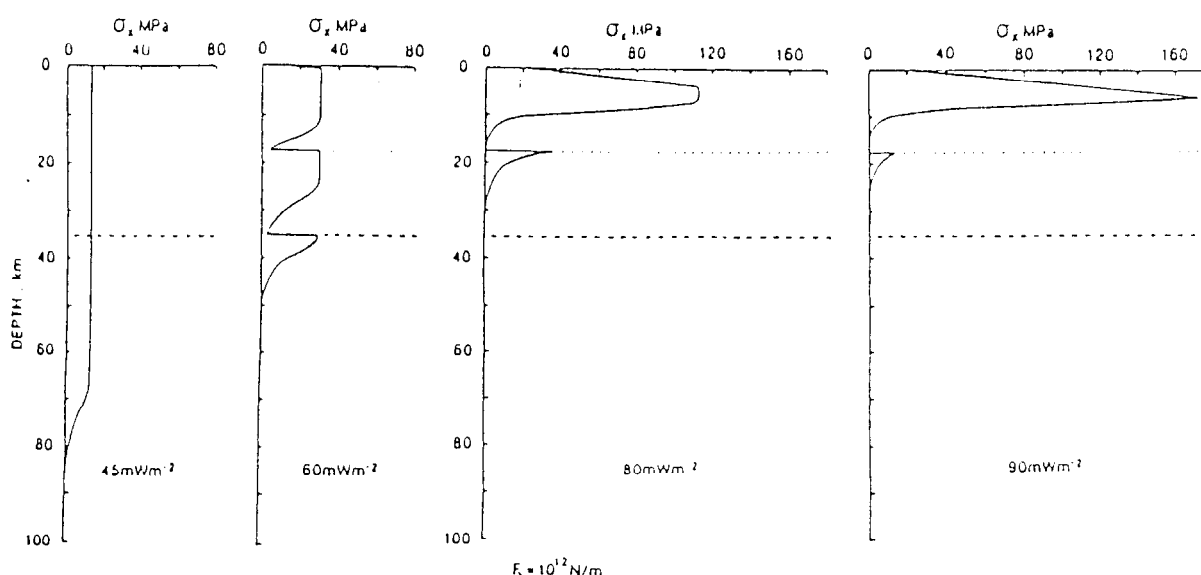


Figura 5.16: Resistencia a la deformación vs. profundidad para distintos flujos calóricos, después de 1 Ma de aplicación de una misma fuerza tensional. Nótese la variación en la posición, cantidad y magnitud de las transiciones frágil-dúctil (Kusznir y Park, 1987).

Despegue inferior de un sistema extensional

Otro de los problemas interesantes a considerar en ambientes extensionales, es ¿hasta dónde continuar las fallas en profundidad? Cuando se produce extensión cortical en un segmento continental, en general, la corteza superior reacciona en forma frágil y resuelve la deformación a través de los mecanismos recién considerados. Pero la corteza inferior en general lo hace en forma dúctil. La profundidad y magnitud del límite entre deformación frágil y dúctil va a estar controlada principalmente por el flujo calórico en la región (figura 5.16) y en mucho

menor proporción por el tiempo de aplicación del esfuerzo tensional (figura 5.17). A mayor flujo calórico menor profundidad de la primera transición frágil dúctil y a mayor tiempo de aplicación del esfuerzo, mayor magnitud de estas transiciones. Sin embargo, si bien estas relaciones son generales, la posición, magnitud y cantidad de transiciones frágil-dúctil depende del modelo reológico utilizado para la corteza (Ranalli y Murphy, 1987). Si no se cuenta con ningún tipo de información profunda, datos de flujo calórico, o al menos una estimación de los mismos, pueden ser de suma utilidad a la hora de modelar la estructura de una región. Este análisis es igualmente válido y útil en ambientes compresivos.

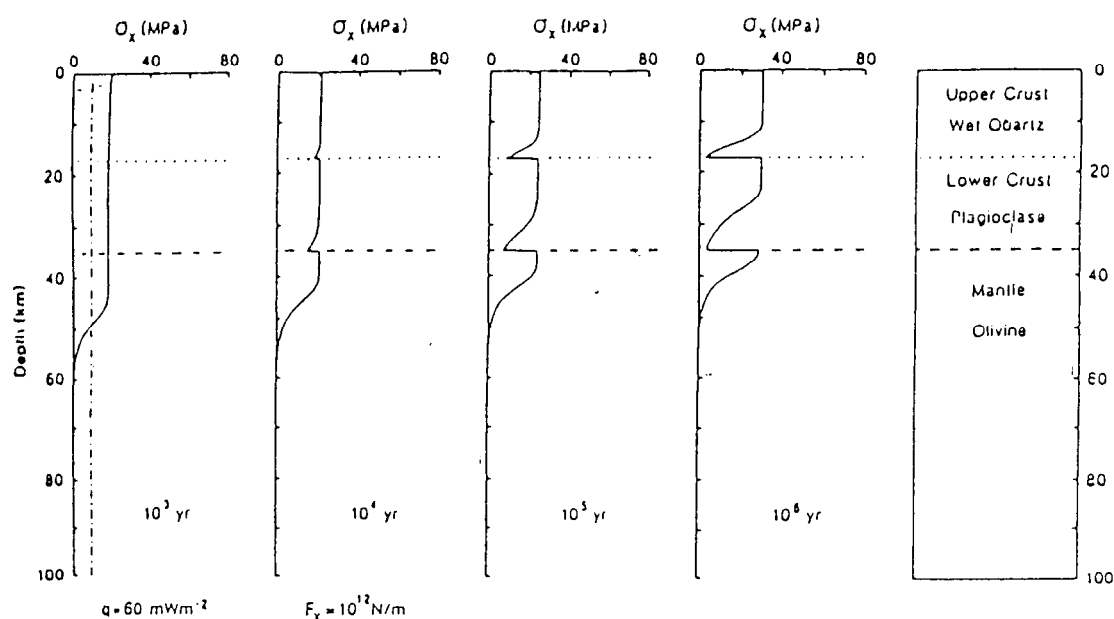


Figura 5.17: Resistencia a la deformación vs. profundidad para distintos tiempos de aplicación de una misma fuerza tensional, manteniendo constante el flujo calórico. Nótese la variación en la magnitud de las transiciones frágil-dúctil (Kusznir y Park, 1987).

Estructuras de inversión tectónica

Para encarar el estudio de las estructuras que se pueden generar por inversión tectónica primeramente se van a examinar por separado los modelos extensionales y las inversiones que en cada uno de ellos se pueden generar. En la figura 5.18 se puede observar el desarrollo del modelo de fallas en dominó y su posterior inversión. Es importante destacar que durante el proceso de reactivación de este tipo de fallas no es necesario que los depósitos sinextensionales se flexionen internamente, pudiendo comportarse prácticamente como un bloque rígido. Asimismo, las fallas van rotando y adquiriendo mayor ángulo al producirse la inversión. Debido a que el movimiento inverso sobre un plano de falla es desfavorecido por los altos ángulos, es muy raro que la misma se invierta más allá del estado inicial.

La figura 5.19 muestra la secuencia de apertura y posterior inversión en el modelo de fallas listricas. El mismo, en su forma más pura, se diferencia del anterior, por implicar necesariamente la flexión interna del material sinextensional al producirse la inversión. Asimismo y siempre refiriéndose al modelo puro de una sola falla, es importante marcar que la misma no cambia su geometría ni su inclinación durante la reactivación.

Modelo de inversión
tectónica para
fallas listricas

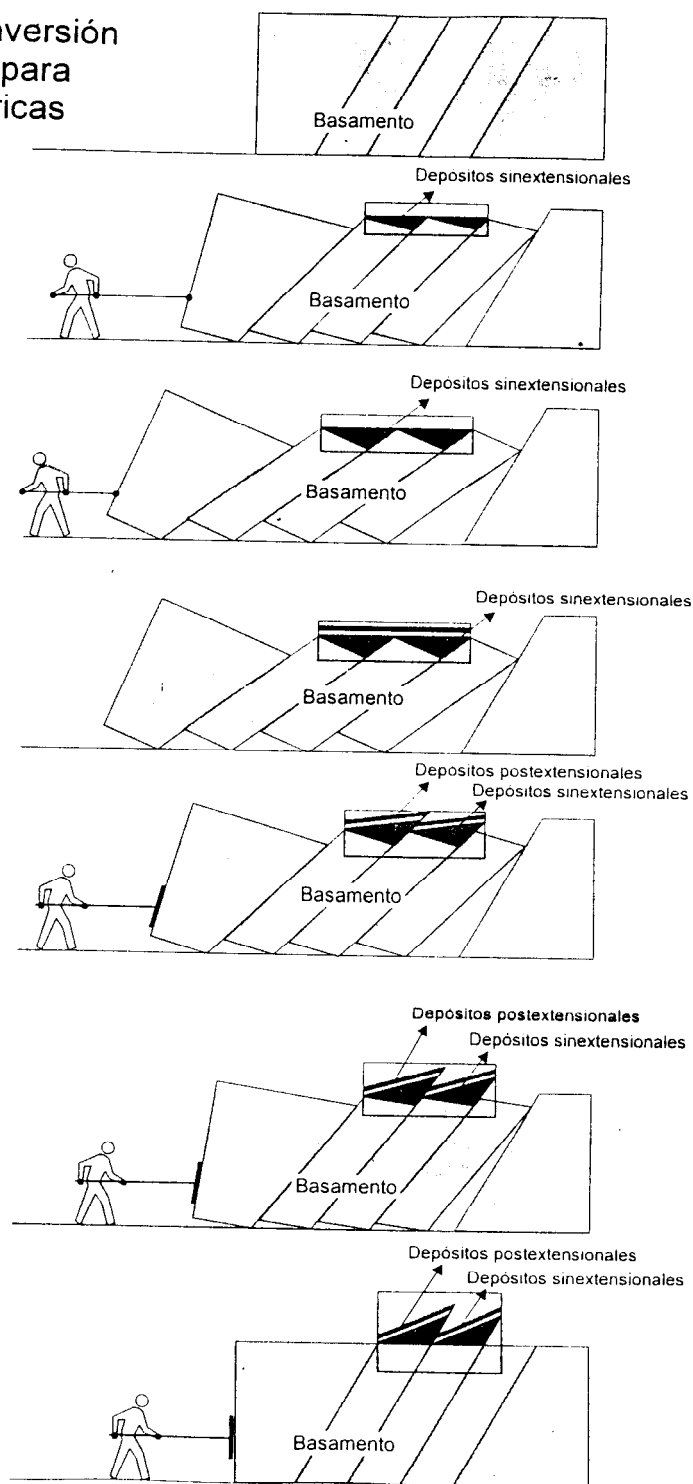


Figura 5.18: Modelo de inversión tectónica para fallas tipo dominó. Durante el proceso de reactivación de este tipo de fallas no es necesario que los depósitos sinextensionales se flexionen o se deformen internamente, asimismo se puede ver como las fallas van rotando y adquiriendo mayor ángulo al producirse la inversión.

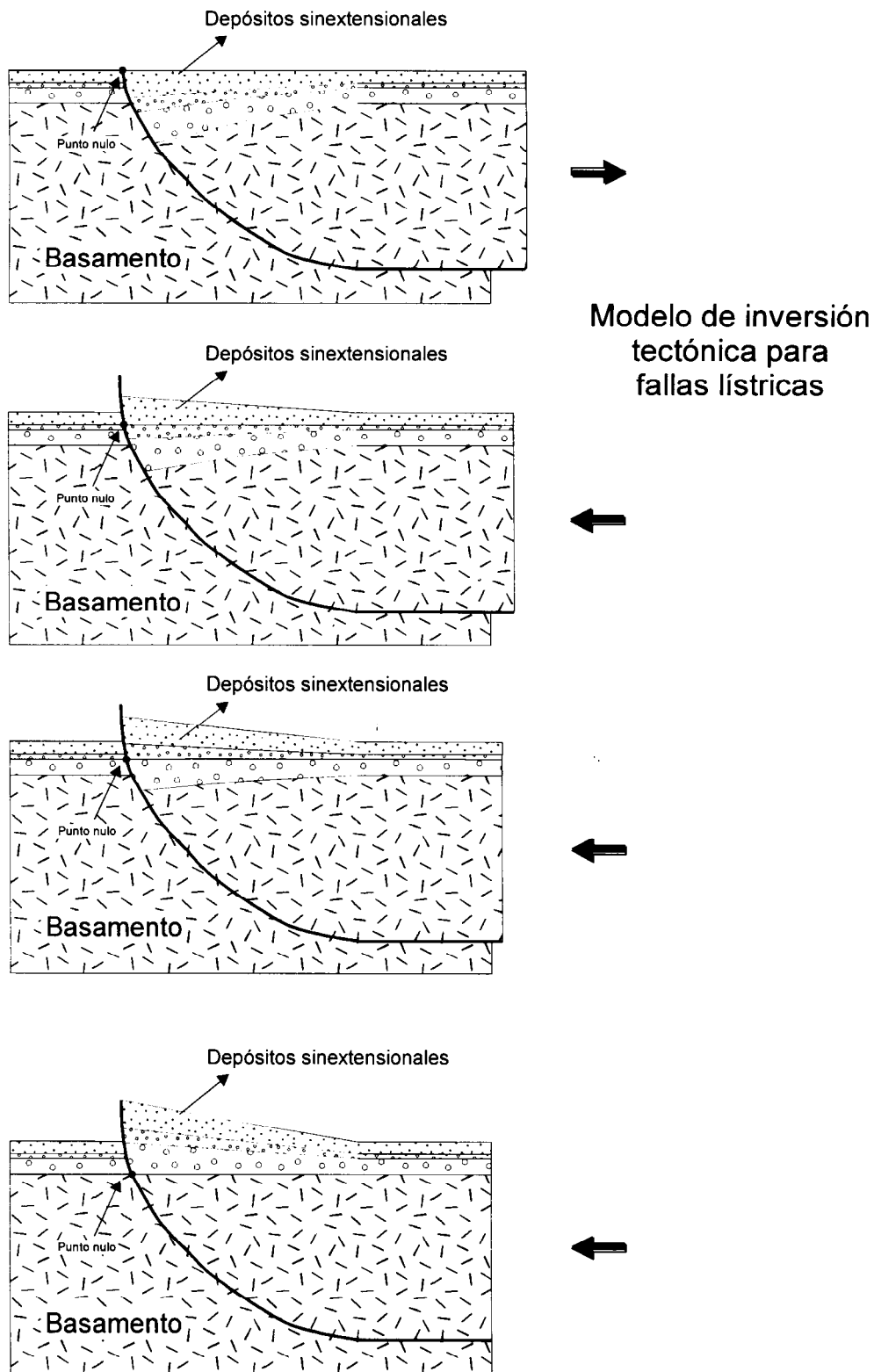


Figura 5.19: Modelo de inversión tectónica para fallas listricas. Implica necesariamente la deformación interna del material sinextensional al producirse la inversión. En el modelo puro de una sola falla, esta no cambia su geometría durante el proceso de reactivación.

Durante el proceso de inversión de una falla directa, siempre existe un punto que es conocido como *punto nulo* (*null point*) que adquirió nuevamente su posición inicial (figura 5.19). La distancia entre el punto nulo y la intersección del tope de los

depósitos sinextesionales y el plano de falla, indica la cantidad de inversión que sufrió la misma, medida sobre su plano. Como se observa en la figura 5.19 el punto nulo migra estratigráficamente hacia abajo a medida que evoluciona la inversión de la falla. Es importante remarcar que la falla por encima del punto nulo, va a ser inversa, y por debajo va a ser directa (figura 5.20b). Mitra (1993) mostró que en casos especiales donde la pared colgante de la falla se encuentra plegada, y bajo condiciones de rechazo muy particulares, pueden existir dos puntos nulos. En este caso la falla se comportaría como inversa por encima del punto nulo superior y por debajo del inferior, y como directa entre ambos (figura 5.20 c).

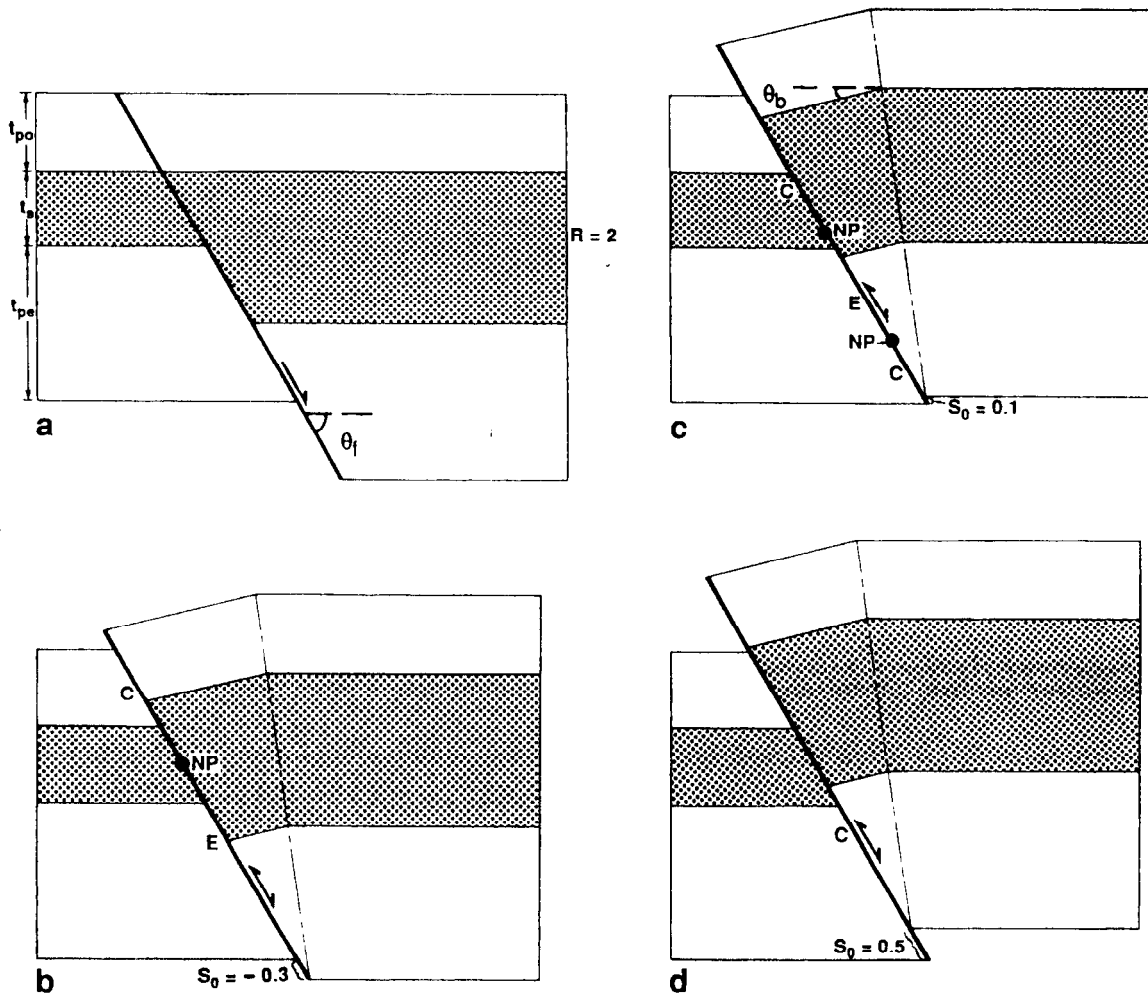


Figura 5.20: Relaciones entre el punto nulo y el rechazo de la falla. Nótese que en casos donde la pared colgante de la falla invertida se encuentra plegada, y bajo condiciones de rechazo muy particulares, pueden existir dos puntos nulos (Mitra, 1993).

La figura 5.21 muestra la inversión de fallas lítricas pero en un modelo donde se considera la erosión sinextensional. Es importante no confundir el cambio en el ángulo de la falla de inversión producido cuando ésta se emplaza sobre la superficie de erosión sinextensional de la pared basal, con una falla de atajo o *shortcut* (véase párrafos siguientes). Esta última siempre va a levantar por encima una porción de terreno preextensional.

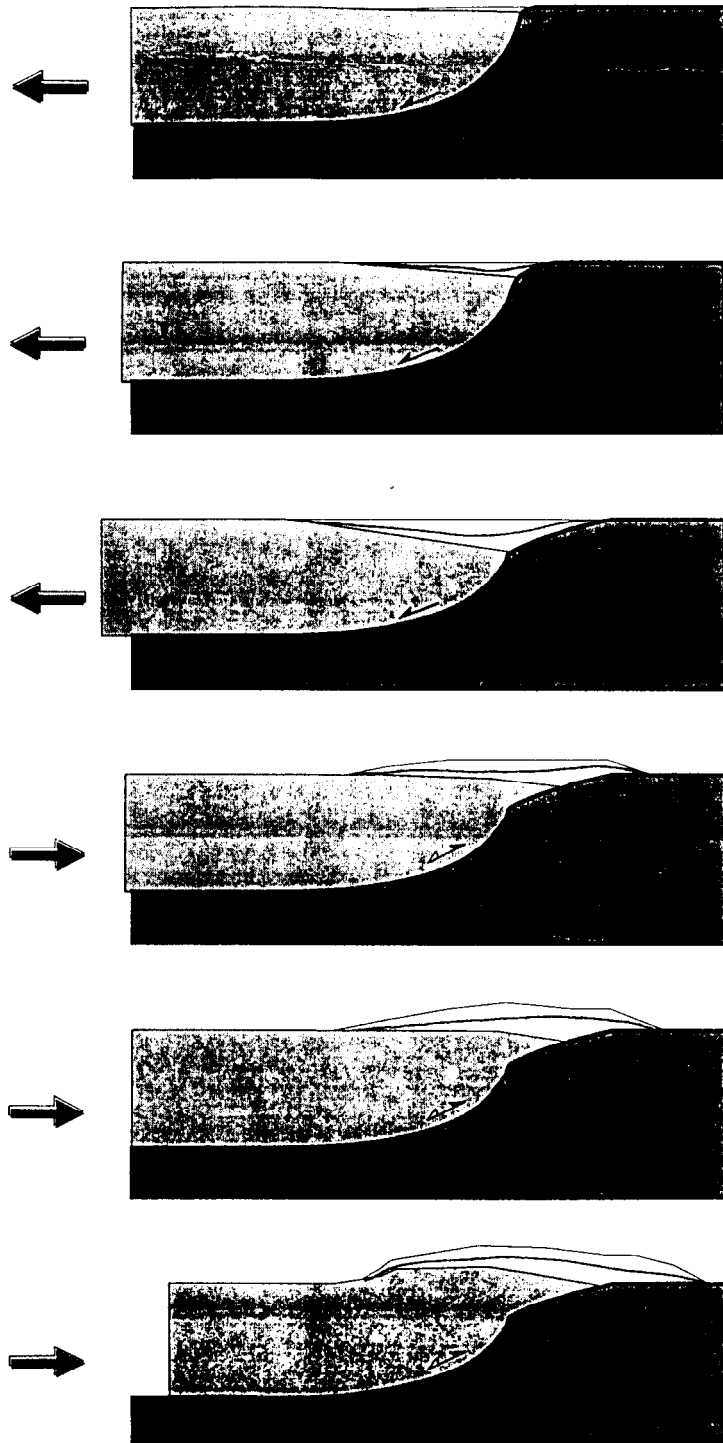


Figura 5.21: Modelo de inversión tectónica para fallas listricas considerando la erosión sinextensional.

La complejidad de las estructuras de inversión tectónica es en general mucho mayor que la de estructuras puramente extensionales o puramente compresionales, ya que en muchos casos los esfuerzos que dieron origen a una y otra etapa no son coaxiales. En los párrafos siguientes se describirán algunas geometrías que pueden ser comúnmente encontradas en regiones afectadas por inversión tectónica.

En muchos casos el ángulo de la falla original es muy elevado hacia arriba y la inversión en ese tramo es mecánicamente inviable. Una de las maneras en que se resuelve el acortamiento en estos casos, es con la formación de una **falla de atajo** o *shortcut* sobre la pared basal (figura 5.22c). En muchos casos se forman abanicos imbricados de fallas de atajo (figura 5.22e), que como casi todas las estructuras de inversión tectónica tienen secuencia de crecimiento inversa (las más modernas hacia el retropais). Otras veces, se forman **corrimientos de paso** o *bypass* en secuencia inversa en la pared colgante (figura 5.22 d y f) o se desarrollan **retrocorrimientos** (*back-thrust*) como se puede observar en la figura 5.22g. La combinación de estas dos últimas estructuras puede dar origen a las conocidas como geometrías **pop-up** (figura 5.22i).

En cuanto a los pliegues relacionados a inversión tectónica, los más comunes son los de propagación de falla. Estos se generan cuando la falla, originalmente directa, comienza a propagarse a través de los depósitos postextensionales. En general el ángulo de corte (θ) de estas estructuras es muy elevado y pueden dar geometrías anticlinales con vergencia aparentemente contraria (véase pliegues de propagación de falla). Los pliegues de propagación de falla de cizalla triangular (*trishear*) son muy comunes en este tipo de ambientes. Cuando los niveles de inversión son muy grandes y se generan corrimientos de atajo, se pueden dar estructuras de flexión de falla que involucren grandes láminas de basamento. En la figura 5.23 se muestran modelos de pliegues vinculados a la inversión tectónica.

En algunas regiones de inversión tectónica es muy común que antiguas fallas directas de alto ángulo, no se inviertan o lo hagan en muy bajo grado. Cuando esto ocurre, y si existe por detrás alguna lámina de corrimiento que este trasladando rechazo hacia dicha falla, los depósitos de sinrift que se encuentran sobre su bloque colgante se aplastan contra el plano de falla (figura 5.24). Esto es conocido como **tectónica de contrafuerte** o *buttressing*, y en muchas ocasiones produce estructuras bastante complicadas, sobre todo cuando la geometría inicial de la falla directa era escalonada en el rumbo.

La geometría que se forma a partir de la combinación entre los distintos tipos de estructuras analizadas imprime a las regiones con inversión tectónica una complejidad singular. Asimismo, los sistemas extensionales en general suelen tener límites de rumbo irregulares, con bordes escalonados o dentados (figura 5.25). Este hecho hace que cuando estos sistemas se invierten, además de las complicaciones en el sentido de transporte, haya muchas otras en el sentido del rumbo de la estructura.

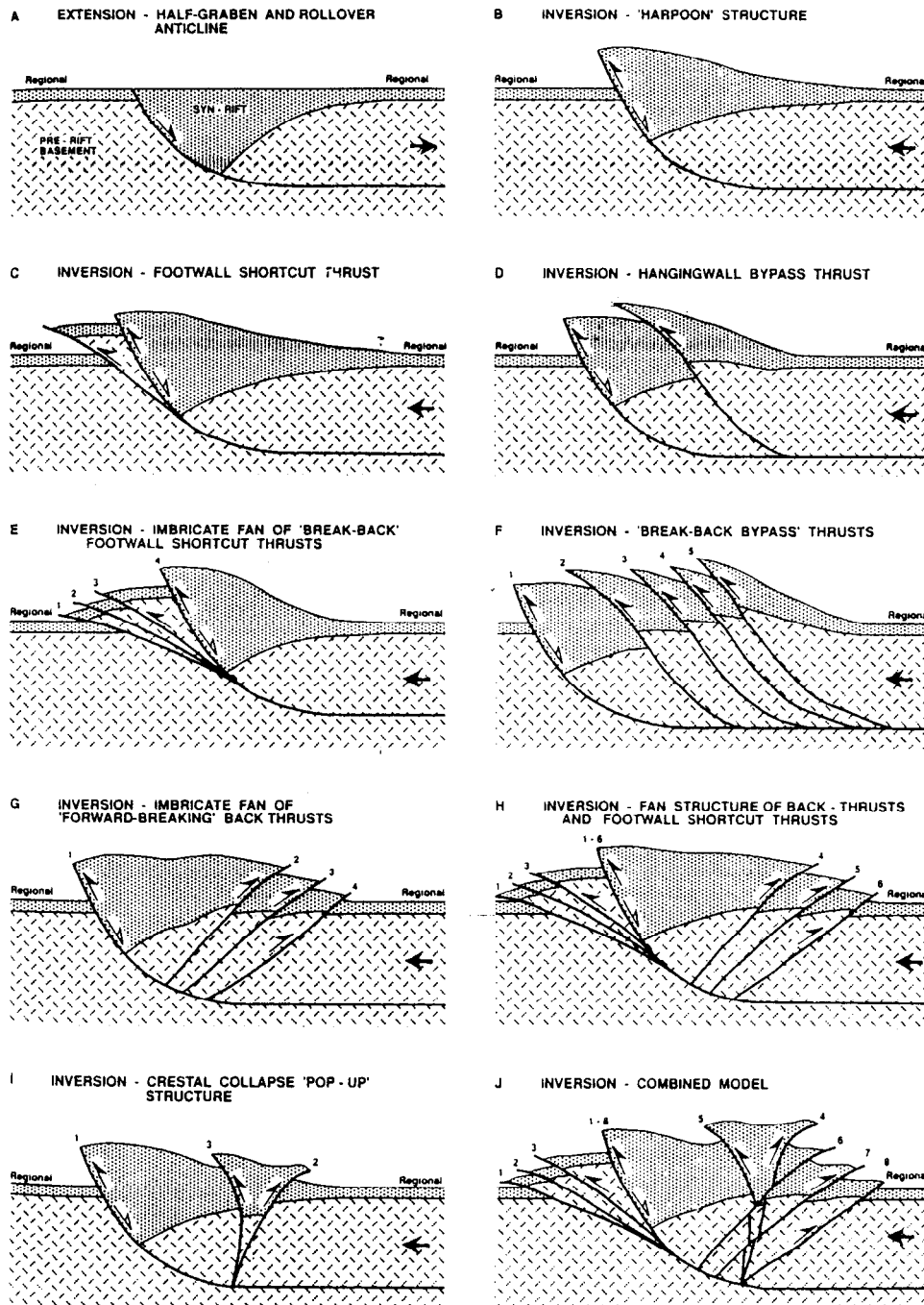


Figura 5.22: Geometrías bidimensionales posibles en terrenos invertidos (McClay, 1992).

Reactivación selectiva de fallas en regiones de inversión tectónica

En varias regiones de inversión tectónica, se ha visto que mientras algunas fallas se invierten, otras no lo hacen. En muchos casos esto depende de la inclinación original de la falla directa; fallas menos inclinadas tienen mayor posibilidad mecánica de invertirse. En otros casos es su orientación con respecto al esfuerzo regional, lo que hace que algunas fallas se inviertan selectivamente respecto de otras. Sin embargo,

también se encuentran casos en que, en un grupo de fallas con aproximadamente la misma inclinación y el mismo rumbo, algunas se invierten y otras no lo hacen. Sibson

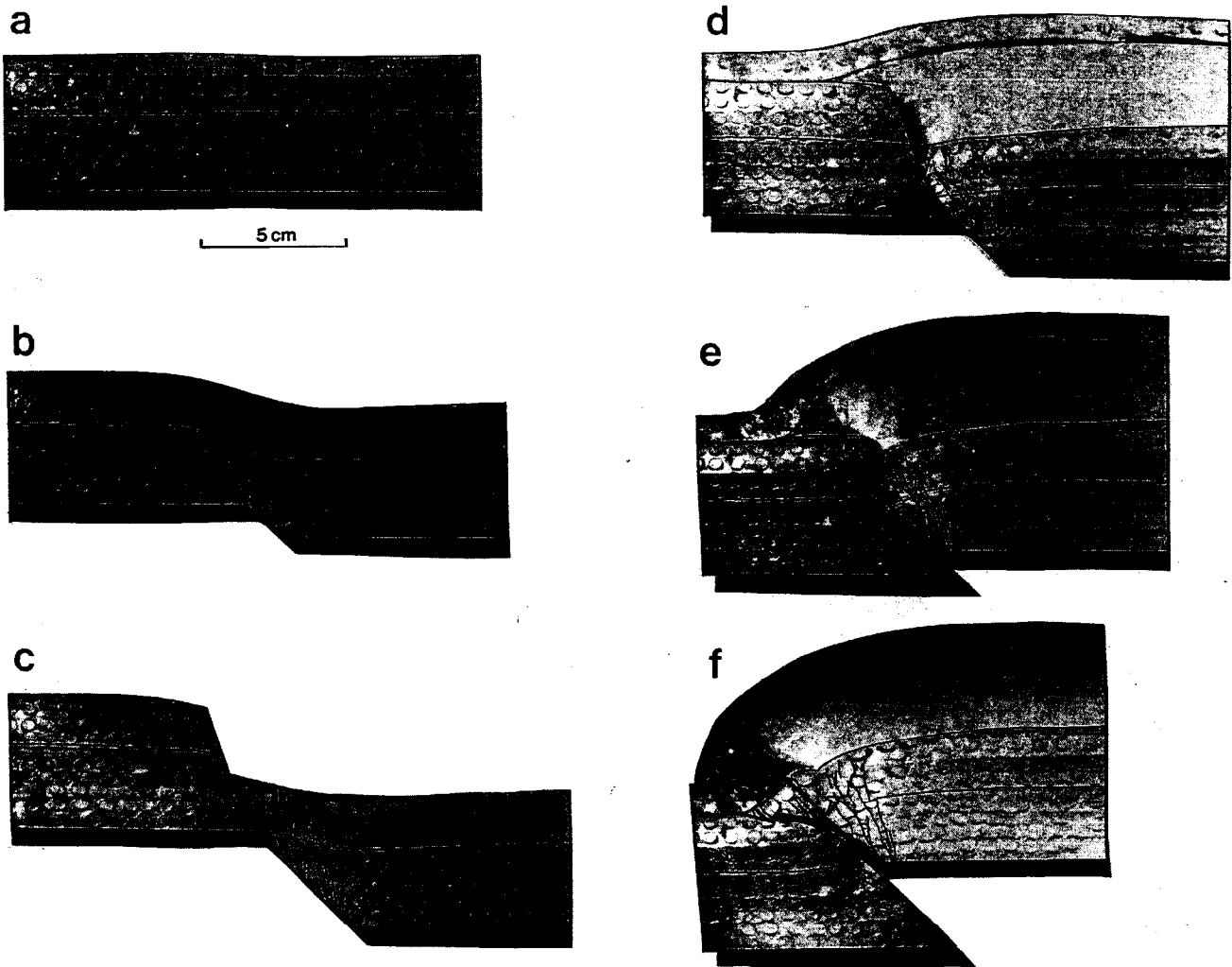


Figura 2.23: Modelo de en arcillas de pliegues de propagación de falla a partir de inversión tectónica de fallas extensionales (Mitra, 1993).

(1995) advierte el importante papel que juega la presión de fluidos (P_f) en estos casos. En el diagrama de la figura 5.26, se puede ver que en el caso en que la componente paralela al plano de falla de los esfuerzos principales (σ_1 y σ_3) sea mayor a la fuerza de fricción (f_r), el bloque colgante se va a mover, y la falla se va a invertir. La fuerza de rozamiento va a ser proporcional a la normal a ese plano:

$$f_r = \mu N$$

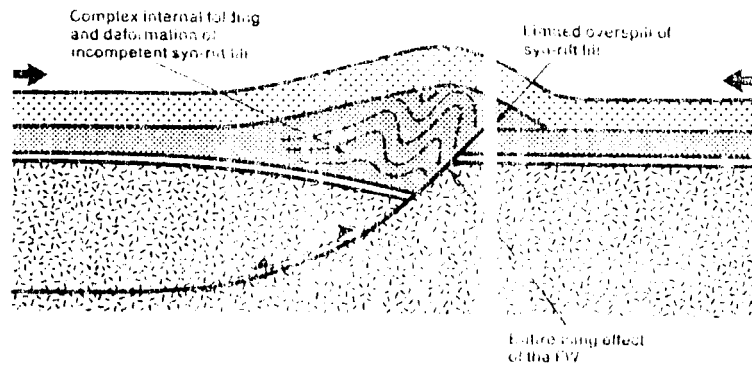


Figura 5.24: Estructura de butresing (Cooper et al., 1989).

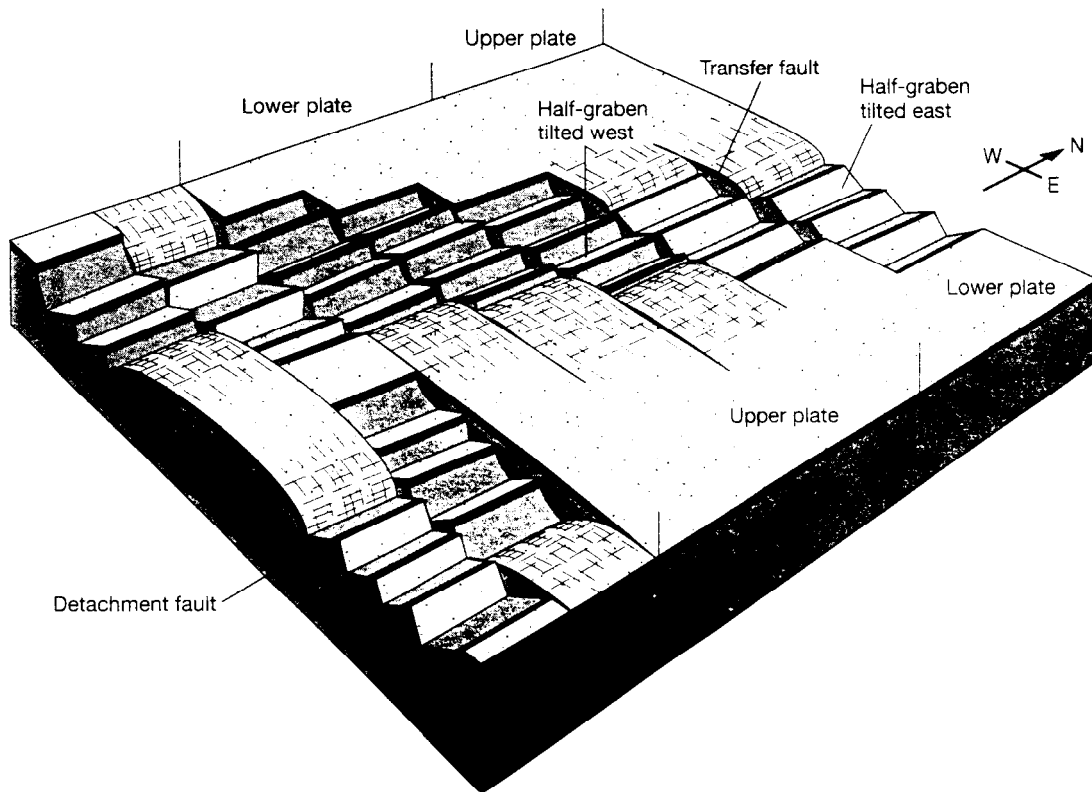


Figura 5.25: Modelo de rift con bordes escalonados. Los diferentes dominios de fallas normales están separados por zonas de transferencia de rechazo (Twiss y Moores, 1992).

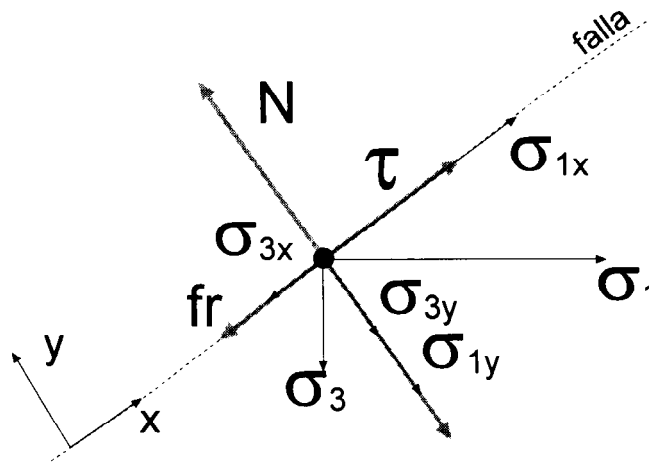


Figura 5.26: Diagrama de esfuerzos sobre una falla inversa.

donde μ es el coeficiente de fricción y N la normal al plano. Sabemos que los esfuerzos principales efectivos son: $\sigma_1' = (\sigma_1 - P_f)$ y $\sigma_3' = (\sigma_3 - P_f)$. La normal N va a ser:

$$N = [(\sigma_1 - P_f) + (\sigma_3 - P_f)] \cos \theta$$

lo que significa que cuanto mayor sea la presión de fluidos (P_f) menor va a ser la normal (N) y en consecuencia menor la fuerza de fricción (f_r). Dicho de otro modo, cuanto mayor presión de fluidos, mayor va a ser la posibilidad de que la falla se invierta.

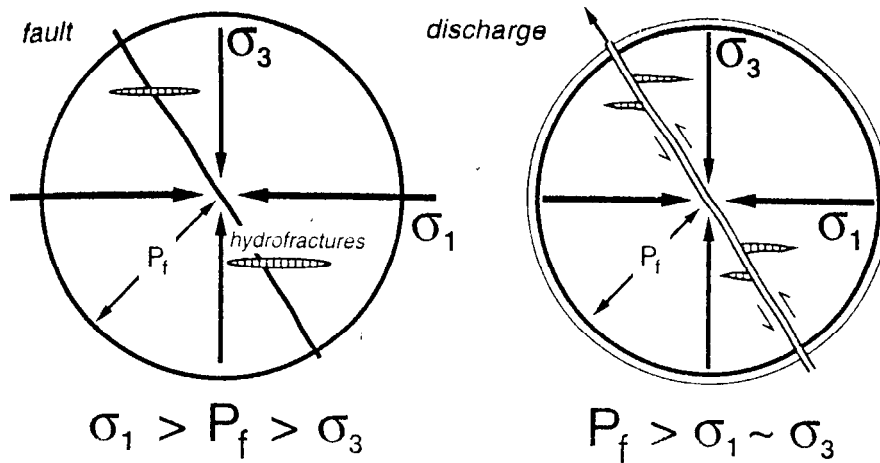


Figura 5.27: Diagramas de fallas según la relación entre los esfuerzos principales y la presión de fluidos.

Una manera efectiva de aumentar sustancialmente la presión de fluidos por encima de los valores hidrostáticos, se da cuando existe en el sistema alguna roca impermeable (roca sello) que mantenga a los fluidos confinados. En la figura 5.27 pueden verse diagramas de falla según la relación entre los esfuerzos principales y la presión de fluidos.

VI. Reconstrucción Palinspástica

Cálculos de acortamientos y estiramientos

Introducción teórica

Una reconstrucción palinspástica tiene como objeto restituir la estructura al momento previo a la etapa de deformación que se está considerando, sea ésta compresiva o extensiva. Esto significa obtener la extensión y geometría original de la secuencia que se está estudiando. Su principal utilidad radica en que constituye una forma precisa de encontrar la distribución paleogeográfica de las diferentes secuencias o unidades litológicas intervinientes. Asimismo, mediante esta técnica se pueden calcular porcentajes de acortamiento o estiramiento de una secuencia, y combinándola con datos temporales se pueden computar velocidades de deformación.

Por otro lado, las técnicas palinspásticas constituyen un método esencial para chequear la *viabilidad y posibilidad* de una sección balanceada.

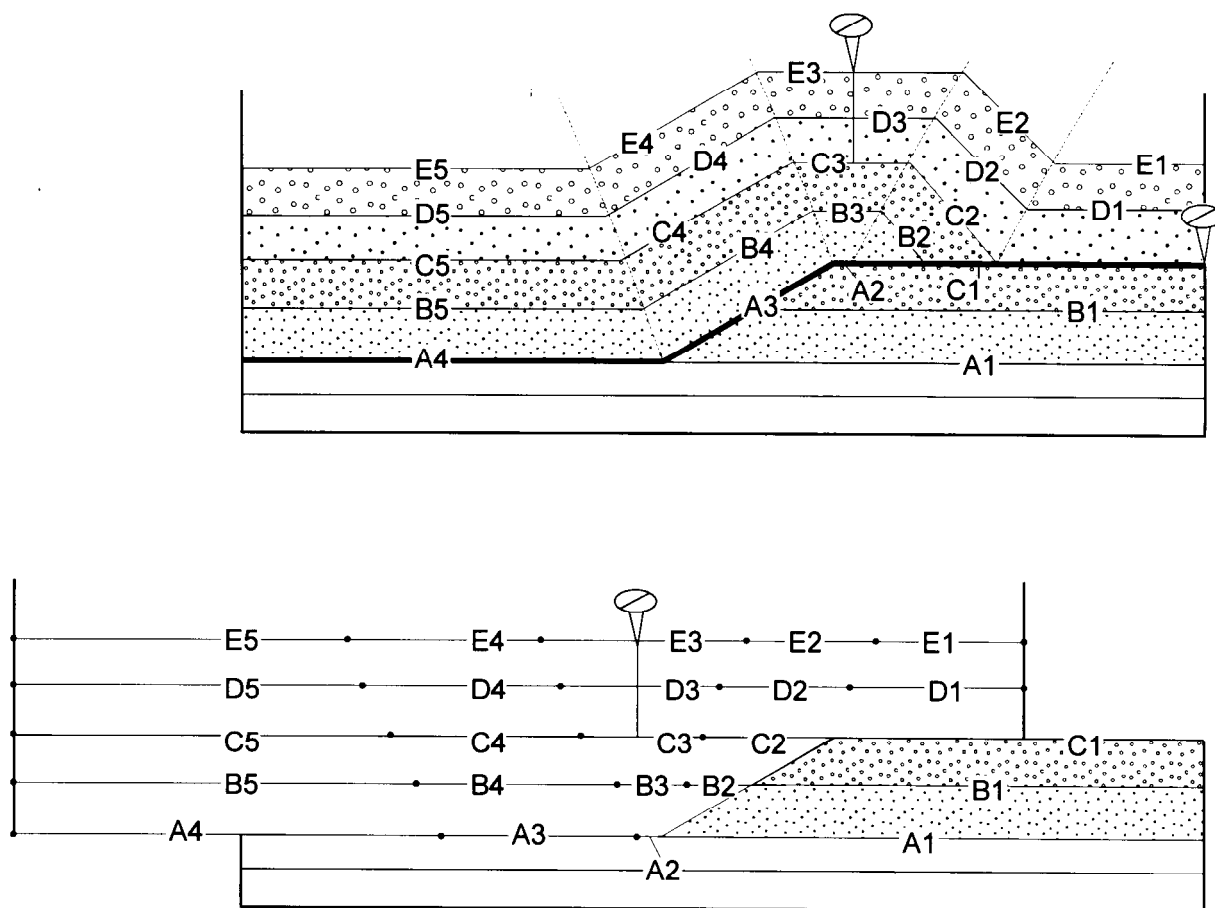


Figura 6.1: Se ilustra el método de balanceo por longitud de líneas. Nótese que cada segmento está rotulado igual en la sección y en la reconstrucción. Se usan dos *pin lines*, una para los bancos ubicados por debajo del nivel de despegue superior y otra para los ubicados por encima.

Reconstrucción por longitud de línea

En este tipo de reconstrucción palinspástica se considera la premisa de que se conserva la longitud de líneas y por ende el espesor de los bancos antes y después de la deformación.

Para realizar la reconstrucción de una secuencia deformada mediante este método se mide la longitud de cada uno de los bancos entre dos líneas fijas definidas arbitrariamente en ambos extremos de la sección. Dichas líneas se denominan *pin lines*, y como se verá más adelante, en algunos casos es conveniente utilizar más de dos. La longitud de los bancos puede medirse mediante una regla o compás, mediante un curvímeter, mediante métodos digitales o utilizando un papel de calcar con la secuencia dibujada. Este último método es uno de los más cómodos y comunes y se ilustra en la figura 1. Para restituir, por ejemplo, una secuencia plegada y fallada como la de la figura 6.1, se dibuja en un papel transparente el bloque autóctono y se continúa la traza de los bancos hacia el retropaís por una distancia de aproximadamente el doble de la de la sección a reconstruir. Posteriormente se va siguiendo a partir de la *pin line* ubicada hacia el antepaís la longitud de cada línea, marcando sobre ella de manera diferente cada quiebre de pendiente o superficie axial, cada falla atravesada y cada corte con la topografía. Si la sección balanceada fue construida utilizando los ángulos propuestos por Suppe (1983), y no fue introducida cizalla interestratal, todos los bancos van a resultar de la misma longitud, y la *pin line* obtenida en el retropaís va a ser vertical. En caso contrario, va a tener una determinada inclinación y el ángulo entre ésta y la vertical va a representar la cizalla angular (figura 6.2).

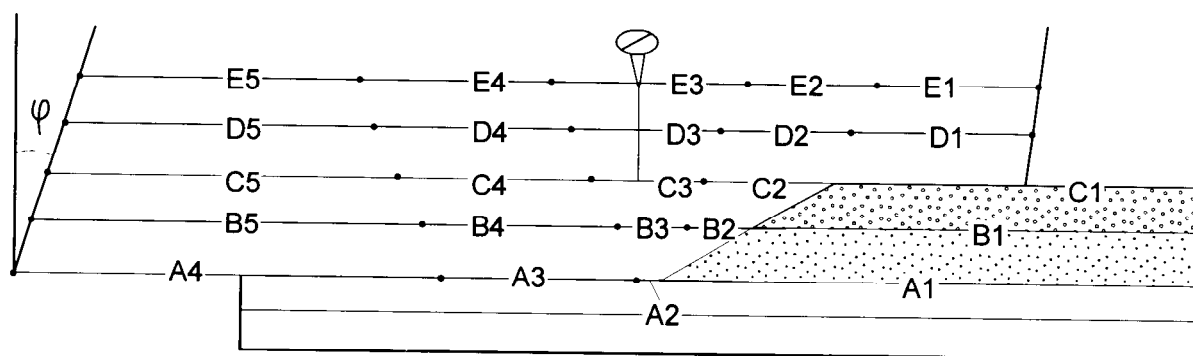


Figura 6.2: Reconstrucción de una sección en que no se utilizaron los ángulos de Suppe (1983) para su confección. El ángulo con que se dispone la *pin line* corresponde a la cizalla angular.

Reconstrucción por áreas

En este tipo de reconstrucción palinspástica se asume que no hay cambio de volumen o área si se considera una sección bidimensional, durante la deformación de la secuencia. El método es algo más complicado, pero sin duda más amplio ya que sirve para casos en que se mantiene constante el espesor de los bancos pero también para aquellos en los que esto no ocurre. Este método es muy útil en trabajos regionales, balanceos corticales y secciones extensionales, en los que es prácticamente imposible utilizar la restitución por longitud de línea. Asimismo, estructuras de despegue, o plegamientos muy dúctiles en los que existe cambio en el espesor de los bancos, son restituidos por el método de áreas.

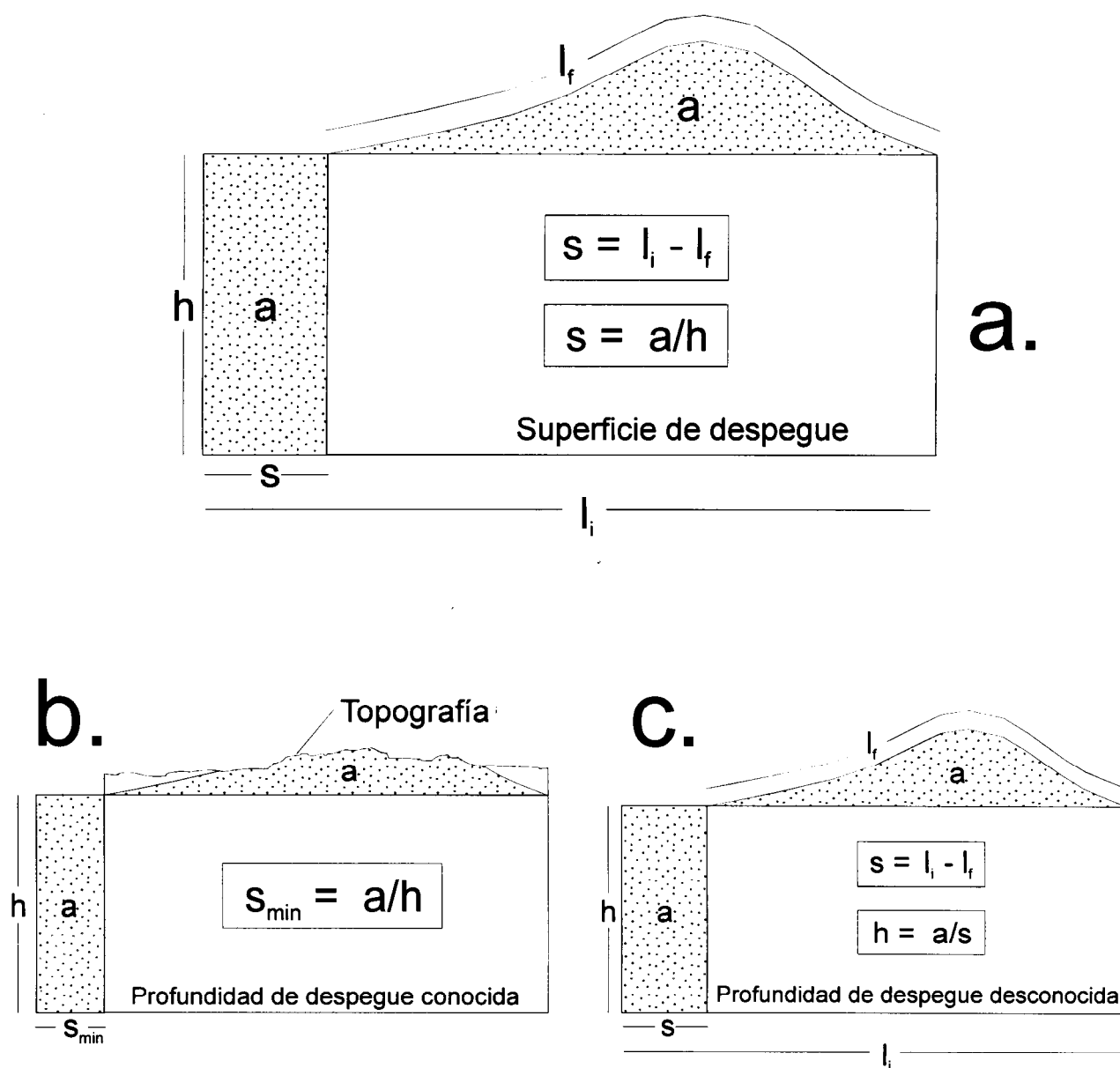


Figura 6.3: Método de balanceo por áreas. *a*: se muestra la relación entre todos los parámetros: a =área; s =acortamiento; h =profundidad de despegue; l_i =longitud inicial; l_f =longitud final. *b*: se ilustra el cálculo de acortamiento mínimo mediante el método de áreas. *c*: se utiliza la misma técnica para calcular la profundidad de despegue de la estructura.

En la figura 6.3 se muestra la restitución de un pliegue mediante balanceo de áreas. En este caso es necesario conocer la profundidad de despegue. El área (a) ubicada por encima del nivel regional de la unidad a restituir debe ser igual al producto de la profundidad de despegue (h) por el acortamiento (s). Es así que conociendo el área y la profundidad de despegue se puede calcular el acortamiento mínimo aún cuando parte de la estructura este erosionada (figura 6.3b):

$$s = a/h$$

A su vez, el mismo método se puede utilizar para calcular la profundidad de despegue si se tiene el perímetro de la estructura y el acortamiento se calculó por longitud de

líneas (figura 6.3c). En cuanto a la medición de áreas, el método más sensitivo se logra digitalizando la superficie y midiéndola mediante programas adecuados (AutoCad, Canvas, etc.).

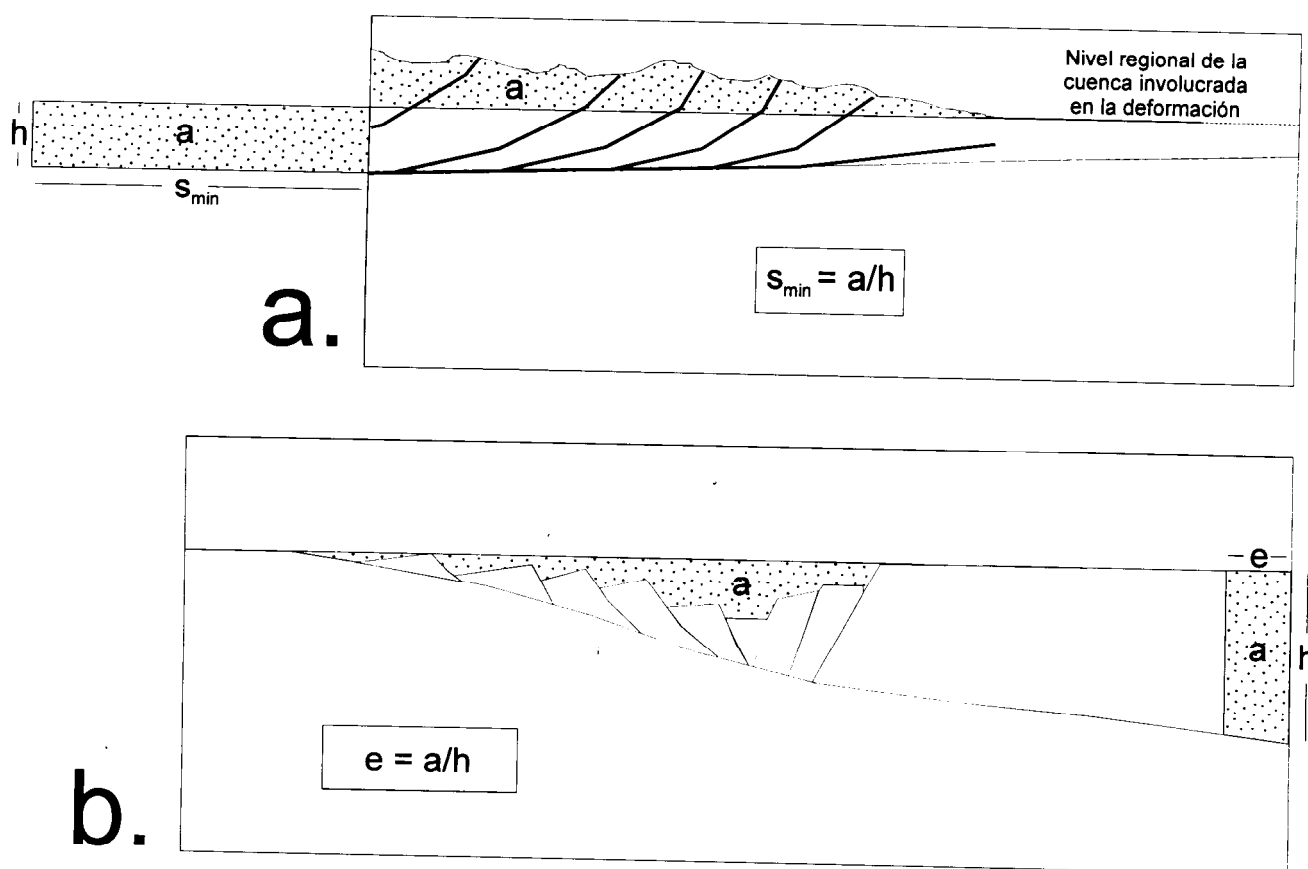


Figura 6.4: Reconstrucciones regionales por áreas, a: en una zona compresiva, b en una zona extensional. Nótese que hay que disponer de información sobre la profundidad de despegue.

En la figura 6.4 se muestran dos reconstrucciones regionales, una en una zona compresiva (figura 6.4a) y la otra en una zona extensional (figura 6.4b). En ambos casos es necesario tener información sobre la profundidad de despegue de la estructura.

Métodos combinados

En estos métodos se combinan los dos tipos de restituciones antes mencionadas y son de suma utilidad en sectores de fajas plegadas y falladas que involucran basamento y cuenca sedimentaria. En este tipo de balanceo se restituye la porción estratificada mediante longitud de líneas y el basamento por áreas, teniendo que tener cada bloque separado por fallas la misma superficie antes y después de la deformación. En la figura 6.4 se puede ver un ejemplo en una región con inversión tectónica en la que se utilizó este método.

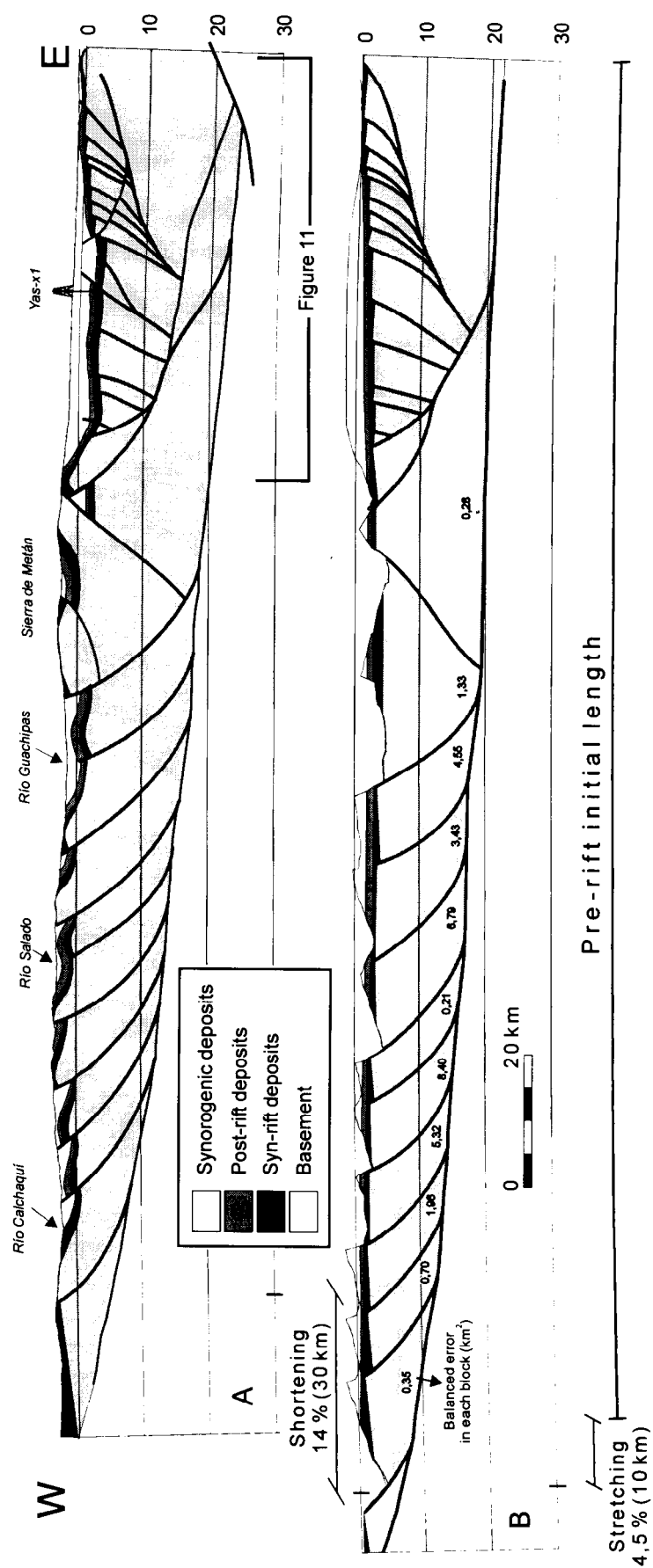
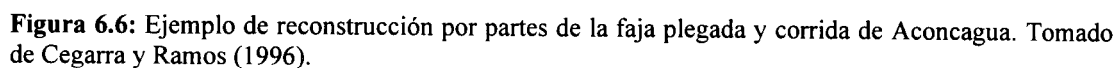


Figura 6.5: Se muestra un ejemplo de restitución combinado en la región de Metán (Salta). Se utilizó balanceo por longitud de líneas para la secuencia sedimentaria y de áreas para el basamento. Tomado de Cristallini et al. (1997).



Restitución por partes

En la restitución por partes se va reconstruyendo la estructura por etapas. Se puede hacer en tantas como se quiera, aunque es conveniente realizar este tipo de restituciones cuando se tienen datos temporales que den precisión de cada una de las etapas. En la figura 6.6 se da un ejemplo de este método, el cual es sumamente útil tanto para reconstrucciones paleogeográficas de depósitos sintectónicos como para chequear la viabilidad de la sección balanceada.

La restitución por partes se utiliza en muchos casos vinculada a un modelado hacia adelante o *forward modeling* en el que una vez hecha la restitución, se ajusta el modelo de cuenca y se lo deforma con los acortamientos o estiramientos calculados, y se ve si existe buen ajuste entre el modelo deformado y la realidad.

Cálculos de acortamiento y estiramiento

Una vez realizada la restitución palinspástica de una secuencia, el cálculo de acortamiento y/o extensión es relativamente sencillo. En el primero de los casos, el acortamiento porcentual es:

$$s = \frac{(l_i - l_f) \cdot 100}{l_i}$$

donde l_i es el largo del banco previo a la compresión y l_f después de la misma. En el segundo de los casos, la extensión es igual a:

$$e = \frac{(l_f - l_i) \cdot 100}{l_i}$$

donde l_i es el largo del banco previo a la extensión y l_f después de la misma.

VII. Estructuras de rumbo (strike-slip)

Introducción

Las zonas de deformación de rumbo son aquellas en que la componente de movimiento paralela al rumbo del plano de falla es importante. Se encuentran vinculadas a distintos ambientes tectónicos:

- Zonas transformantes vinculadas a dorsales oceánicas.
- Zonas transformantes vinculadas al límite de placas.
- Zonas de convergencia oblicua de placas.
- En zonas de intraplaca.

Su estudio y caracterización es sumamente importante y lleva implícito una complicación adicional que es la necesidad de trabajar en tres dimensiones (3D). Sin embargo, la teoría es más eficiente para explicar ejemplos reales de *strike-slip* que para hacerlo en casos de desplazamientos de inclinación. Esto se debe a que en general, las fallas de rumbo son de alto ángulo y la estratificación de bajo ángulo, por lo que las anisotropías de la roca son menos condicionantes de la estructura (Woodcock y Shubert, 1994). La figura 7.1 muestra una sección en planta de una zona de cizalla de rumbo dextral. La evolución teórica de esta zona de cizalla simple (figura 7.1a) puede resumirse en tres etapas:

1. En el primer movimiento infinitesimal de la zona de rumbo, un marcador inicialmente circular se transforma en una elipse cuyos ejes principales se encuentran a 45° de los límites de la zona.
2. Posteriores movimientos en la misma zona harán que el eje principal máximo de la elipse se estire y rote haciéndose cada vez más paralelo a la zona de cizalla. El eje principal mínimo se acortará y tenderá a hacerse perpendicular a dicha zona.
3. Líneas marcadoras en el material van a rotar rápidamente en sentido horario (si la zona de cizalla es dextral) si originalmente formaban un alto ángulo con los límites de la zona de cizalla, y lentamente si definían un bajo ángulo. Las líneas originalmente paralelas a la zona de cizalla no van a rotar en absoluto durante la deformación.

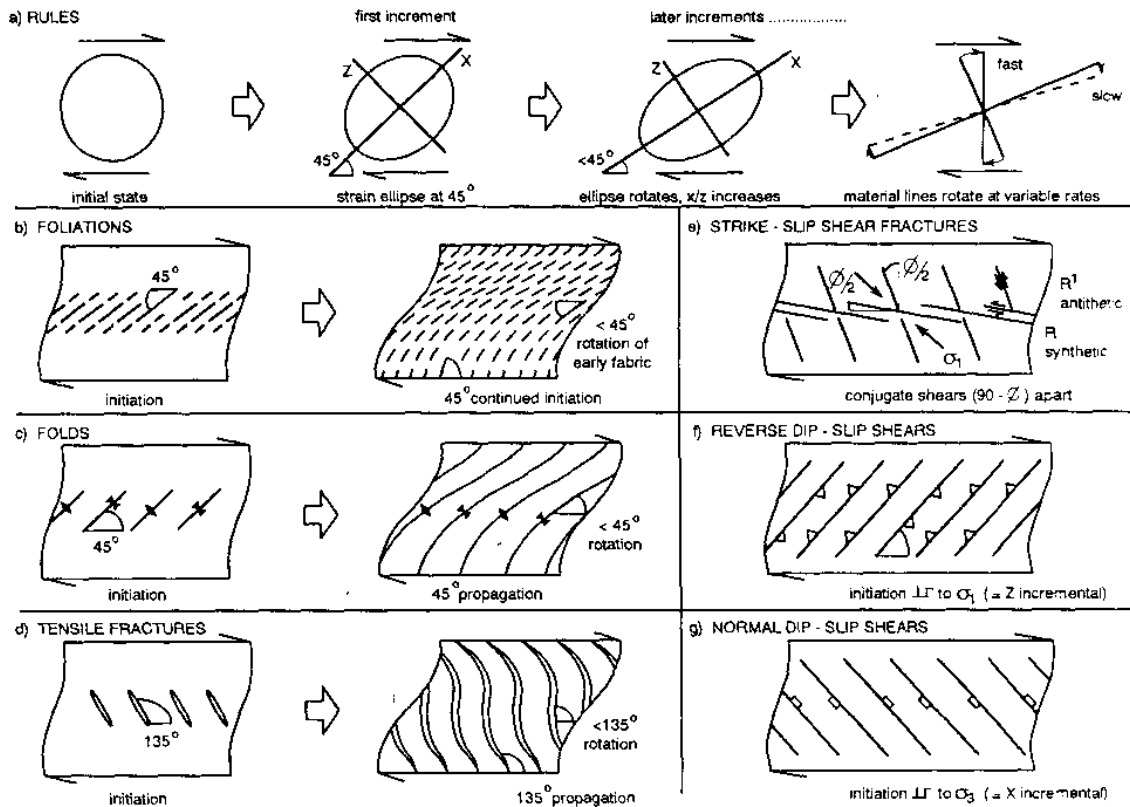


Figura 7.1: Sección en planta de una zona de cizalla de rumbo dextral (Woodcock y Shubert, 1994). A. La evolución teórica de esta zona de cizalla simple (figura 1.1a) puede resumirse en tres etapas: Véase el texto como referencia.

La figura 7.1 muestra el distinto tipo de estructuras que se pueden generar vinculadas a una zona de cizalla simple de rumbo. La combinación de algunas de estas estructuras en tres dimensiones puede complicar el análisis en las zonas de desplazamiento de rumbo generando geometrías complicadas.

Transtensión y transpresión

Las zonas de cizalla de rumbo suelen tener componentes extensivas o compresivas, en cuyo caso se denominan zonas de transtensión y transpresión relativamente. La figura 7.2 muestra como estas componentes afectan teóricamente la deformación en la zona de cizalla. En la transpresión las estructuras secundarias van a tender a ser más paralelas a la zona de cizalla, mientras que en las de transtensión tenderán a la ortogonalidad.

La transtensión y transpresión ocurren a diferentes escalas, tanto en límites de placa con divergencia o convergencia oblicua, como en cualquier falla de rumbo que no sea totalmente plana. En cualquier caso, la deformación

puede ser analizada como una combinación de cizalla simple y de cizalla pura.

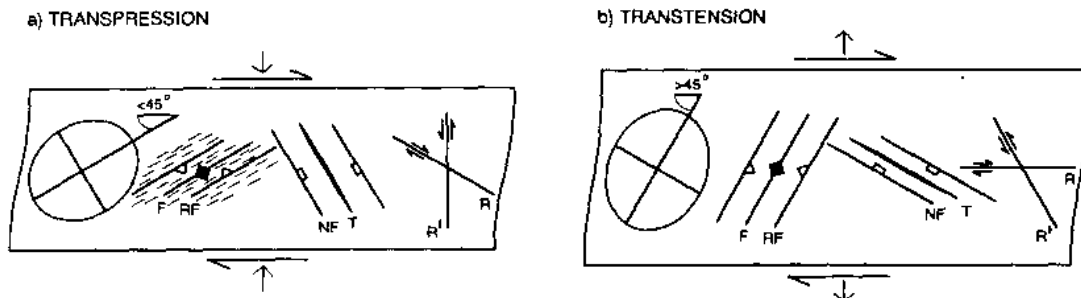


Figura 7.2: Sección en planta de zonas de cizalla de rumbo dextral: a. transpresiva y b. transtensiva (Woodcock y Shubert, 1994). Véase el texto como referencia.

Numerosos experimentos análogos mostraron estructuras algo más complejas que las predichas por la teoría (véase Sylvester, 1988; Dooley y McClay, 1997) y que, además de repetirse en los distintos experimentos, pueden asimilarse a estructuras encontradas en ejemplos reales. Apenas comienzan los experimentos, se genera una serie de fracturas de cizalla denominadas *R* (fracturas de Riedel) que además de tener movimiento de rumbo sintético a la zona principal, presentan un poco de movimiento de inclinación que puede cambiar de sentido en el punto central de la zona de cizalla (figura 7.3), como si fuera una falla en tijera. Ocasionalmente se desarrollan las fallas antitéticas de Riedel (*R'*) en las zonas de superposición de las *R*. El par *R-R'* es tal que la bisectriz del ángulo que forman ($90-f$; donde f es el ángulo de fricción interna) coincide con el esfuerzo compresivo máximo s_1 . Las fracturas *R* se generan a $f/2$ de la zona de cizalla y las *R'* a $90-f/2$. Con un poco más de desplazamiento en la zona de cizalla, las fracturas *R* comienzan a unirse a través otras fracturas de cizalla denominadas *P* (Tchalenko, 1970) que se orientan a $-f/2$. Si el movimiento continua las fracturas *R* y *P* se unen en lo que se denomina zona de desplazamiento principal (*principal displacement zone* o *PDZ*) que constituye un grupo de fallas anastomosadas que acomodan el movimiento principal de la zona de cizalla sobre la línea de cizalla central denominada *Y*. Para completar el panorama, algunos experimentos detectaron la formación de fracturas de cizalla a $90+f/2$ que fueron denominadas *X* (Barlett *et al.*, 1981).

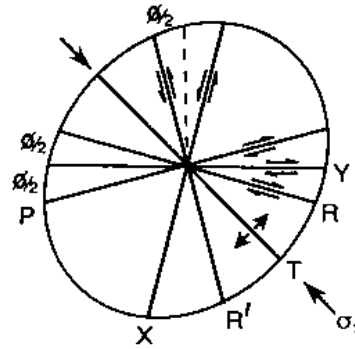


Figura 7.3: Secuencia de fracturas desarrolladas en experimentos análogos en una zona de cizalla dextral; vista en planta. Véase texto como referencia.

Estructuras en flor (tulipán y palmera)

En una vista tridimensional las fracturas Riedel y sus relacionadas no son verticales sino que tienen forma helicoidal con ápice en la falla principal (figura 7.4). En zonas transtensivas tienen geometría cóncava hacia arriba (figura 7.4a) y se denominan “estructuras en tulipán” (*tulip structure*) (Naylor *et al.*, 1986). En zonas transpresivas tienen forma convexa hacia arriba (figura 7.4b) y se denominan “estructuras en palmera” (*palm structure*) (Sylvester, 1984). En una sección estas estructuras tienen forma de flor (*flower structure*) y así se las denomina siendo positivas (+) las transpresivas y negativas (-) las transtensivas (figura 7.4c).

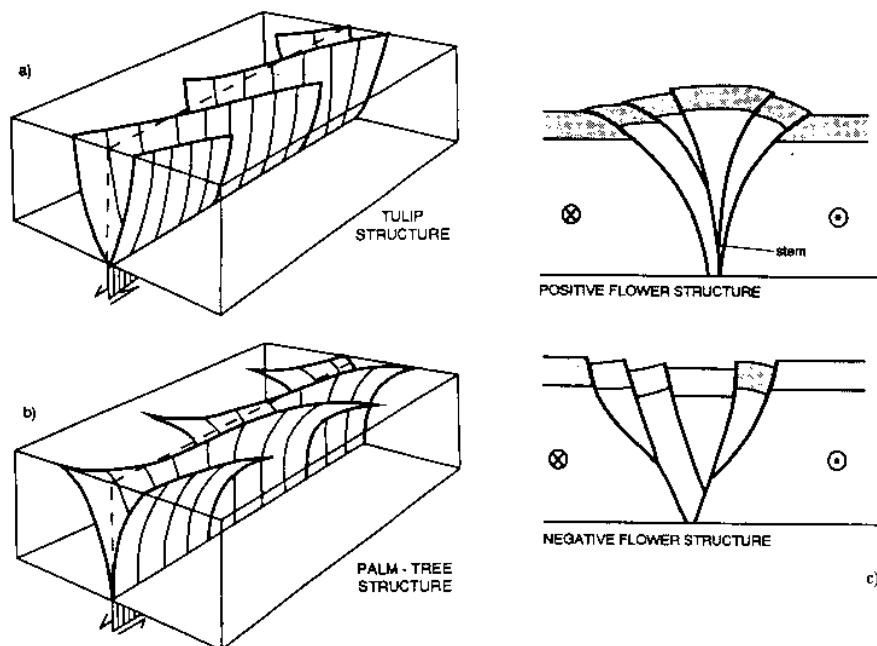
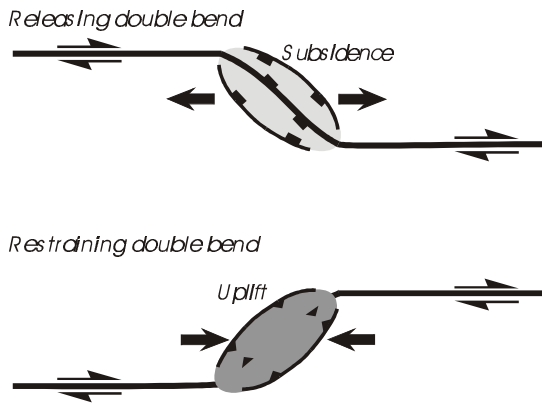


Figura 7.4: Estructuras en flor. a. Estructura en tulipán. b. Estructuras en palmera. c. Flor positiva y flor negativa. Véase texto como referencia.

Cuencas *pull-apart*

Cambios de curvatura en la zona de desplazamiento principal (PDZ) pueden dar origen a zonas de transpresión o transtensión. El segundo de los casos puede resolverse en pequeñas cuencas extensionales que se denominan *pull-apart* (figura 7.5).

(a) Strike-Slip Bend Geometries



(b) Strike-Slip Stepped/Sidestep Geometries

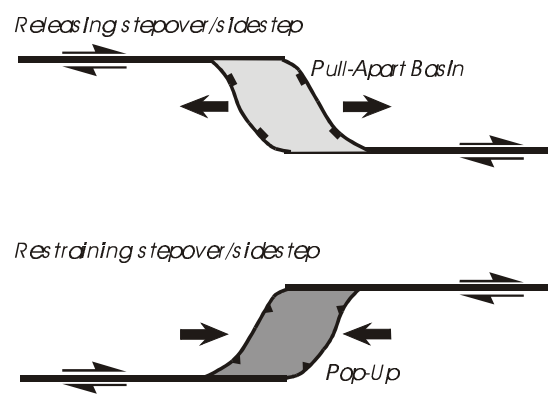


Figura 7.5: Estructuras generadas por cambios de curvatura en la zona de desplazamiento principal (PDZ) (Dooley y McClay, 1997).

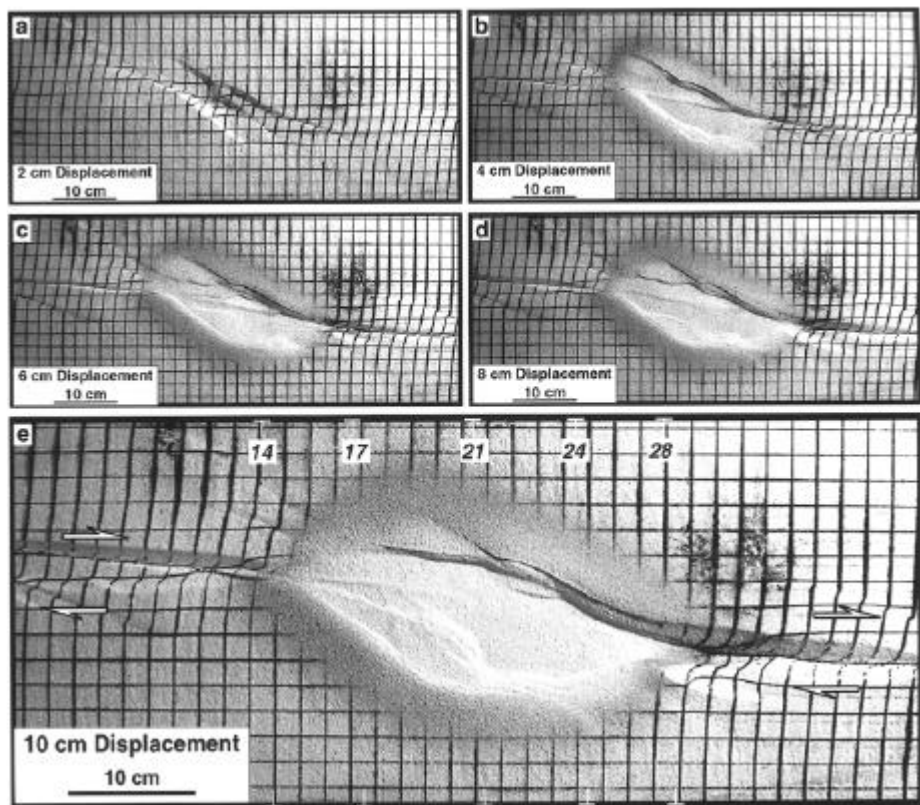


Figura 7.6: Ejemplo de modelo análogo de una cuenca *pull-apart* con un escalón curvado 30° de la zona de transcurrancia (Dooley y McClay, 1997).

La figura 7.6 muestra un ejemplo análogo de cuenca de *pull-apart* generado por una inflexión de 30° en la zona de desplazamiento principal (PDZ).

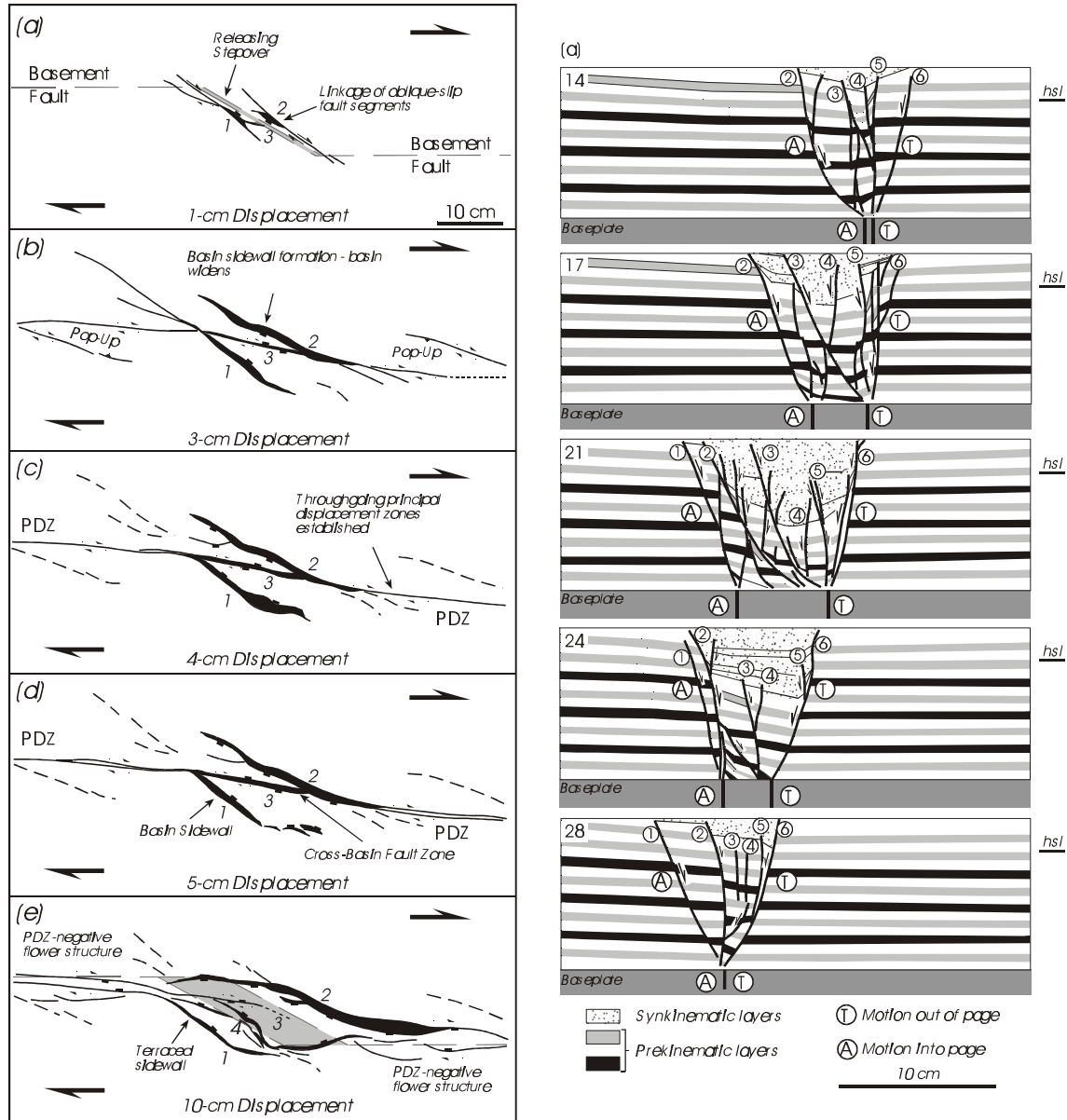


Figura 7.7: Izquierda: evolución en planta del modelo de la figura 7.6. Derecha: secciones verticales del modelo, la ubicación puede verse en la figura 7.6. (Dooley y McClay, 1997).

A la izquierda de la figura 7.7 se muestra la evolución en planta del modelo análogo. A la derecha se muestran distintas secciones verticales del mismo en las que se puede ver la geometría en tulipán que tiene la estructura (concavidad de las fallas hacia arriba).

Bibliografía

- Allmendinger, R.W. 1992. Lectures in Structural Geology. *Department of Geological Sciences, Cornell University*. pp. 254. Ithaca.
- Allmendinger, R.W. 1997. Advanced structural geology II: geometry and kinematic of thrust belts and extensional provinces. Lecture Notes for GEOL 624 (1997), Department of Geological Sciences, Cornell University. Ithaca.
- Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*. 17 (4): 640-656.
- Allmendinger, R., T. Jordan, M. Palma and V.A. Ramos, 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. V? Congreso Latinoamericano de Geología. 1: 499-518. Buenos Aires.
- Angelier, J., 1992?. Fault Slip Analysis and Paleostress Reconstruction. En P.L. Hancock (ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press. 53-99. Oxford.
- Bassi, H.G.L., 1992. Fracturas corticales primigenias predestinan la fisonomía terrestre. Evidencias en el cono sur sudamericano. *Ciencia e Investigación*. 44 (4): 2-8. Buenos Aires .
- Beutner, E.C., 1977. Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah to Montana. Twenty-Ninth Annual Field Conference. Wyoming Geological Association Guidebook. .
- Buchanan, P.G. y K.R. McClay., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*. 188: 97-115. Amsterdam.
- Butler, R.W., 1983. Balanced cross-sections and their implication for the deep structure of the northwest Alps. *Journal of Structural Geology*. 5(2): 125-137.
- Butler, R.W., 1985. The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. *Journal of Structural Geology*. 7 (5): 569-582.
- Butler, R.W.H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps.
- Casey, M. y P. Huggenberger., 1985. Numerical modelling of finite-amplitude similar folds developing under general deformation histories. *Journal of Structural Geology*. 7 (1): 103-114. .
- Chamberlin, R.T., 19???. The Appalachian folds of central pennsylvania. .
- Chester, J.S. & F.M. Chester., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*. 12: 903-910. .
- Colman-Sadd, S.P., 1978. Development in Zargos Simply Folded Belt, Southwest Iran. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 62 (6): 984-1003. .
- Cooper, M.A., 1983. The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *Journal of Structural Geology*. 5(2): 139-152. .
- Cooper, M.A., 1983. The calculation of the bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *Journal of Structural Geology*. 5(2): 161-165. .
- Couples, G.D., H. Lewis & P.W. Geoff Tanner., 1998. Strain partitioning during flexural-slip folding. In Coward, M.P., T.S. Daltban & H. Johnson (eds.): *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society of London, Special Publication. 127: 149-165. .

Coward, M.P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*. 5 (2): 113-123. .

Dahlstrom, C.D.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Geologic Notes*. 74 (3): 336-344. .

Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 6: 743-757.

Davis, D., J. Suppe y F.A. Dahlen., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *Journal Geophysical Research*. 89: 10087-10101. .

Davison, I., 1987. Normal fault geometry related to sediment compaction and burial. *Journal of Structural Geology*. 9 (4): 393-401. .

Elliott, D., 1983. The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*. 5 (2): 101-??? .

Epard, J.L. & R.H. Groshong Jr., 1993. Excess area and depth to detachment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 77 (8): 1291-1302. .

Erickson, S.G. & W.R. Jamison., 1995. Viscous-plastic finite-element models of fault-bend folds. *Journal of Structural Geology*. 17 (4): 561-573. .

Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*. 19: 617-620.

Fischer, M.P., N.B. Woodward & M.M. Mitchell., 1992. The kinematics of break-thrust folds. *Journal of Structural Geology*. 14 (4): 451-460. .

Gawthorpe, R. & J.M. Hurst., 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of Geological Society*. 150: 1137-1152. London .

Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*. 5 (2): 153-160.

Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal Geological Society*. 141: 609-620. London.

Gillcrist, R., M. Coward y J.L. Mugnier., 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*. 1 (1): 5-34. Paris.

Guglielmo Jr., B.C. Vendeville, D.D. Shultzela & M.P. Jackson, 1995. Animation of salt diapirs -Part I - AGL95-MM-001. BEG hypertext multimedia publication in the Internet at <http://www.utexas.edu/research.beg.mmedia/AGL95-MM-001>:

Guglielmo Jr., G., J.R. Hossack, M.P. Jackson & B.C. Vendeville, 1995. Animation of allochthonous salt sheets - AGL96-MM-002. BEG hypertext multimedia publication in the Internet at <http://www.utexas.edu/research.beg.mmedia/AGL96-MM-002>:

Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*. 7 (3-4): 437-457.

Hardy, S., M. Ford, 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*. 16(5): 841-854.

Hossack, J.R., 1983. A cross-section through the Scandinavian Caledonides constructed with the aid of

branch-line maps. *Journal of Structural Geology*. 5 (2): 103-111.

Jamison, W., 1993. Mechanical stability of triangle zone: the backthrust wedge. *Journal of Geophysical Research*. 98 (B11): 20015-20030.

Jamison, W.R., 1982. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*. 9 (2): 207-219.

Jaumé, S.C. & R.J. Lille, 1988. Mechanics of the salt range-potwar plateau, Pakistan: a fold-and-thrust belt underlain by evaporites. *Tectonics*. 7 (1): 57-71.

Kerr, H.G., N. White y J.P. Brun, 1993. An automatic method for determining three-dimensional normal fault geometries. *Journal of Geophysical Research*. 98 (B10): 17837-17857.

Kozłowski, E.E., C.E. Cruz y C.A. Sylwan, 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. 1: 15-26. Buenos Aires.

Lencinas, A., 1982. Características estructurales del extremo sur de la Cordillera Sanjuanina, Argentina. V? Congreso Latinoamericano de Geología. 1: 489-498. Buenos Aires.

Lowell, J.D., 1995. Mechanics of basin inversion from worldwide examples. En Buchanan, J.G. & P.G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publications. 88: 39-57.

Mackin, J.H., 1950. Studies for students. The down-structure method of viewing geologic maps. *Journal of Geology*. 58 (1): 55-72.

Marrett, R. & P.A. Benthams, 1997. Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds. *Journal of Structural Geology*. 19 (3-4): 243-248.

Marshak, S. y N. Woodward, 198?. Introduction to cross-section balancing.

Martignole, J. y A.J. Calvert, 1996. Crustal-scale shortening and extension across the Grenville Province of western Québec. *Tectonics*. 15 (2): 376-386.

Mauduit, T. y J.P. Brun, 1998. Growth fault/rollover system: Birth, growth, ad decay. *Journal of Geophysical Research*. 103 (B8): 181_9-18136.

McClay, K.R. & A.D. Scott, 1991. Experimental models of hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault system. *Tectonophysics*. 188: 85-96. Amsterdam.

McClay, K.R., 1992. *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall. pp.442. London.

McClay, K.R., 1996. Recent advances in analogue modelling: uses in section interpretation and validation. En *Modern Developments in Structural Interpretation*; Buchanan, P.G & D.A. Nieuwland (eds.). 99: 201-225.

Medwedeff, D.A. & J. Suppe, 1997. Multibend fault-bend folding. *Journal of Structural Geology*. 19 (3-4): 279-292.

Mercier, E., F. Outtani & D.F. de Lamotte, 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. *Journal of Structural Geology*. 19 (2): 185-193.

Mitra, S., 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 77 (7): 1159-1191. .

Mitra, S. and J. Namson, 1989 . Equal area balancing. *American Journal of Science*. 289: 563-599. New

Haven.

Mitra, S. and J. Namson, 1989. Equal area balancing. *American Journal of Science*. 289: 563-599. New Haven.

Mitra, S., 1990. Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*. 74(6): 921-945. Tulsa.

Moretti, M., P. Alfaro, O. Caselles, J.A. Canas, 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*. 304: 369-383.

Morley, C.K., 1986. A classification of thrust fronts. *American Association of Petroleum Geologists*. 70: 12-25.

Poblet, J. y K. McClay, 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists*. 80 (7): 1085-1109.

Poblet, J., K. McClay, F. Storti & J.A. Muñoz, 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*. 19 (3-4): 369-381.

Ramsay, J.G., M.I. Huber, 1987. The techniques of modern structural geology. Folds and fractures. Academic Press . volume 2: pp.700. London.

Ranalli, G. & D. Murphy, 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*. 132: 281-295. Amsterdam.

Rowan, M.G. & R. Kligfield, 1990. Kinematic of large-scale asymmetric bucke folds in overthrust shear: an example from the Helvetic nappes.

Rowan, M.G. y R. Kligfield, 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 73 (8): 955-966.

Sibson, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action.

Skarmeta, J., 1996. Interacción entre fallas fluidos y mineralización. Cursos y Conferencias, Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.

Strecker, M.R., W. Frisch, M.W. Hamburger, L. Ratschbacher, S. Semiletkin, A. Zamoruyev y N. Sturchio, 1995. Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan. *Tectonics*. 14 (5): 1061-1079.

Stringer, P. y J.E. Treagus, 1980. Non-axial planar S1 cleavage in the Hawick Rocks of the Galloway area Southern Uplands, Scotland. *Journal of Structural Geology*. 2 (3): 317-331.

Suppe, J., 1985. Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs. pp.537. New Jersey .

Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Sciences*. 283: 684-721.

Suppe, J., D. Mendwedeff, 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.*. 83(3): 409-454 .

Suppe, J, G.T. Chou y S.C. Hook., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En *Thrust Tectonics*, K.R. McKlay (ed.). London.

Thiessen R.L. y W.D. Means, 1980. Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology*. 2(3): 311-316. Oxford.

Twiss, R.J. y M. Moores, 1992. *Structural Geology*. Freeman and Company. pp.532. New York.

Unruh, J.R., R.J. Twiss & E. Hauksson, 1997. Kinematics of postseismic relaxation from aftershock focal mechanisms of the 1994 Northridge, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research*. 102 (B11): 24589-24603.

Wickham, J. & G. Moeckel, 1997. Restoration of structural cross-sections. *Journal of Structural Geology*. 19 (7): 975-986.

Wiltchko, D.V. & W.M. Chapple, 1977. Flow of Weak Rocks in Appalachian Plateau Folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 61 (5): 653-670.

Xiao, H. y J. Suppe, 1992. Origin of Rollover. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 76(4): 509-529.

Xiao, H.B. y J. Suppe, 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 73 (6): 777-786.

Zapata, T., 1995. Curso sobre estratos de crecimiento y pliegues por propagación de fallas. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.

Zapata, T.R. y R.W. Allmendinger, 1996. Growth strata record of instantaneous and progressive limb rotation, Precordillera thrust belt and Bermejo Basin, Argentina. *Tectonics*. 15 (5): 1065-1083.

Bonini, M., D. Sokoutis, G. Mulugeta & E. Katrivanos, 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology*. 22: 1165-1179.

Shaw, J.H., S.C. Hook and J. Suppe, 1994. Structural analysis by axial surface mapping. *American Association of Petroleum Geologists*. 78 (5): 700-721.

Mitra, S. & Q.T. Islam, 1994. Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics*. 230: 211-222.

Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 18: 55-99.

Nicol, A., J.J. Walsh, J. Watterson & P.G. Bretan, 1995. Three-dimensional geometry and growth of conjugate normal faults. *Journal of Structural Geology*. 17 (6): 847-862.

Wilkerson, M.S., D.A. Medwedeff & S. Marshak, 1991. Geometrical modeling of fault-related-folds: a pseudo-three-dimensional approach. *Journal of Structural Geology*. 13 (7): 801-812.

Masek, J.G. & Ch.C Duncan, 1998. Minimum-work mountain building. *Journal of Geophysical Research*. 103 (B1): 907-917.

Reasenber, P.A., 1999. Foreshock occurrence before large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*. 104 (B3): 4755-4768.

McGrath, A.G. & I. Davison, 1995. Damage zone geometry around fault tip. *Journal of Structural Geology*. 17 (7): 1011-1024.

Kerr, H.G. & N. White, 1992. Laboratory testing of an automatic method for determining normal fault geometry at depth. *Journal of Structural Geology*. 14 (7): 873-885.

Westaway, R., 1992. Analysis of tilting near normal faults using calculus of variations: implications for upper crustal stress and rheology. *Journal of Structural Geology*. 14 (7): 857-871.

White, N.J., J.A. Jackson & D.P. McKenzie, 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in the hanging walls. *Journal of Structural Geology*. 8 (8): 897-909.

Reches, Z., 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*. 47: 109-129.

Sibson, R.H., 1989. Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology*. 11 (1-2): 1-14.

Wald, D.J. & T.H. Heaton, 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 84 (3): 668-691.

Unruh, J.R. & R.J. Twiss, 1998. Coseismic growth of basement-involved anticlines: the Northridge-Laramide connection. *Geology*. 26 (4): 335-338.

Woodcock, N.H. & C. Schubert, 1994. Continental strike-slip tectonics. In P.L. Hancock ed.: *Continental Deformation*. chapter 12: 251-263.

Dooley, T. & K. McClay, 1997. Analogue modeling of pull-apart basins. *American Association of Petroleum Geologists*. 81 (11): 1804-1826.

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*. 100: 1666-1703.

Woodcock, N.H., M. Fischer, 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*. 8 (7): 725-735.

Naylor, M.A., G. Mandl & C.H.K. Sijpesteijn, 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*. 8 (7): 737-752.

Apotria, T.G., W.T. Snedden, J.H. Spang & D.V. Wiltschko, 1992. Kinematic models of deformation at an oblique ramp. En *Thrust Tectonics*, K.R. McKlay (ed.).

???, ???. Eigensystems. *Numerica Methods* ???.

Cristallini, E.O. & R.W. Allmendinger, 2000. Pseudo 3-D modeling of trishear fault-propagation folding.

Strayer, L., G. Erickson & J. Suppe, 1999. Distinct element models of fault-related folds with growth strata. *Thrust Tectonic Conference*. Session 6: paper 17, pag.42.

Zehnder, A.T. & R.W. Allmendinger, 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*. 22: 1009-1014.

Angelier, J. 1992?. Fault Slip Analysis and Paleostress Reconstruction. En P.L. Hancock (ed.), *Continental Deformation*. P. 53-99. Pergamon Press. Oxford.

Beutner, E.C. 1977. Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah to Montana. *Twenty-Ninth Annual Field Conference*. Wyoming Geological Association Guidebook.

Bibliografía

Boyer, S.E. y D.E. Elliott, 1982.- Thrust System. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 69(9): 1196-1230. Tulsa.

- Buchanan, P.G. y K.R. McClay. 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*. 188: 97-115. Amsterdam.
- Butler, R.W. 1983. Balanced cross-sections and their implication for the deep structure of the northwest Alps. *Journal of Structural Geology*. 5(2): 125-137.
- Butler, R.W. 1985. The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. *Journal of Structural Geology*. 7 (5): 569-582.
- Casey, M. y P. Huggenberger. 1985. Numerical modelling of finite-amplitude similar folds developing under general deformation histories. *Journal of Structural Geology*. 7 (1): 103-114.
- Cegarra, M. y V.A. Ramos, 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En Ramos *et al.* (1996). *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico*. Anales 24 (14): 387-422, Buenos Aires.
- Colman-Sadd, S.P. 1978. Development in Zargos Simply Folded Belt, Southwest Iran. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 62 (6): 984-1003.
- Cooper, M.A. 1983. The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *Journal of Structural Geology*. 5(2): 139-152.
- Cooper, M.A., 1983. The calculation of the bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *Journal of Structural Geology*. 5(2): 161-165.
- Cooper, M.A., G.D. Williams, P.C. de Graciansky, R.W. Murphy, T. Needham, D. de Paor, R. Stoneley, S.P. Todd, J.P. Turner y P.A. Ziegler. 1989. Inversion tectonic – a discussion. Cooper, M.A. & G.D. Williams (eds.): *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publication. 44: 335-347.
- Coward, M.P. 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*. 5 (2): 113-123.
- Cristallini, E.O. y V.A. Ramos, 1995. Structural cross-section of río San Juan. En Ramos (1995) *Field Guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes)*. ICL-COMTEC-AGA. 64 pp. Buenos Aires.
- Cristallini, E.O. y V.A. Ramos. 1997. Estructura profunda de los Andes a los 32° de latitud sur (Argentina y Chile). 8° Congreso Geológico Chileno. Actas III: 1622-1626.
- Cristallini, E.O., A. Cominquez, V.A. Ramos. 1997. The Deep Structure of the Metan-Guachipas Region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of Southamerican Earth Sciences*, 10 (5/6): 403-421.
- Chapple, W. M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1189-1198.
- Chester, J.S. & F.M. Chester. 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*. 12: 903-910.
- Dahlstrom, C.D.A. 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Geologic Notes*. 74 (3): 336-344.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v6:743-757.

- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the Eastern margin of the Canadian Rocky mountains. Canadian Petroleum Geologists, Bulletin 18(3): 332-406.
- Davis, D., J. Suppe y F.A. Dahlen. 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. Journal Geophysical Research 89: 10087-10101.
- Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, F. A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journal of Geophysical Research 88, 1153-1172.
- Davison, I. 1987. Normal fault geometry related to sediment compaction and burial. Journal of Structural Geology. 9 (4): 393-401.
- Elliott, D. 1983. The construction of balanced cross-sections. Journal of Structural Geology. 5 (2): 101.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology, 19: 617-620.
- Gawthorpe, R. & J.M. Hurst. 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. Journal of Geological Society, London. 150: 1137-1152.
- Gibbs, A.D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. Journal of Structural Geology. 5 (2): 153-160.
- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. Journal Geological Society 141: 609-620, London.
- Gillcrist, R., M. Coward y J.L. Mugnier. 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. Geodinamica Acta. 1 (1): 5-34. Paris.
- Guglielmo Jr., B.C. Vendeville, D.D. Shultzela & M.P. Jackson. 1995. Animation of salt diapirs -Part I. AGL95-MM-001. BEG hypertext multimedia publication in the Internet at <http://www.utexas.edu/research.beg.mmedia/AGL95-MM-001>.
- Guglielmo Jr., G., J.R. Hossack, M.P. Jackson & B.C. Vendeville. 1995. Animation of allochthonous salt sheets. AGL96-MM-002. BEG hypertext multimedia publication in the Internet at <http://www.utexas.edu/research.beg.mmedia/AGL96-MM-002>.
- Hancock, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. Journal of Structural Geology. 7 (3/4): 437-457.
- Hardy, S., M. Ford. 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. Tectonics, 16(5): 841-854.
- Hossack, J.R. 1983. A cross-section through the Scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. Journal of Structural Geology. 5 (2): 103-111.
- Jamison, W. 1993. Mechanical stability of triangle zone: the backthrust wedge. Journal of Geophysical Research, 98 (B11): 20015-20030.
- Jamison, W.R. 1982. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. Journal of Structural Geology. 9 (2): 207-219.
- Jaumé, S.C. & R.J. Lille. 1988. Mechanics of the salt range-potwar plateau, Pakistan: a fold-and-thrust belt underlain by evaporites. Tectonics, 7 (1): 57-71.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc foreland and related basins. En Busby, C. y Ingersoll, R.V. (eds.): Tectonic of sedimentary basins. Blackwell Scientific Publications Inc.

- Kusznir N.J. y R.G. Park. 1987. Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. 79: 513-538. Washintong.
- Lowell, J.D. 1995. Mechanics of basin inversion from worldwide examples. En Buchanan, J.G. & P.G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publications. 88: 39-57.
- Mackin, J.H. 1950. Studies for students. The down-structure method of viewing geologic maps. *Journal of Geology*. 58 (1): 55-72.
- Marrett, R. & P.A. Bentham. 1997. Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds. *Journal of Structural Geology*. 19 (3-4): 243-248.
- Marshak, S. y N. Woodward. 1987. Introduction to cross-section balancing.
- Martignole, J. y A.J. Calvert. 1996. Crustal-scale shortening and extension across the Grenville Province of western Québec. *Tectonics*. 15 (2): 376-386.
- McClay, K.R. & A.D. Scott. 1991. Experimental models of hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault system. *Tectonophysics*, 188: 85-96. Amsterdam.
- McClay, K.R. 1992. *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall. pp. 442. London.
- McClay, K.R. 1996. Recent advances in analogue modelling: uses in section interpretation and validation. En *Modern Developments in Structural Interpretation*; Buchanan, P.G & D.A. Nieuwland (eds.). 99: 201-225.
- Medwedeff, D.A. & J. Suppe. 1997. Multibend fault-bend folding. *Journal of Structural Geology*. 19 (3-4): 279-292.
- Mercier, E., F. Outtani & D.F. de Lamotte. 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. *Journal of Structural Geology*, 19 (2): 185-193.
- Mitra, S. 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 77 (7): 1159-1191.
- Mitra, S. and J. Namson, 1989. Equal area balancing. *American Journal of Science* 289: 563-599, New Haven.
- Mitra, S., 1990. Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 74(6): 921-945, Tulsa.
- Morley, C.K., 1986. A classification of thrust fronts. *American Association of Petroleum Geologists, Bull.* 70: 12-25.
- Muñoz, J.A., E. Roca, J. Poblet, F. Sàbat, A. Martínez. 1997. Sistema de fallas y construcción de cortes geológicos para la prospección y producción de hidrocarburos. *Curso de Geología Estructural*. YPF S.A. Buenos Aires.
- Pérez, D.J., 1995. Estudio geológico del cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral* (inédita), 262 pp., Buenos Aires.
- Poblet, J. y K. McClay. 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists*, 80 (7): 1085-1109.
- Poblet, J., K. McClay, F. Storti & J.A. Muñoz. 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 19 (3-4): 369-381.

- Ramos, V.A, M. Cegarra, E.O. Cristallini, 1996. Cenozoic Tectonics of the High Andes of West-Central Argentina (30°-36° S latitude). *Tectonophysics*. 259: 185-200. Amsterdam.
- Ramos,V.A., Jordan,T.E., Allmendinger,R.W., Kay,S.M., Cortés,J. M. y Palma, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX? Congreso Geológico Argentino. 2 : 84-106. Buenos Aires.
- Ramsay, J.G., M.I. Huber. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press. Pp. 700. London.
- Ranalli, G. & D. Murphy. 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295. Amsterdam.
- Rich, J.L., 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting illustrated by Cumberland thrust-block, Virginia, Kentucky y Tennessee, American Association Petroleum Geologists, Bulletin 18: 1584-1596, Tulsa.
- Rodgers,J., 1971, The Taconic Orogeny: Geological Society of America, Bulletin 82 (5), p.1141-1178.
- Roeder, D. y T. Weller, 1982. Exploring fold-thrust Belts for Hydrocarbons. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivia, Lecture Course*, 216 pp., Santa Cruz de la sierra.
- Roeder, D.H., 1973.- Subduction and orogeny. *Journal Geophysical Research*, 78: 5005-5024, Washington.
- Rowan, M.G. y R. Kligfield. 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin. 73 (8): 955-966.
- Sibson, R.H. 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action.
- Skarmeta, J. 1996. Interacción entre fallas fluidos y mineralización. Cursos y Conferencias, Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.
- Strecker, M.R., W. Frisch, M.W. Hamburger, L. Ratschbacher, S. Semiletkin, A. Zamoruyev y N. Sturchio. 1995. Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan. *Tectonics*. 14 (5): 1061-1079.
- Stringer, P. y J.E. Treagus. 1980. Non-axial planar S1 cleavage in the Hawick Rocks of the Galloway area Southern Uplands, Scotland. *Journal of Structural Geology*. 2 (3): 317-331.
- Suppe, J. 1985. Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs. 537 pp. New Jersey.
- Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Sciences* 283: 684-721.
- Suppe, J., D. Mendwedeff 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83/3:409-454 (1990).
- Suppe, J., G.T. Chou y S.C. Hook. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En *Thrust Tectonics*, K.R. McKlay (ed.). London.
- Thiessen R.L. y W.D. Means, 1980. Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology* 2(3): 311-316, Oxford.
- Trusheim, F. 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin. 44: 1519-1540.

- Twiss, R.J. y M. Moores. 1992. Structural Geology. *Freeman and Company*. 532 pp. New York.
- Vann, I.R., R.H. Graham and A.B. Hayward, 1986. The structure of Mountain Fronts. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 215-227.
- Vergés, J., H. Millán, E. Roca, J.A. Muñoz, M.Marzo, J. Cirés, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer y S. Cloetingh. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basin: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8): 893-915.
- White, N. J., Jackson, J. A. & McLemzoe, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology* 8, 897-909.
- Wickham, J. & G. Moeckel. 1997. Restoration of structural cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 19 (7): 975-986.
- Wiltschko, D.V. & W.M. Chapple. 1977. Flow of Weak Rocks in Appalachian Plateau Folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 61 (5): 653-670.
- Xiao, H. y J. Suppe. 1992. Origin of Rollover. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. 76(4): 509-529.
- Xiao, H.B. y J. Suppe. 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 73 (6): 777-786.
- Zapata, T. 1995. Curso sobre estratos de crecimiento y pliegues por propagación de fallas. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Zapata, T.R. y R.W. Allmendinger. 1996. Growth strata record of instantaneous and progressive limb rotation, Precordillera thrust belt and Bermejo Basin, Argentina: *Tectonics*. 15 (5): 1065-1083.