



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Origen, clasificación e importancia
de fallas y fracturas geológicas en
proyectos de Ingeniería en Ciencias
de la Tierra**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Juan Manuel Cruz Gazpar

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Ing. Javier Arellano Gil



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1. Introducción.....	3
1.2. Objetivos	5
1.2.1. Objetivo general	5
1.2.2. Objetivos particulares.....	6
1.3. Justificación.....	6
1.4. Metodología.....	7
2. CONCEPTOS FUNDAMENTALES	9
2.1. Propiedades intrínsecas de las rocas.....	9
2.2. Estructuras primarias	10
2.3. Estructuras secundarias	11
2.4. Fuerza	12
2.4.1. Fuerzas de cuerpo.	12
2.4.2. Fuerzas de superficie.....	13
2.5. Esfuerzo	14
2.5.1. Estado de esfuerzo	15
2.5.1.1. Clases de estado de esfuerzo	19
2.5.2. Círculo de Mohr para esfuerzos	20
2.5.3. Esfuerzos en la litósfera	24
2.5.3.1. Esfuerzos tectónicos.....	24
2.5.3.2. Esfuerzo litostático.....	24
2.5.3.4. Esfuerzos residuales.....	25
2.6. Deformación.....	26
2.6.1. Mecanismos de deformación	29
2.7. Relación esfuerzo - deformación.....	31
2.7.1 Resistencia	34
2.7.1.1. Resistencia a la tensión.....	34
2.7.1.2. Resistencia al corte o cizalla.....	34

2.7.1.3. Resistencia a la compresión	35
2.7.1.4. Resistencia de la corteza	35
2.7.2. La rotura (ruptura)	37
2.8. Comportamiento frágil	37
2.9. Comportamiento dúctil	39
2.10. Comportamiento frágil – dúctil.....	39
2.11. Fractura.....	40
2.12. Fallas.....	42
2.12.1. Anatomía de una falla	42
2.12.1.1. Núcleo de falla	43
2.12.1.2. Zona de falla	44
2.12.1.3. Extensión de una falla.....	45
2.12.2. Tipos de fallas según la naturaleza de su extensión.....	46
2.12.3. Tipos de fallas de acuerdo con su movimiento relativo.....	47
2.12.3.1. Falla normal.	48
2.12.3.2. Falla inversa	49
2.12.3.3. Fallas de transcurrencia.....	49
2.12.3.4. Falla oblicua.....	50
2.12.3.5. Falla rotacional	51
2.12.4. Tipos de fallas de acuerdo con su geometría	52
2.12.5. Tipos de fallas de acuerdo con su ángulo de echado	53
2.13. Actitud de líneas y fallas.....	55
2.13.1. Rumbo	56
2.13.2. Echado.....	56
2.13.3. Actitud de una línea contenida en un plano de falla.....	56
3. FRACTURAS SU ORIGEN Y CLASIFICACIÓN.....	58
3.1. Mecanismos de deformación frágil.....	59
3.1.1. Microfracturamiento	60
3.1.1.1. Tipos de microfracturas	61
3.1.1.1.1. Microfracturas intragranulares	62
3.1.1.1.2. Microfracturas intergranulares	63

3.1.1.1.3. Microfracturas transgranulares	63
3.1.2. Deslizamiento por fricción	63
3.1.3. Cataclasis	64
3.2. Principales pruebas de deformación frágil	65
3.2.1. Pruebas de tensión	67
3.2.1.1. Ensayo de tensión directa.....	67
3.2.1.2. Ensayo de tensión indirecta.....	67
3.2.1.3. Fracturamiento hidráulico	68
3.2.2. Prueba de compresión triaxial.....	69
3.2.3. Prueba de compresión uniaxial.....	71
3.3. Generación de fracturas en ensayos de compresión	72
3.4. Criterios de fracturamiento	75
3.4.1. Fracturamiento por tensión (Teoría de Griffith)	76
3.4.2. Fracturamiento por Cizalla	78
3.4.2.1. Criterio de Coulomb	78
3.4.2.2. Criterio de Mohr	80
3.5. Propiedades intrínsecas que favorecen el desarrollo de fracturas	81
3.5.1. Composición	81
3.5.2. Diagénesis	82
3.5.2.1. Compactación.....	82
3.5.2.2. Cementación.....	82
3.5.3. Porosidad.....	83
3.6. Factores ambientales o extrínsecos que influyen en la génesis de fracturas.....	83
3.6.1. Presión de confinamiento.....	83
3.6.3. Temperatura	84
3.6.2. Presión de poro.....	84
3.6.4. Velocidad de deformación.....	87
3.7. Descripción de las características morfológicas de las fracturas	87
3.8. Clasificación de fracturas	90
3.8.1. Fracturas de extensión.....	90
3.8.1.1. Juntas o Diaclasas.....	90

3.8.1.2. Fracturas de contracción (pérdida de volumen).....	92
3.8.2. Fracturas de cizalla	94
3.9. Coalescencia de fracturas (Desarrollo de una falla).....	95
3.9.1. Propagación de fracturas	95
3.9.2. Desarrollo de una falla	97
4. FALLAS NORMALES	99
4.1. Conjunto de fallas Normales	100
4.1.1. Fallas normales en límites constructivos.....	100
4.1.1.1. Desarrollo de un rift.....	101
4.1.1.2. Factores que controlan la morfología de un rift.....	106
4.1.1.3. Principales estructuras formadas por conjuntos de fallas normales	107
4.1.1.3.1. Horst.....	107
4.1.1.3.2. Graben.....	108
4.1.1.3.3. Hemi Graben	108
4.1.1.3.4. Fallas principales y subsidiarias (Sintéticas y antitéticas)	109
4.1.1.3.5. Geometrías asociadas con fallas lítricas.....	110
4.1.1.3.5.1. Fallas rotacionales	110
4.1.1.3.5.2. Pliegues de Vuelco (Rollover)	112
4.1.1.3.5.3. Bloques rotados de tipo dominó	113
4.1.1.3.5.4. Fallas de crecimiento	115
4.1.1.3.5.5. Fallas de ángulo bajo	116
4.1.1.3.5.6. Fallas de desprendimiento	118
4.1.1.3.6. Estructuras asociadas con fallas de segmentos planos e inclinados	121
4.1.1.3.6.1. Pliegues relacionados con fallas normales	122
4.1.1.3.6.2. Jinetes o abanicos lítricos.....	124
4.1.1.3.6.3. Dúplex extensional	124
4.1.2. Fallas normales en límites destructivos o de convergencia tectónica	125
4.1.3. Fallas normales en zonas de transferencia.....	127
4.1.4. Fallas normales asociadas a colapsos gravitacionales.....	131
4.1.4.2. Fallas concéntricas o fallas anulares	132
5. FALLAS INVERSAS	137

5.1. Evolución tectónica de los márgenes convergentes.....	137
5.1.1. Subducción	137
5.1.1.1. Configuración general de las zonas de subducción.....	138
5.1.2. Colisión tectónica.....	145
5.1.3. Post Colisión	149
5.1.3.1. Ventana tectónica	150
5.1.3.2. Isla (klippe)	150
5.2. Principales estructuras formadas por un conjunto de fallas inversas	150
5.2.1. Pliegues asociados con fallas	153
5.2.1.1. Pliegues por desprendimiento	154
5.2.1.2. Pliegues por flexión de falla	155
5.2.1.3. Pliegue por propagación de falla	159
5.2.1.4 Pliegues de rotura.....	162
5.2.2. Sistemas imbricados	163
5.2.2.1 Dúplex.....	164
5.2.2.1.1 Tipos de dúplex	165
5.2.2.1.2 Abanicos de fallas inversas	166
5.2.3. Fallas de retroceso.....	168
5.2.4. Zonas triangulares	169
5.2.5. Fallas inversas asociadas con sistemas extensivos	170
5.2.5. Fallas de desgarre	170
6. FALLAS TRANSCURRENTES.....	172
6.1. Falla transcurrente	172
6.2. Falla de transferencia.....	173
6.3. Fallas de desgarre.....	174
6.4. Falla Transformante	175
6.4.1. Fallas transformantes intra oceánicas.....	175
6.4.1.1. Fallas transformantes tipo 1.....	176
6.4.1.2. Fallas transformantes tipo 2.....	177
6.4.1.3. Fallas transformantes tipo 3.....	179
6.4.2. Fallas transformantes continentales.....	180

6.5. Estructuras subsidiarias asociadas con fallas laterales.....	182
6.5.1. Estructuras de transferencia	182
6.5.1.1. Estructuras de transferencia compresiva.....	185
6.5.1.2. Estructuras de transferencia extensivas	186
6.5.2. Orientación de las estructuras subsidiarias.....	187
6.5.2.1. Orientación de estructuras subsidiarias de acuerdo con un régimen de cizalla pura.....	188
6.5.2.2. Orientación de estructuras subsidiarias de acuerdo con un régimen de cizalla simple	189
6.5.2.2.1. Fracturas Riedel	189
6.5.2.3. Orientación de estructuras subsidiarias con base en una elipse de deformación	192
6.6. Estructuras de Transpresión y Transtensión	194
7. INDICADORES CINEMÁTICOS.....	200
7.1. Lineaciones	208
7.2. Estructuras S-C	213
7.3. Estructuras C'	214
7.4. Porfidoclastos con colas asimétricas.....	215
7.5. Sombras de presión	216
7.6. Peces de mica.....	220
7.7. Pliegues	221
7.7.1. Pliegues de arrastre	221
7.7.2. Pliegues de funda	223
7.8. Libros rotados.....	223
7.9. Vetillas escalonadas y sigmoidales	225
7.11. Fracturas secundarias.....	227
7.11.1. Fracturas de extensión (Tipo T)	227
7.12.2. Fracturas de cizalla (Tipo P)	229
7.12.3. Criterios R	230
7.13. Desplazamiento neto.....	231
8. LA IMPORTANCIA EN PROYECTOS DE INGENIERÍA, CASOS MINERÍA Y PETRÓLEO.....	235

8.1. Implicaciones de las fallas geológicas en la industria petrolera	235
8.1.1. Caso 1. Fallas geológicas en un segmento de la Sonda de Campeche	236
8.1.2. Caso 2 (Campo Ikal)	243
8.1.3. Caso 3 (Modelo 3D de un campo petrolero en la Sonda de Campeche)	246
8.1.4. Caso 4 (Campo Agua fría)	248
8.2. Importancia y aplicación de fallas y fracturas en Minería	250
8.2.1. Caso 5 (Mineralización epitermal en la zona de Actopan y Santa Rosa)	251
8.2.2. Caso 6 (Vetas controladas por fallas en el distrito minero de Zacatecas)	253
8.2.2.1. Falla la Cantera	254
8.2.2.2. Falla Mala Noche	255
8.2.2.3. Falla Veta Grande	256
8.2.3. Caso 7 (Mineralización de la Sierra del Fraile)	258
8.2.4. Caso 8 (sistemas de fallas en la mina La Colorada)	261
9. CONCLUSIONES	263
9.1. Fracturas su origen y clasificación	263
9.2. Fallas normales	264
9.3. Fallas inversas	265
9.4. Fallas transcurrentes	266
9.5. Indicadores cinemáticos	268
9.6. La importancia en proyectos de ingeniería	269
REFERENCIAS	271

AGRADECIMIENTOS

Le agradezco a mi madre, la maestra Herlinda Gazpar Ramos, quien me ha mostrado el camino de la voluntad, convicción, perseverancia, generosidad y altruismo. Es difícil expresar en pocas palabras la enorme dicha y fortuna de ser tu hijo; este trabajo es gracias a ti, te lo dedico con mucho cariño. Muchas gracias por todo el apoyo que me has brindado, te quiero mucho.

A mi tía Lupita por escucharme y enseñarme a buscar siempre el camino de la paz, la humildad y el perdón. Gracias, abuelo y tía Amparo, su luz aún continúa en mi memoria; su compañía y enseñanzas las recuerdo con mucho cariño y siempre serán parte de mí. Les agradezco mucho por todos aquellos buenos momentos que pasamos.

Ing. Javier Arellano Gil, estoy muy agradecido con usted, por darme la oportunidad de realizar mi servicio social y trabajo de titulación bajo su tutela; por el tiempo que dedicó para asesorarme en la elaboración de este material, aprecio mucho sus consejos académicos y personales. También quiero agradecerle a usted y su equipo de trabajo, la Maestra Leticia Sánchez Guillén y el Maestro Noé Santillán Piña por haberme dado la oportunidad de contribuir en uno de sus proyectos; muchas gracias por su confianza.

A la Maestra Leticia Sánchez Guillén por sus correcciones, observaciones y sugerencias que han sido cruciales en este contenido.

A mis sinodales, M.C. Noé Santillán Piña, Ing. Gabriel Salinas Calleros e Ing. José Luis Arcos Hernández, por su tiempo y disposición en la revisión y evaluación de este trabajo.

RESUMEN

Las fallas y fracturas son estructuras geológicas que surgen de la deformación frágil de la corteza terrestre, su origen implica el desarrollo de mecanismos de deformación a escala atómica y molecular en los minerales que componen las rocas, estos mecanismos (procesos) surgen como respuesta ante la acción de esfuerzos que pueden ser de origen tectónico o por fluctuaciones térmicas y volumétricas en las rocas. El estudio teórico, experimental de estas estructuras ha revelado una compleja interacción entre factores termodinámicos asociados con la profundidad de sepultamiento a la que se encuentran las rocas, sus características composicionales y el estado de esfuerzo en el que se encuentren.

Las fallas y fracturas son superficies irregulares o aproximadamente planares que separan las rocas en dos o más bloques, estas estructuras se clasifican de acuerdo con la dirección en la que se desplazan los bloques que separan. Las fracturas se clasifican en dos principales tipos: fracturas de extensión y fracturas de cizalla. Las fallas en tres principales tipos: normales, inversas y laterales

Los conjuntos de fallas con características cinemáticas y orientaciones similares definen un sistema de fallas, cada sistema se clasifica en función al tipo de falla que predomine y tienen una estrecha relación con los límites tectónicos de placas. Los sistemas de fallas normales se desarrollan en límites divergentes de placas, en límites convergentes se forman sistemas de fallas inversas y en límites transformantes predominan los sistemas de fallas laterales.

Además de la dinámica tectónica, otros mecanismos geológicos también intervienen en la formación de sistemas de fallas, como son: la actividad magmática, tectónica salina y procesos gravitacionales, estos procesos pueden actuar de manera contemporánea con la actividad tectónica, o parcialmente aislados.

Los sistemas de fallas contribuyen en la formación de estructuras características de cada tipo de límite tectónico de placas, como ejemplos más representativos se tienen estructuras horst y graben en zonas de divergencia tectónica, cinturón de pliegues y cabalgaduras, dúplex y abanicos imbricados en zonas de convergencia tectónica y estructuras en flor positiva o negativa en límites transformantes.

Las fallas geológicas y las fracturas han sido parte de la evolución geológica de la corteza terrestre, en algunos casos se relacionan con la configuración de estructuras geológicas que contribuyen en la generación y almacenamiento de recursos de potencial económico como lo son hidrocarburos, yacimientos minerales, acuíferos y el vapor de agua en campos geotérmicos. El estudio de estas estructuras también es relevante para evaluar sitios contaminados y desarrollar construcciones de obras civiles.

ABSTRACT

Faults and fractures are geological structures that emerge from brittle deformation in the rocks of the Earth's crust. Their origin involves the development of deformation mechanisms at the atomic and molecular scale in the minerals that comprise them. These mechanisms (processes) arise in response to stress, which can be of tectonic origin or due to thermal and volumetric fluctuations. Theoretical and experimental studies of these structures have revealed a complex interaction between thermodynamic factors associated with the depth of burial of the rocks, their compositional characteristics, and the stress state they are in.

Faults and fractures are irregular or approximately planar surfaces that separate rocks into two or more blocks. Faults are classified according to the direction in which the blocks move. Fractures are classified into two main types: extension fractures and shear fractures; faults are categorized into three main types: normal, reverse, and strike-slip.

Groups of faults with similar kinematic characteristics and orientations define a fault system. Each system is classified based on the type of fault that predominates and is closely related to the tectonic boundaries of the plates. Normal fault systems develop at divergent plate boundaries, reverse fault systems form at convergent boundaries, and strike-slip fault systems are predominant at transform boundaries.

In addition to tectonic dynamics, other geological mechanisms also play a role in the formation of fault systems, such as magmatic activity, salt tectonics, and gravitational processes. These processes can act concurrently with tectonic activity or in partial isolation.

Fault systems contribute to the formation of structures characteristic of each type of tectonic plate boundary. The most representative examples include horst and graben structures in areas of tectonic divergence, fold and thrust belts, duplexes, and imbricate fans in areas of tectonic convergence, and positive or negative flower structures at transform boundaries.

Geological faults and fractures have been part of the geological evolution of the Earth's crust and, in some cases, are associated with the configuration of geological structures that contribute to the generation and storage of economically significant resources such as hydrocarbons, mineral deposits, underground aquifers, and steam in geothermal fields. The study of these structures is also relevant for assessing contaminated sites and developing civil engineering constructions

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción

Este trabajo se centra en proporcionar un recurso didáctico que abarque la teoría, clasificación y algunos ejemplos de aplicación de las fallas y fracturas en proyectos de ingeniería, utilizando una combinación de material visual y escrito con la finalidad de contribuir en la comprensión y el aprendizaje del tema de fallas y fracturas de la materia de Geología Estructural impartida en la Facultad de Ingeniería. En él se exponen los procesos y principales factores asociados con la génesis de fracturas y fallas, con particular énfasis en las contribuciones experimentales de la mecánica de rocas y su relación con los criterios de fracturamiento de Alan Arnold Griffith y Charles Augustin de Coulomb. También se incluye la clasificación de fracturas y fallas y su relación con los diferentes ambientes tectónicos, las principales estructuras asociadas con los diferentes límites tectónicos se exponen en capítulos diferentes de acuerdo con el tipo de sistema de fallas. Adicionalmente se incluye un capítulo referente a los indicadores cinemáticos de fallas, este capítulo se basa principalmente en los trabajos de Tolson (1996) y Blekinsop (2002). En el último capítulo se mencionan algunos ejemplos de aplicación, en donde se describe de manera general las implicaciones de las fallas en la industria petrolera, y minera.

El movimiento de las placas tectónicas y la acción de la fuerza gravitacional, entre otras fuerzas, provocan el desarrollo de esfuerzos de compresión, de extensión y de cizalla en la corteza provocando deformaciones de carácter frágil, semifrágil o dúctil. Las estructuras geológicas que surgen de la deformación de la corteza se denominan

estructuras secundarias, las fallas y fracturas pertenecen a esta clasificación ya que se originan por la deformación frágil de la corteza.

Las fallas y fracturas se desarrollan en la zona más superficial de la corteza debido a que las rocas que se encuentran en esta zona tienden a comportarse de manera rígida en comparación con zonas de mayor profundidad donde las condiciones de presión y temperatura favorecen el comportamiento plástico de las rocas.

Las fracturas surgen del rompimiento de enlaces atómicos y moleculares dentro de los minerales que constituyen la roca, esto ocurre cuando esfuerzos que actúan en la roca superan su resistencia mecánica, estos esfuerzos pueden ser de origen tectónico o surgir por cambios volumétricos o fluctuaciones térmicas. El proceso de fracturamiento involucra una variedad de factores tanto termodinámicos y composicionales inherentes al tipo de roca. La relación entre los factores intrínsecos y extrínsecos de las rocas se descubrió mediante la experimentación de mecánica de rocas realizada por diversos investigadores.

Las fracturas se clasifican de acuerdo con el desplazamiento entre sus paredes, se consideran dos principales tipos de extensión y de cizalla, las fracturas de extensión se distinguen por presentar desplazamientos perpendiculares a su plano de separación, en cambio las fracturas de cizalla presentan un desplazamiento paralelo al plano.

Las fallas pueden ser consideradas como fracturas de cizalla a gran escala donde el desplazamiento en dirección paralela a la superficie de discontinuidad es medible en la escala de metros a kilómetros; una falla puede surgir de la fusión o coalescencia de varias fracturas. Las fallas geológicas se clasifican por el desplazamiento relativo de los

bloques desplazados, y se distinguen tres principales tipos, fallas normales, fallas inversas, y fallas laterales o de transcurrancia. Por lo general las fallas se desarrollan en conjuntos; los conjuntos de fallas con características cinemáticas y orientaciones similares definen un sistema de fallas, estos sistemas tienen una estrecha relación con un tipo de límite tectónico específico, las fallas normales se asocian con márgenes divergentes, las fallas inversas con límites convergentes y las fallas laterales en las zonas de transferencia o límites transformantes

Las fallas y fracturas pueden actuar como conductos o barreras para el flujo de fluidos subterráneos, como agua, petróleo y gas natural, lo que las convierte en objetivos cruciales en la exploración y producción de estos recursos. En yacimientos petroleros las fallas y fracturas pueden ser elementos estructurales que contribuyan al almacenamiento y migración de hidrocarburos, en yacimientos mineros ocurre algo similar, debido a que las fallas y fracturas son estructuras que modifican la permeabilidad de las rocas, los fluidos mineralizantes pueden almacenarse y cristalizar en este tipo de discontinuidades formando vetas de mineralización en el subsuelo y en superficie.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Aportar una herramienta visual y escrita, a color y en español que contribuya con el aprendizaje de la parte teórica referente a la génesis y clasificación de las fallas y fracturas de la materia de Geología Estructural

1.2.2. Objetivos particulares

- Desarrollar la teoría de fallas y fracturas geológicas, así como identificar y describir sus principales características y partes; además de establecer su asociación con diferentes ambientes tectónicos.
- Describir de manera general la utilidad e implicaciones de los conjuntos de fallas y fracturas en el desarrollo de proyectos ingenieriles, con particular énfasis en ejemplos donde la configuración de las fallas haya contribuido de manera sustancial en el almacenamiento o emplazamiento de recursos naturales del subsuelo, relevantes para México, específicamente en el desarrollo de trampas petroleras y de yacimientos minerales.
- Explicar y describir la génesis e implicaciones de los sistemas de fallas y fracturas, así como de sus indicadores cinemáticos
- Elaborar material didáctico digital teórico que brinde información actualizada a estudiantes de Ingeniería en Ciencias de la Tierra (Ingeniería Geológica, Ingeniería Geofísica, Ingeniería Petrolera e Ingeniería de Minas y Metalurgia) y de las Carreras de Geociencias, donde las fallas y fracturas geológicas tienen que ver con la exploración-extracción de recursos naturales del subsuelo.

1.3. Justificación

El uso de elementos visuales y a color es una herramienta que contribuye con la comprensión de temas que requieren una ejemplificación gráfica. Mediante la elaboración de un texto, la edición y diseño de figuras en Adobe Illustrator referentes al tema de fallas y fracturas, se pretende contribuir a la comprensión de la génesis, la

evolución y las variedades de configuraciones espaciales de las fracturas y fallas geológicas, que resultan de gran relevancia en el desarrollo de modelos geológicos que ayudan a la exploración y explotación de yacimientos petroleros y mineros, así como acuíferos; que son muy importantes para la sustentabilidad y el desarrollo económico del país.

1.4. Metodología

Este trabajo se realizó como una extensión de las actividades realizadas en mi servicio social, el cual consistió en hacer uso del programa de edición de imágenes Adobe Illustrator para elaborar figuras a color en formato vectorial con la finalidad de mejorar su calidad y presentación.

En primera instancia se recurrió a la búsqueda de fuentes de información que tuviesen textos e imágenes relevantes en el tema y que fuesen susceptibles a ser editadas e ilustradas; la búsqueda se realizó principalmente en libros de geología estructural y tesis disponibles en el repositorio de la Universidad Nacional Autónoma de México, no obstante, también se integró información disponible de la web de fuentes fidedignas como Petróleos Mexicanos y algunos artículos publicados en el Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

El material visual consiste en la edición e ilustración de figuras disponibles en libros de Geología Estructural, revistas y algunas tesis de egresados de la facultad de ingeniería, algunas figuras se realizaron en 3D con base en ilustraciones en 2D mediante el programa Adobe Illustrator; una vez seleccionadas las fuentes se procedió a traducir y sintetizar la información seleccionada. La selección de las imágenes se realizó

evaluando la calidad de las ilustraciones, considerando su relevancia en el tema y la complejidad que representaba ilustrar y editarla.

2. CONCEPTOS FUNDAMENTALES

La litósfera terrestre es un sistema dinámico en cuanto a intercambio de materia y energía con otros sistemas, como lo son, la hidrósfera, la atmósfera y la biósfera. El resultado de esa interacción es la constante transformación de la litósfera debido a la dinámica activa del planeta, sin embargo, las transformaciones más significativas ocurren por la influencia de fuerzas naturales producidas por el movimiento de las placas tectónicas y la fuerza gravitacional. Estas fuerzas tienen una gran influencia en el desarrollo de las estructuras geológicas debido a que al interactuar con las propiedades intrínsecas de las rocas provocan el surgimiento de estructuras geológicas primarias y secundarias.

2.1. Propiedades intrínsecas de las rocas

Las propiedades intrínsecas, son aquellas que tienen una estrecha relación con la naturaleza de la roca; son las características físicas y químicas que se relacionan con su origen, emplazamiento o acumulación, como resultado de las condiciones y procesos geológicos involucrados en su formación y les proporcionan atributos internos y externos que las hacen únicas. Por ejemplo, su composición (química y mineralógica), su grado de heterogeneidad y anisotropía, su textura, fábrica, porosidad, peso específico, permeabilidad; así como la presencia de discontinuidades previas como fracturas y foliaciones, entre otros. Estos atributos inherentes a su formación determinan la estabilidad y competencia mecánica característica de cada tipo de roca cuando son sometidas a esfuerzos y cambios de las condiciones termodinámicas geológicas circundantes (presión y temperatura), y/o procesos de meteorización (Van Der Pluijm, y Marshak, 2004; González de Vallejo et al., 2004).

2.2. Estructuras primarias

Son rasgos característicos de las rocas que se desarrollan durante su litificación en condiciones de nula deformación (Figura 2.1). Son importantes para comprender los procesos y el entorno en el que se formaron las rocas ígneas y sedimentarias, en rocas sedimentarias clásticas las estructuras geológicas primarias son indicativas principalmente de los procesos de transporte, depósito y acumulación de detritos, en rocas sedimentarias químicas y biogénicas revelan las condiciones físico-químicas y la actividad biológica en el ambiente de depósito. En resumen, estas estructuras aportan información fundamental sobre las condiciones geológicas y ambientales en las que se emplazaron y litificaron rocas de origen ígneo y sedimentario (Arellano et al. 2002).

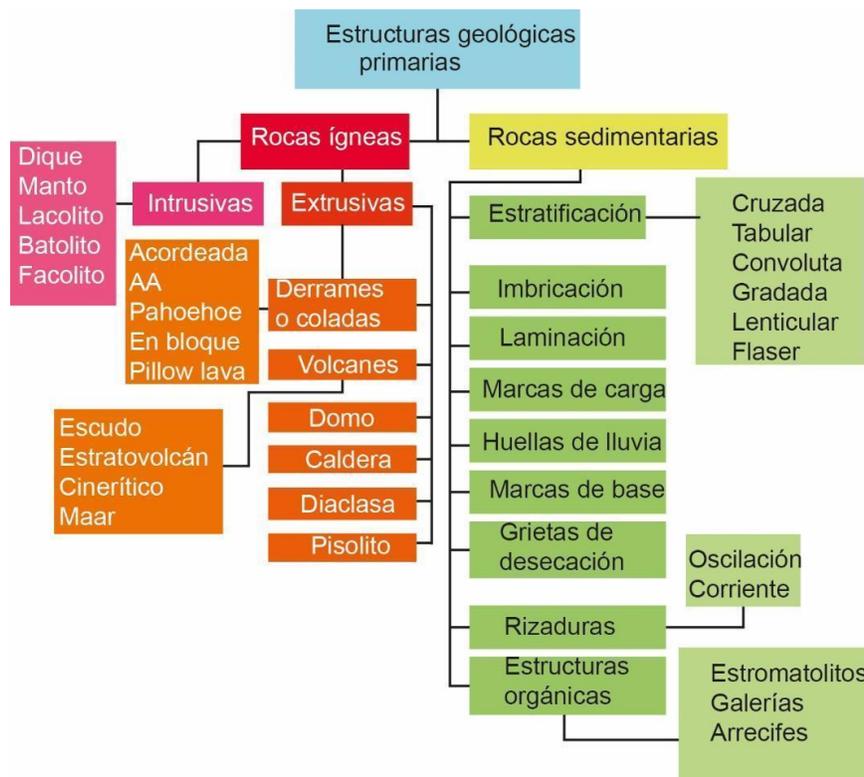


Figura 2.1. Estructuras geológicas primarias. Modificado de *Ejercicios de Geología Estructural* (p.7), por J. Arellano, R. de la Llata, M. Carreón, J. Villareal y W. Morales, 2002, Facultad de Ingeniería, UNAM.

2.3. Estructuras secundarias

Son aquellos atributos o rasgos plasmados en las rocas después de que la roca se haya litificado (Figura 2.2), como pliegues, fallas, fracturas, estructuras salinas y estructuras de foliación. Surgen como consecuencia de cambios en las condiciones termodinámicas del entorno y/o por la acción de esfuerzos litosféricos que provocan deformación o metamorfismo y pueden presentarse en cualquier tipo de roca (ígnea, sedimentaria o metamórfica).

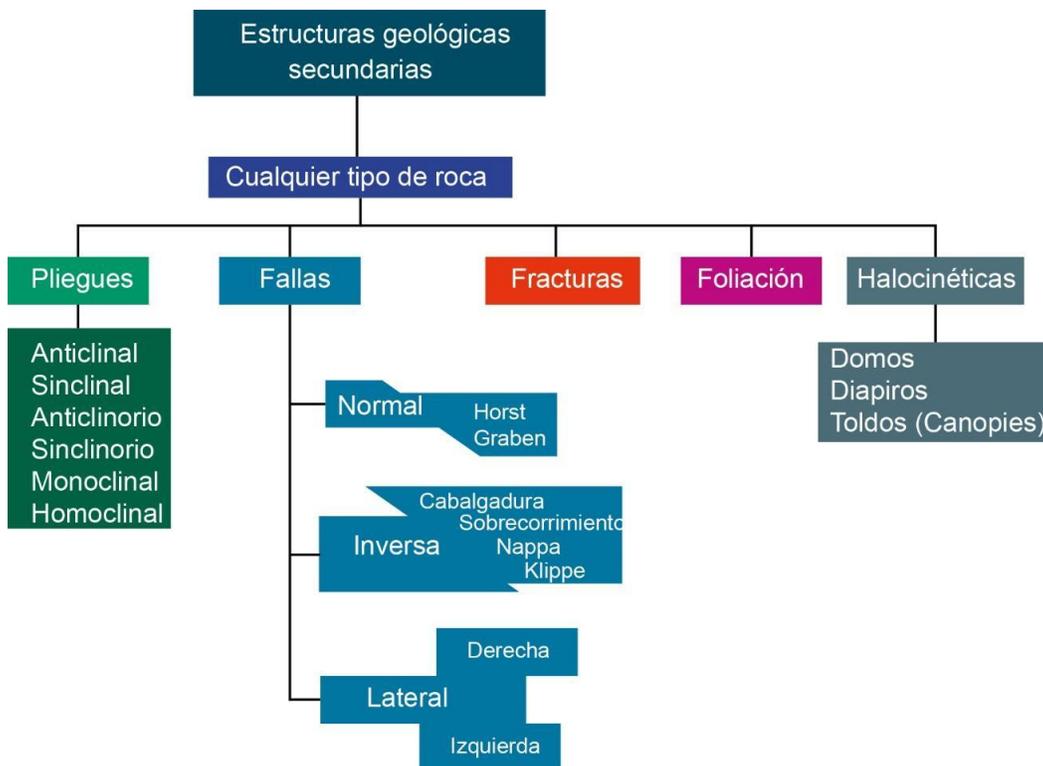


Figura 2.2. Estructuras geológicas secundarias. Modificado de *Ejercicios de Geología Estructural* (p.7), por J. Arellano, R. de la Lata, M. Carreón, J. Villareal y W. Morales, 2002, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Las fallas y fracturas son estructuras secundarias que se forman como consecuencia del comportamiento frágil de la litósfera. Son múltiples los factores involucrados en la génesis de estas estructuras geológicas, se precisa dilucidar conceptos físicos

fundamentales necesarios para entender el comportamiento mecánico de las rocas y los factores que influyen en su desarrollo (Martínez, J. 2002).

2.4. Fuerza

Es una magnitud de carácter vectorial que tiende a provocar deformación o un cambio en el movimiento de un cuerpo. Se constituye de varias componentes u otras fuerzas que al combinarse o sumarse forman una sola. Las fuerzas al incidir en un cuerpo provocan cambios en su estructura y pueden provocar deformación. Entre los tipos de fuerza se consideran dos principales, las fuerzas de cuerpo o másicas y las de superficie.

2.4.1. Fuerzas de cuerpo.

Son aquellas fuerzas que actúan a distancia y cuya magnitud depende de la masa del cuerpo, también son denominadas fuerzas másicas; como ejemplos tenemos a: la gravedad, las fuerzas centrífugas y la fuerza magnética. La fuerza de gravedad y la fuerza electromagnética actúan permanentemente en las rocas durante y posterior a su formación, también están involucradas en los procesos de deformación; la gravedad es una fuerza externa que tiende a provocar deformación y, la fuerza electromagnética es aquella que se opone a la deformación, dado que su principal acción ocurre a escala atómica y mantiene unidos los componentes elementales de las rocas (Enlaces químicos de las especies minerales que conforman una roca). (Martínez, J. 2002; Davis et al., 2012).

2.4.2. Fuerzas de superficie

Su origen depende totalmente de causas externas, no tienen relación alguna con la cantidad de masa del cuerpo, actúan sobre las superficies de contacto entre las superficies adyacentes de los cuerpos de roca y su efecto se transmite a cualquier punto de su interior. Las fuerzas de superficie se dividen en simples y compuestas. Una fuerza simple es aquella que tiende a provocar desplazamiento, en contraste una fuerza compuesta es aquella que puede provocar deformación si la naturaleza del material lo permite. Las fuerzas compuestas pueden ser tensionales, compresivas de cizalla o torsión como se ilustra en la figura 2.3. (Martínez, J. 2002).

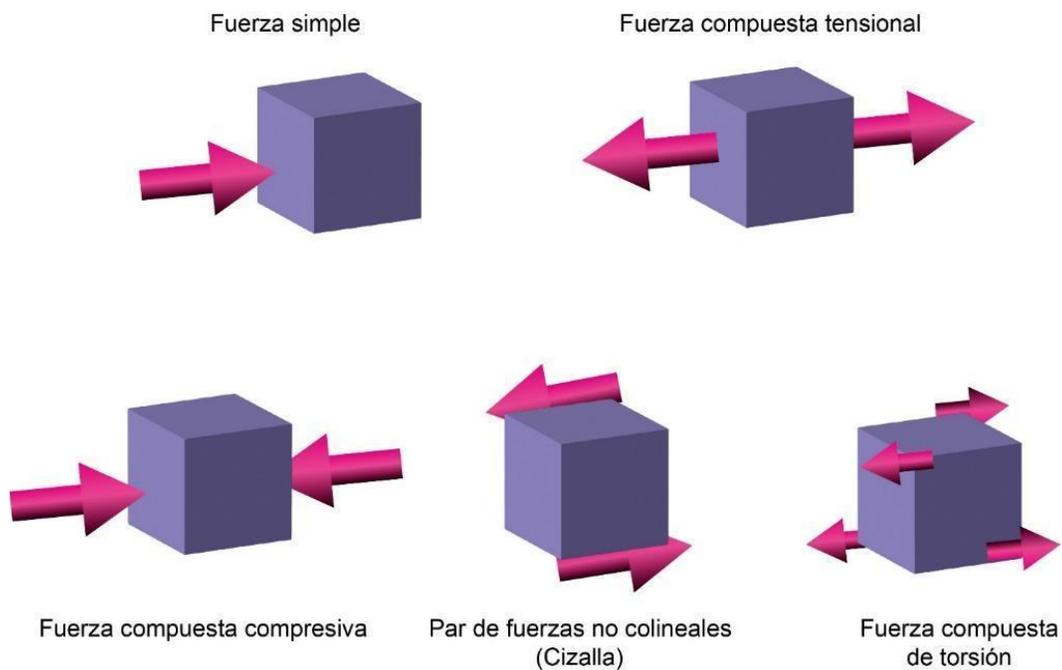


Figura 2.3. Fuerza simple y compuesta que actúan sobre un sólido.

Las fuerzas de cuerpo pueden provocar cambios significativos en las fuerzas de superficie, debido a que éstas últimas están condicionadas por la distribución y variación espacial de las fuerzas de cuerpo (González de Vallejo et al., 2004). El peso

es un ejemplo de cómo se relacionan ambas fuerzas, esta magnitud también se reconoce como carga cuando se pretende describir una fuerza en términos de cuánto peso puede soportar un cuerpo. La carga en geología estructural es la presión litostática o presión de sobrecarga, que está relacionada al espesor y densidad de las rocas ubicadas arriba del plano de referencia.

2.5. Esfuerzo

Es un par de fuerzas de igual magnitud y de dirección opuesta que actúan sobre un cuerpo por unidad de área, se representa por la letra griega sigma (σ) y su expresión matemática corresponde a la razón de la fuerza por unidad de área ($\sigma=F/A$). Un esfuerzo que actúa sobre un plano puede representarse mediante un vector de esfuerzo, el cual tiene una dirección paralela a la dirección de la fuerza que actúa sobre el plano en cuestión. Debido a su carácter vectorial, el esfuerzo se puede representar como la suma de sus componentes vectoriales, o como las proyecciones de sus componentes de manera paralela al sistema de referencia utilizado (Figura 2.4).

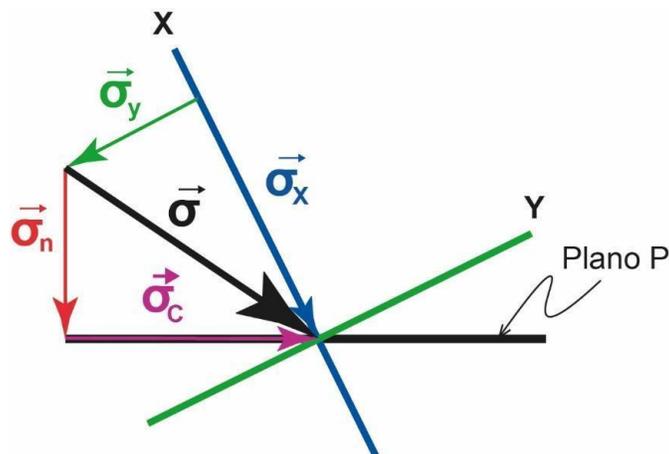
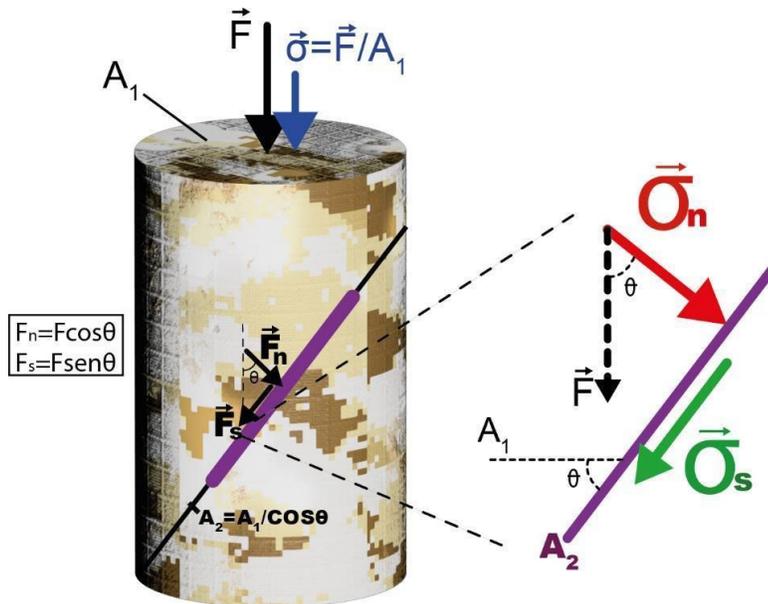


Figura 2.4. Representación vectorial de las componentes de un esfuerzo y su proyección en un sistema cartesiano. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.90), R. Padilla y Sánchez, 2021. Facultad de Ingeniería, UNAM.

Las componentes vectoriales en el plano en el que actúa un esfuerzo son dos, una perpendicular a la superficie llamada esfuerzo normal; y otra componente paralela a la superficie denominada esfuerzo de cizalla (Figura 2.5).



$$\sigma_n = \frac{F_n}{A_2} = \frac{F \cos \theta}{\frac{A_1}{\cos \theta}} = \frac{F \cos \theta}{\frac{A_1}{\cos \theta}} = \frac{F}{A_1} \cos^2 \theta = \sigma \cos^2 \theta$$

$$\sigma_s = \frac{F_s}{A_2} = \frac{F \sin \theta}{\frac{A_1}{\cos \theta}} = \frac{F}{A_1} \sin \theta \cos \theta = \sigma \sin \theta \cos \theta = \frac{\sigma}{2} \sin 2\theta$$

Figura 2.5. Componente normal y de cizalla de un esfuerzo. Modificado de *Structural Geology* (p.74), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

2.5.1. Estado de esfuerzo

Un estado de esfuerzo es una cantidad física que describe las fuerzas que actúan sobre una superficie infinitesimal (punto) en un instante dado. Cuando el esfuerzo actúa sobre un punto se considera que hay un número infinito de vectores contenidos en todos los

posibles planos cuya intersección es ese punto; a esta condición se le conoce como estado de esfuerzo y se puede representar como un elipsoide o un tensor de segundo orden, que es una matriz de nueve cantidades o componentes que describe las relaciones entre los vectores de esfuerzo que actúan sobre los infinitos planos que pasan por un punto.

En cualquier punto de una roca, se puede trazar un número infinito de planos. Para cada uno de estos planos, hay dos fuerzas coaxiales que actúan en direcciones opuestas. En la figura 2.6 se muestra una familia de vectores alrededor del punto p, todos los vectores alrededor de "p" conforman un espacio geométrico denominado elipse de esfuerzo.

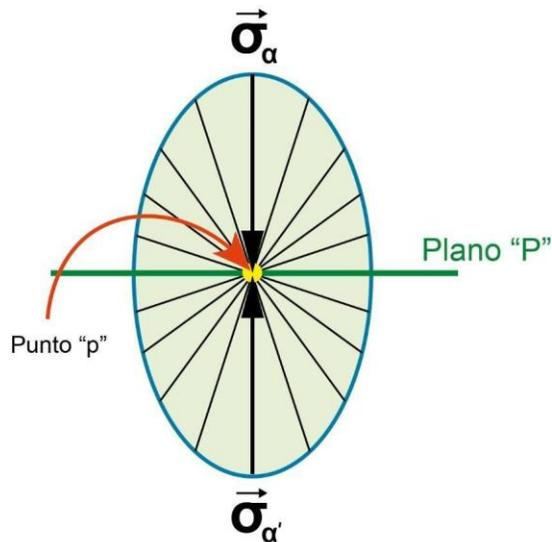


Figura 2.6. Elipse de esfuerzo. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.93), R. Padilla y Sánchez, 2021. Facultad de Ingeniería, UNAM.

De los vectores que conforman la elipse de esfuerzo solo dos pares coaxiales tienen componentes de cizalla de valor cero, es decir actúan sobre planos perpendiculares a su dirección, estos vectores tienen una dirección paralela a los ejes mayor y menor de la elipse de esfuerzo y son denominados esfuerzos principales (Figura 2.7).

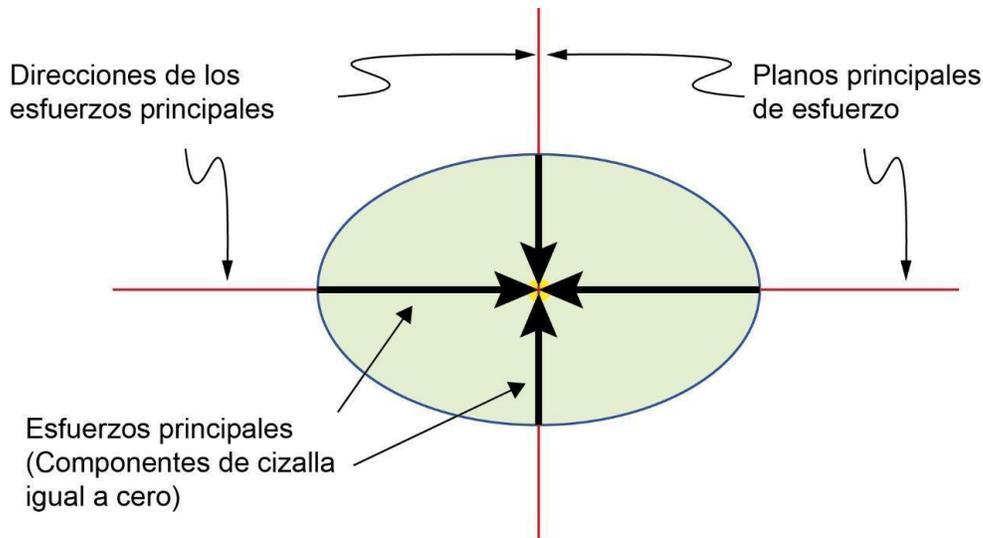


Figura 2.7. Esfuerzos principales. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.93), R. Padilla y Sánchez, 2021. Facultad de Ingeniería, UNAM.

Los esfuerzos principales son dos vectores que actúan en direcciones perpendiculares entre sí, representan la mayor y la menor magnitud de todos los esfuerzos que actúan sobre un material en un punto dado. El esfuerzo principal con mayor magnitud se representa como σ_1 y el esfuerzo principal con menor magnitud se representa como σ_3 .

Las direcciones en las que actúan los esfuerzos principales se denominan direcciones principales de esfuerzo y los planos perpendiculares a estas direcciones se llaman planos principales de esfuerzo.

La representación tridimensional de un estado de esfuerzo se realiza mediante un elipsoide, denominado elipsoide de esfuerzo (Figura 2.8). La construcción de esta superficie representativa es análoga a la elipse de esfuerzo, pero con tres ejes perpendiculares entre sí y tres esfuerzos mutuamente perpendiculares entre sí.

En un elipsoide de esfuerzo los esfuerzos principales se designan σ_1 , σ_2 y σ_3 donde $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 > 0$.

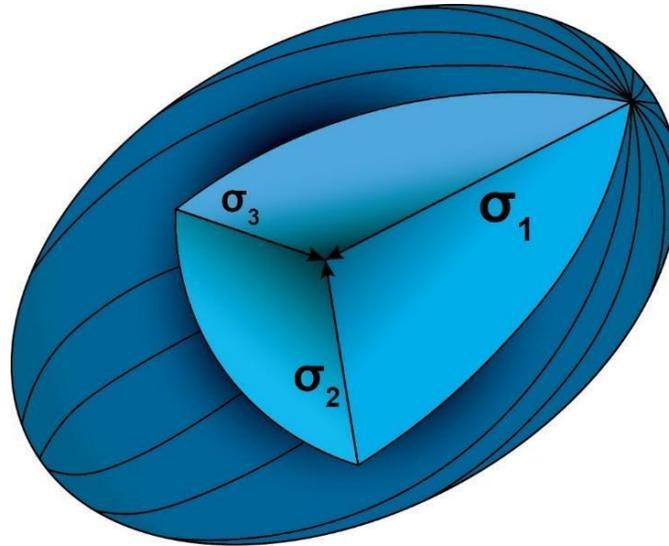


Figura 2.8. Elipsoide de esfuerzo. Modificado de *Earth Structure* (p.46), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Un estado de esfuerzo también se puede representar mediante un tensor de segundo orden con base en un sistema de referencia cartesiano. Un tensor de esfuerzo se puede definir, mediante el uso de solo tres de los infinitos planos que intersecan en un punto, estos planos son ortogonales entre sí y perpendiculares a los ejes cartesianos. Cada plano contiene tres componentes del vector esfuerzo que actúa sobre él; una componente normal y dos de cizalla. Las componentes se denotan como σ_{ij} , donde i es el eje de coordenadas al cual es perpendicular el plano en cuestión, y j es el eje al cual es paralela la componente como se muestra en la figura 2.9 (Martínez, 2002).

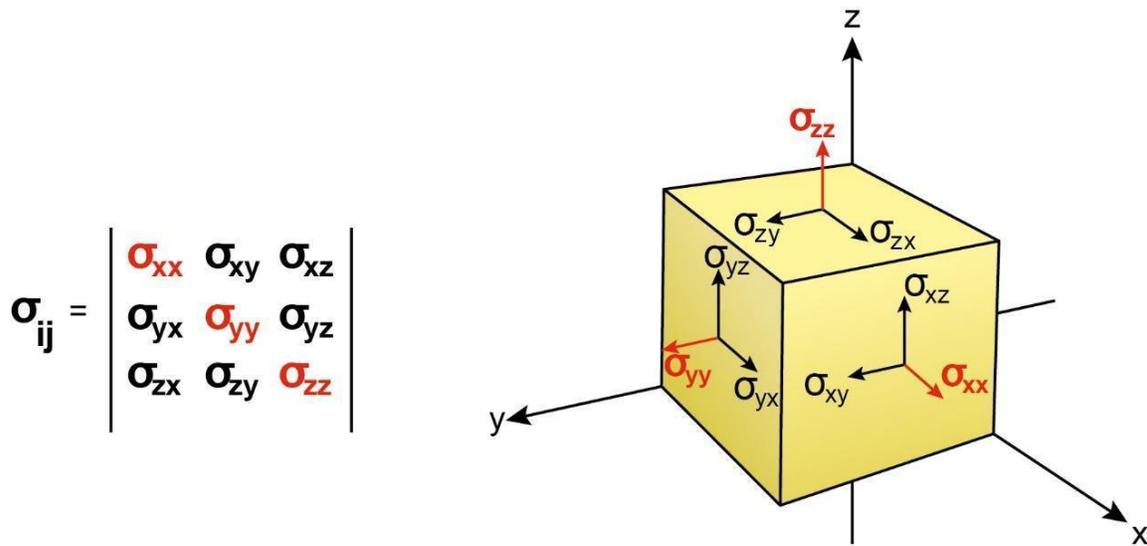


Figura 2.9. Tensor de esfuerzo. Modificado de *Geología Estructural y Dinámica Global* (p.18), por J. Martínez 2002, Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.

2.5.1.1. Clases de estado de esfuerzo

Los estados de esfuerzo se pueden clasificar en tres tipos: uniaxial, biaxial y triaxial, según el número de esfuerzos principales que sean cero (Martínez, 2002).

1. Estado de esfuerzo uniaxial: Sólo uno de los esfuerzos principales es mayor que cero. $\sigma_1 > 0$; $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$
2. Estado de esfuerzo biaxial: Dos de los esfuerzos principales son mayores que cero y uno es igual a cero. $\sigma_1 > \sigma_2 > 0$; $\sigma_3 = 0$
3. Estado de esfuerzo triaxial: Los tres esfuerzos principales son mayores que cero, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$; se subdividen en esfuerzo poliaxial, esfuerzo axial y esfuerzo hidrostático.
 - a) Esfuerzo axial: Dos de los esfuerzos principales son iguales $\sigma_1 = \sigma_2$; $\sigma_2 = \sigma_3$
 - b) Esfuerzo poliaxial: Los tres esfuerzos principales son diferentes. $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$

c) Esfuerzo hidrostático: Los tres esfuerzos principales son iguales. $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$

2.5.2. Círculo de Mohr para esfuerzos

Mediante el elipsoide de esfuerzo se puede visualizar las orientaciones y las magnitudes relativas de los esfuerzos principales en un determinado estado de esfuerzo, sin embargo, esta representación gráfica no es adecuada si se requiere visualizar de manera gráfica las relaciones entre la orientación de un plano y los esfuerzos que actúan sobre él. Por lo que resulta más conveniente emplear el diagrama gráfico conocido como Círculo de Mohr para esfuerzo. En este diagrama se representa la relación geométrica entre las magnitudes de las componentes del esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal con respecto de la orientación del plano en el que actúan.

En un cuerpo de geometría prismática delimitado por planos paralelos a las direcciones de σ_1 , σ_3 y por un plano "P" con una normal inclinada θ grados con respecto de la dirección σ_1 (Figura 2.10), se construye la relación geométrica entre la orientación de los esfuerzos principales con respecto de la orientación del plano P (Padilla y Sánchez, 2021).

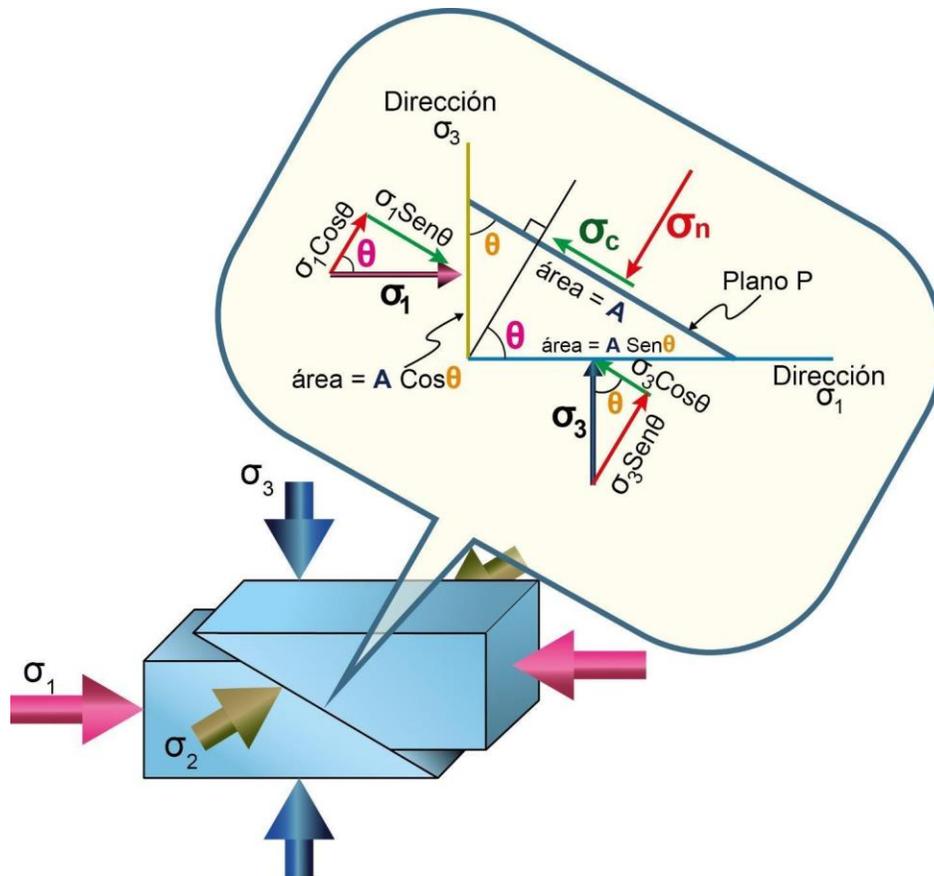


Figura 2.10. Componente normal y de cizalla que actúan sobre un plano. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.95), R. Padilla y Sánchez, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Con base en la relación geométrica entre estos elementos se establecen condiciones de equilibrio en dirección paralela al plano "P" y en dirección paralela a la normal al plano "P". De las condiciones de equilibrio surge una ecuación para el esfuerzo de cizalla y una para el esfuerzo normal, ambas en función de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 como se ilustra en la figura 2.11.

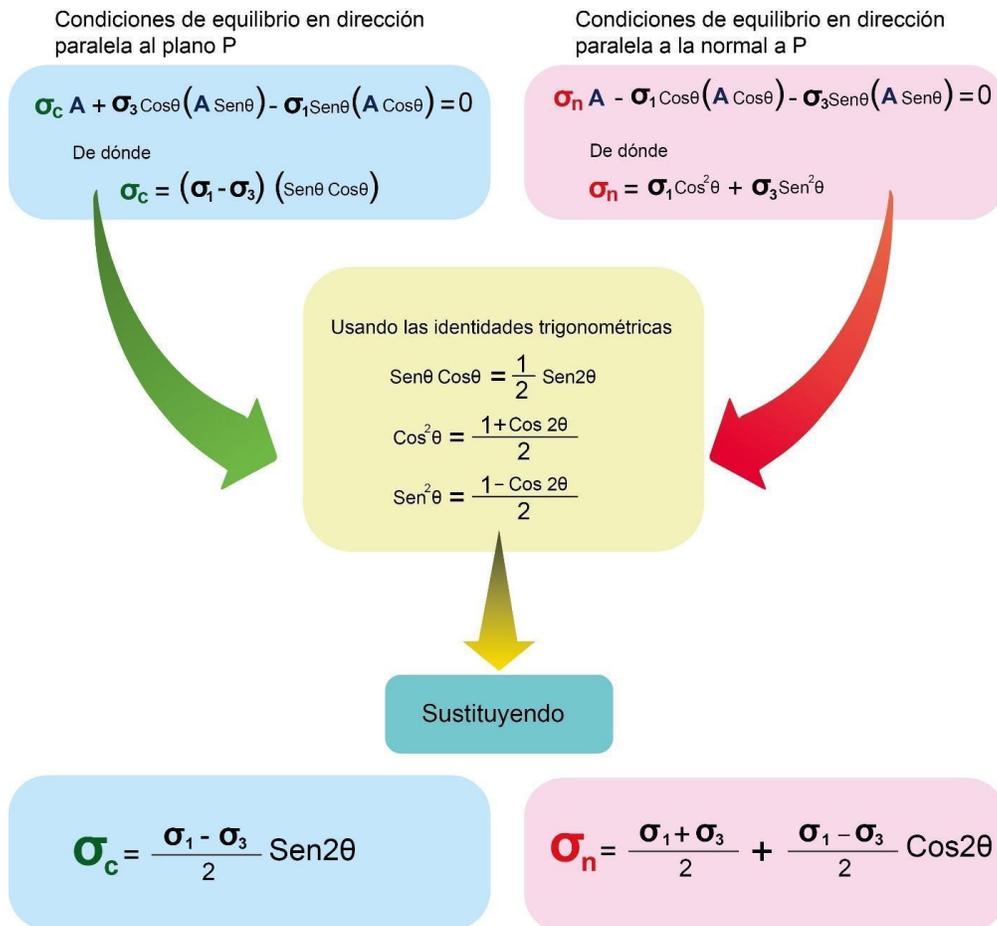


Figura 2.11. Ecuaciones para el esfuerzo de cizalla y esfuerzo normal en función del esfuerzo principal mayor y menor.

Con estas ecuaciones se puede determinar la magnitud de la componente normal y de cizalla de los esfuerzos que actúan sobre cualquier plano, siempre que se conozca el esfuerzo principal mayor σ_1 , el esfuerzo principal menor σ_3 , y el ángulo θ formado entre el esfuerzo principal mayor y la normal al plano.

La representación gráfica de la relación entre el esfuerzo normal y el esfuerzo de cizalla con respecto de la orientación del plano en que actúan se realiza mediante el círculo de Mohr para esfuerzos.

El círculo de Mohr es un diagrama que se construye mediante un sistema coordenado en el que el eje horizontal (la abscisa) representa el esfuerzo normal (σ_n) y en el eje vertical (la ordenada) el esfuerzo de cizalla (σ_c). Ambos ejes graduados en la misma escala, la cual está determinada por las unidades de esfuerzo (bares, pascales, etc.) En el eje horizontal se grafican los valores correspondientes con la magnitud del esfuerzo principal mayor σ_1 y el esfuerzo principal menor σ_3 . La diferencia entre los esfuerzos principales ($\sigma_1 - \sigma_3$) determina el diámetro del círculo (Figura 2.12).

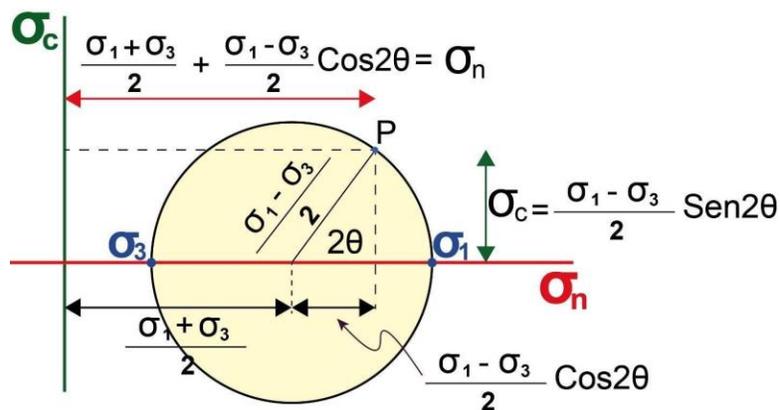


Figura 2.12. Círculo de Mohr para esfuerzo. Modificado de *Rock Fractures in Geological Processes* (p. 38), por A. Gudmundsson, 2011, Cambridge University Press.

Cada punto contenido en el círculo representa un plano diferente, la línea que une el centro del círculo con cualquier punto de la circunferencia tiene una inclinación $2\theta^\circ$, este ángulo es medido en sentido antihorario con respecto del eje horizontal; el valor de θ sigue representando la relación angular entre el esfuerzo normal con respecto del esfuerzo principal mayor como se ejemplifica en la figura 2.10.

Mediante este diagrama se pueden obtener los valores del esfuerzo normal y de cizalla en cualquier plano, dado que cada punto en el círculo representa un plano diferente. En

el círculo de Mohr se representan los esfuerzos que actúan sobre planos con todas las inclinaciones posibles, es decir, todos los posibles valores de 2θ (Gudmundson, 2011; Padilla y Sánchez, 2021).

2.5.3. Esfuerzos en la litósfera

En la litósfera actúan múltiples fuerzas de diverso origen, de estas fuerzas destacan la fuerza gravitacional y aquellas generadas por la dinámica interna de la Tierra y que se reflejan en los movimientos de la corteza superior. Estas fuerzas conducen al desarrollo de una gran variedad de esfuerzos en la litósfera y cuyos efectos se manifiestan en la formación y orientación de estructuras geológicas en la corteza.

2.5.3.1. Esfuerzos tectónicos

Son esfuerzos que surgen del movimiento de las placas litosféricas y constituyen la fuente principal de los esfuerzos presentes en las rocas. Si bien hay una tendencia general de asociación entre los tipos de esfuerzo con cada tipo de límite tectónico como: Esfuerzos compresionales en límites convergentes, esfuerzos extensionales en límites divergentes y esfuerzos de cizalla horizontal en límites transcurrentes; esta asociación no es tan simple ni totalmente excluyente ya que, en cada tipo de límite de placa, se pueden encontrar diferentes tipos de esfuerzo con alguno cuya presencia es dominante.

2.5.3.2. Esfuerzo litostático

Las rocas que se encuentran en el interior de un macizo rocoso además de experimentar esfuerzos de acción lejana producidos por el desplazamiento de las placas tectónicas, también se ven afectados por la acción de fuerzas producidas por su

propio peso. El peso de un material de roca genera una fuerza de compresión vertical (también llamada carga) que depende de la densidad de la roca, la fuerza de gravedad y la profundidad a la que esta se encuentre (espesor).

Debido a que las rocas tienden a expandirse en dirección transversal a la dirección de compresión, el esfuerzo de compresión vertical producido por la carga de un espesor de roca sobre las rocas infrayacentes provoca esfuerzos horizontales, que son aproximadamente una tercera parte del esfuerzo vertical en materiales elásticos, a medida que la roca se va sepultando más, las condiciones de presión y temperatura aumentan favoreciendo el incremento de los esfuerzos horizontales debido al comportamiento plástico de la roca; con el paso del tiempo la componente horizontal se iguala al esfuerzo vertical produciéndose un campo de tensión hidrostático. En otras palabras, el esfuerzo litostático es un estado de esfuerzo análogo al estado hidrostático y es consecuencia del equilibrio entre el esfuerzo vertical y los esfuerzos de confinamiento lateral que experimenta una roca a profundidad (González de Vallejo et al., 2004).

2.5.3.4. Esfuerzos residuales

Son esfuerzos que permanecen (almacenados o acumulados) en las rocas cuando las fuerzas externas han dejado de actuar sobre ellas, entre los esfuerzos residuales están los generados a nivel intercrystalino por efecto de las diferentes propiedades térmicas o elásticas de los cristales (González de Vallejo et al., 2004).

2.6. Deformación

La deformación es la expresión geométrica de la cantidad de cambios de posición, forma y/o de volumen que ocurren por la acción de un estado de esfuerzo sobre un cuerpo. La deformación consta de varias componentes que son la traslación, rotación, dilatación y distorsión (Figura 2.13); por lo general se presentan una combinación de estos siendo diversas las combinaciones e incluso se puede presentar solo un componente de deformación (Padilla y Sánchez, 2021).

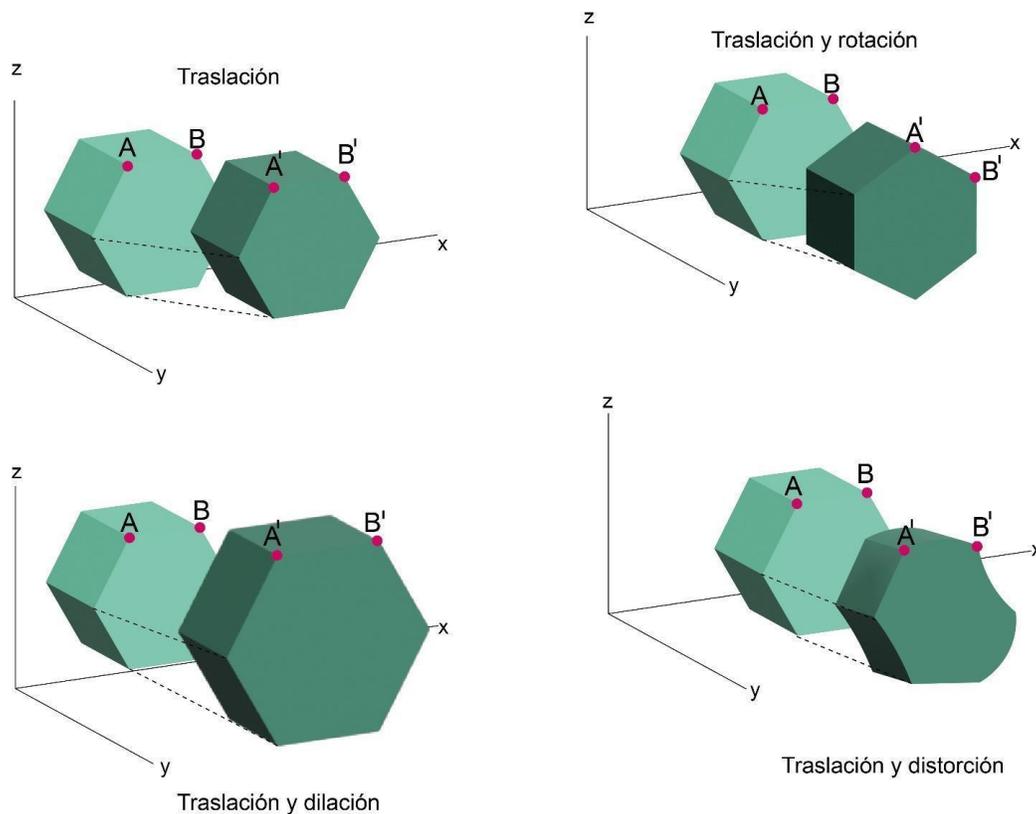


Figura 2.13. Componentes de deformación. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.101), R. Padilla y Sánchez, 2021. Facultad de Ingeniería, UNAM.

La deformación se expresa como la relación comparativa y adimensional entre dos instantes, los correspondientes al estado final (después de la deformación) e inicial de un cuerpo (antes de la deformación). Se mide mediante el uso de dos parámetros

básicos, el cambio longitudinal y angular, por lo que basta comparar la longitud y el ángulo de dos líneas usadas como referencia antes y después de la deformación; Estos dos parámetros pueden utilizarse para medir cualquier tipo de deformación mediante expresiones matemáticas representativas como las que se muestran en la tabla 2.1 (Padilla y Sánchez, 2021).

Tabla 2.1

Expresiones matemáticas para cuantificar la deformación de un sólido

Cantidades físicas		Expresión matemática	Descripción
Cantidades que expresan cambios de longitud	Elongación	$\varepsilon = \frac{l_f - l_i}{l_i} = \frac{\Delta}{l_i}$	Es la razón de su cambio de longitud después de la deformación con respecto a su longitud inicial.
	Estiramiento	$S = 1 + \varepsilon = \frac{l_f}{l_i}$	Es la razón de su longitud después de la deformación
	Elongación cuadrática	$\lambda = S^2 = 1 + \varepsilon^2 = \left(\frac{l_f}{l_i}\right)^2$	Es un término alternativo para expresar el cambio de longitud de una línea
Cantidades que expresan cambios	Deformación de cizalla	$\gamma = \text{Tan } \psi$	Es el cambio de relación angular entre dos líneas

de relación angular			de referencia,
---------------------	--	--	----------------

Un cuerpo puede cambiar la manera en que se deforma si los esfuerzos que actúan en él son coaxiales o paralelos. Cuando los esfuerzos no son coaxiales, pero sí actúan en el mismo plano; la deformación producida implica un cambio en la relación angular de sus componentes, a este tipo de deformación se le conoce como cizalla simple o rotacional. En cambio, cuando los esfuerzos que actúan sobre un cuerpo son coaxiales la deformación producida se denomina cizalla pura o irrotacional (Figura 2.14).

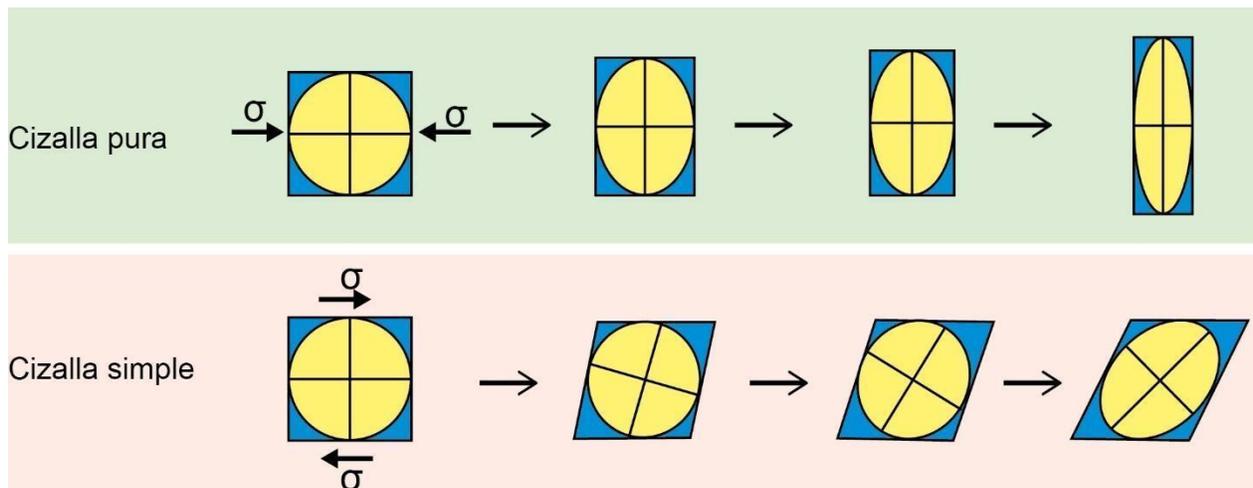


Figura 2.14. Deformación de cizalla pura y deformación de cizalla simple. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.104), R. Padilla y Sánchez, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

En general se consideran dos principales tipos de deformación, continua y discontinua; el principal atributo para distinguir entre una y otra es la presencia de rupturas o discontinuidades, por lo que en la deformación continua es aquella en la que los cambios en las relaciones geométricas internas del material no presentan una ruptura o discontinuidad entre sus componentes a diferencia de la deformación discontinua que sí presenta dicha característica (Martínez, 2002).

2.6.1. Mecanismos de deformación

La deformación superficial y visible de las rocas es el resultado de la deformación que ocurre en su interior a escala atómica o microscópica. Los mecanismos de deformación son los procesos involucrados en el desarrollo de microestructuras en las rocas, las cuales son consecuencia de su deformación interna. El estudio de los mecanismos de deformación permite dilucidar parámetros físico-químicos que intervienen en la deformación interna de las rocas, con la finalidad de desarrollar descripciones geométricas y cinemáticas detalladas de las microestructuras producidas (Davis et al.), por lo que son de gran relevancia para comprender como como se deforman las rocas a nivel mesoscópico y macroscópico.

De manera general las microestructuras en una roca son el resultado del rompimiento de enlaces atómicos, el desplazamiento o flexión de planos reticulares, o de procesos de difusión y disolución. La ocurrencia de alguno de estos procesos depende de la estructura interna de los minerales que componen la roca, particularmente de la resistencia de los enlaces ante perturbaciones mecánicas y termodinámicas.

La relación entre la dirección de los esfuerzos con respecto a la disposición geométrica de la estructura cristalina, la presencia de anisotropías o defectos puntuales (impurezas intersticiales), lineales (dislocaciones), o planares (maclas mecánicas) son factores fundamentales que intervienen y condicionan la ocurrencia del tipo de mecanismo de deformación. En otras palabras, la cristalografía y la fuerza de los enlaces químicos influyen de manera sustancial en la cantidad de deformación elástica que puede

soportar un cristal antes de ceder permanentemente por una fractura o algún deslizamiento cristalino (Nicolas y Poirier, 1976 como se citó en Davis et al., 2012).

Las rocas pueden comportarse de manera frágil o dúctil, independientemente del mecanismo de deformación involucrado en dicho proceso. Es decir, los modos de comportamiento frágil o dúctil no definen el mecanismo por el que se produce la deformación (Van der Plujim y Marshak, 2004). Esto se ejemplifica con la figura (2.15), donde se observan dos cuerpos, uno se conforma por esferas rígidas y el otro por esferas de arcilla; ambos cuerpos al comprimirse presentan un comportamiento dúctil, sin embargo, el mecanismo por el que ocurrió la deformación en cada uno es diferente, las canicas rígidas se deslizaron unas junto a otras para acomodar el cambio de forma sin que se haya presentado alguna distorsión de las canicas individuales, en cambio el cuerpo con bolas de arcilla se ha deformado mediante el cambio de forma a elipsoides.

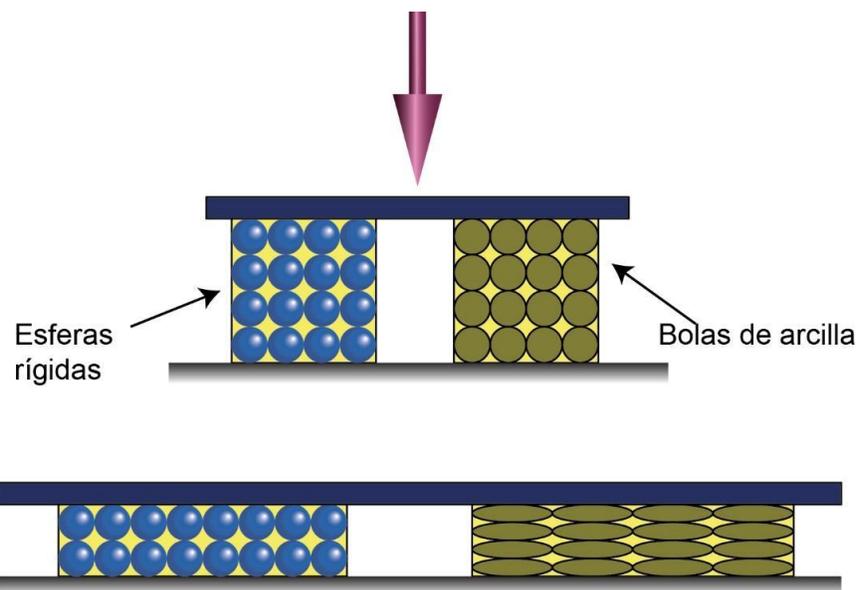


Figura 2.15. Deformación dúctil producida por diferentes mecanismos de deformación. Modificado de *Earth Structure* (p.110), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

2.7. Relación esfuerzo - deformación

La deformación de cualquier material se encuentra estrechamente relacionada con la acción de los esfuerzos en él, particularmente como una relación de causa y efecto, por lo que se infiere no hay deformación sin esfuerzos involucrados, aunque en ocasiones la deformación puede propiciar la generación de esfuerzos adicionales o un cambio significativo en el estado de esfuerzo que provocó la deformación. En Geología, se ha recurrido a la deformación experimental de rocas en donde las muestras de roca son sometidas a diferentes condiciones de carga (Figura 2.16) para modelar su comportamiento mecánico (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

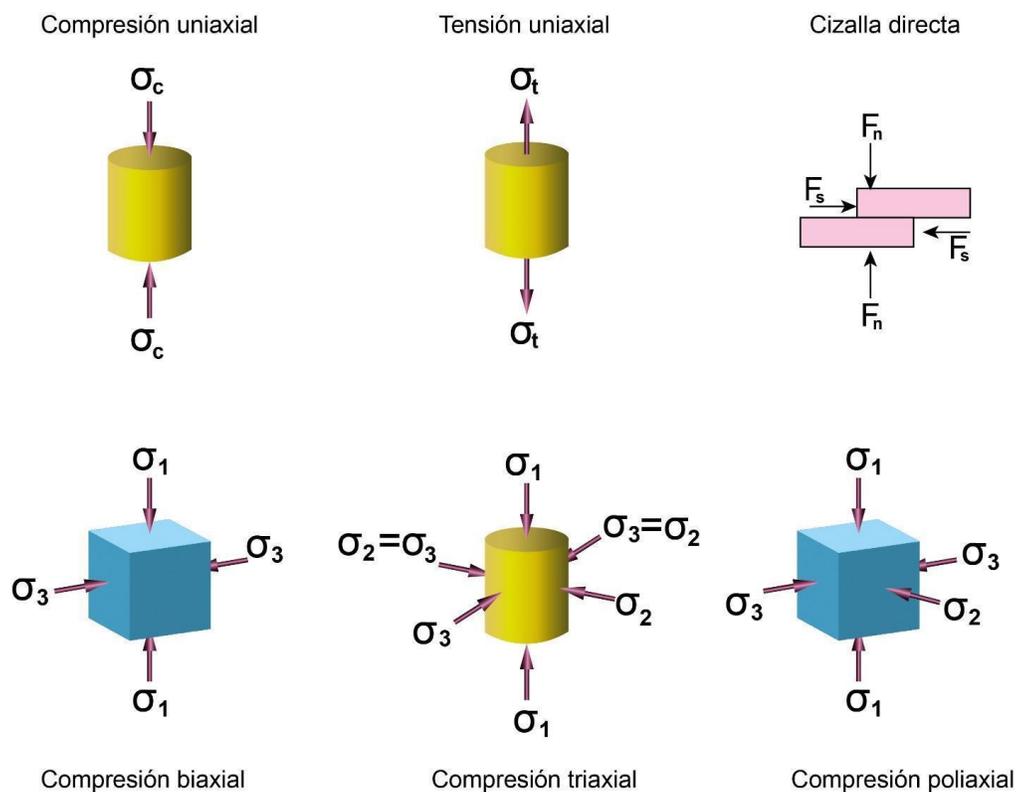


Figura 2.16. Principales tipos de carga. Modificado de *Rock Fractures in Geological Processes* (p. 135), por A. Gudmundsson, 2011, Cambridge University Press.

Con los ensayos en laboratorio de mecánica de rocas se ha pretendido simular los diversos estados de esfuerzo y diversas condiciones termodinámicas que las rocas pueden experimentar en diferentes entornos geológicos con la finalidad de comprender como se deforman. Esto se lleva a cabo mediante la manipulación controlada de variables como la presión de confinamiento, temperatura, contenido de fluidos y velocidad de deformación, particularmente en pruebas de compresión triaxial. No obstante, las pruebas experimentales no pueden reproducir todas las variables involucradas en la deformación natural de las rocas, especialmente el tiempo en el que ocurren naturalmente, debido a que los procesos de deformación en la litósfera ocurren a lo largo de cientos de miles o millones de años (Van der Pluijm y Marshak, 2004). Sin embargo, son de utilidad para comprender cómo es que estas variables influyen en la deformación de las rocas.

Mediante los resultados de pruebas de compresión axial-simétrica en muestras lateralmente libres o confinadas (prueba de compresión uniaxial y triaxial) se construye un gráfico esfuerzo-deformación diferente para cada tipo de roca.

Las curvas de esfuerzo-deformación son representativas del comportamiento de las rocas bajo una carga determinada y proporcionan información sobre la resistencia, ductilidad y fragilidad de estas. De acuerdo con estos resultados representados gráficamente, las rocas tienen un comportamiento inicialmente elástico, a medida que el esfuerzo se incrementa de forma gradual (durante los ensayos de compresión) las rocas dejan de comportarse de manera elástica y comienzan a deformarse plásticamente, es decir presentan deformaciones permanentes. La magnitud del esfuerzo que provoca deformaciones permanentes es un valor crítico denominado "límite elástico" y determina el valor necesario para que la roca cambie de

comportamiento elástico a plástico. Si el esfuerzo sigue incrementando la roca alcanzará otro valor crítico denominado “límite de plasticidad”, este valor define el límite entre el comportamiento plástico y el comportamiento frágil de una roca.

A partir del límite elástico las rocas experimentan un fenómeno denominado endurecimiento por deformación. Este fenómeno permite que la roca resista un aumento adicional de la carga antes de alcanzar la resistencia máxima. Por otro lado, existe un proceso opuesto al endurecimiento por deformación denominado ablandamiento por deformación; el cual se visualiza gráficamente como un descenso posterior al pico de la curva esfuerzo-deformación (Figura 2.17), lo que significa que hay una reducción gradual de la capacidad de carga de la roca (Mandle, 2005).

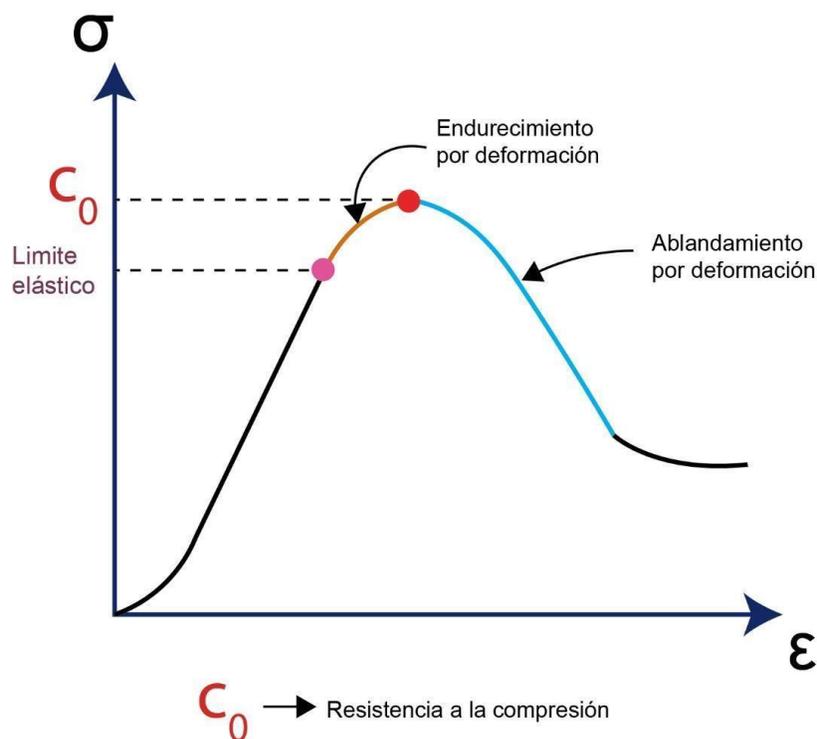


Figura 2.17. Gráfico de esfuerzo – deformación que muestra como tienden a comportarse las rocas al ser sometidas a pruebas de compresión. Modificado de *Rock Fractures in Geological Processes* (p. 134), por A. Gudmundsson, 2011, Cambridge University Press.

2.7.1 Resistencia

Se denomina resistencia de una roca al máximo esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) que puede soportar una roca antes de determinadas deformaciones, como la ocurrencia de una o varias superficies de ruptura (González de Vallejo, 2004). La resistencia de una roca depende de sus propiedades internas, como la cohesión, el ángulo de fricción interno de sus componentes (ángulo de rozamiento entre dos planos de la misma roca), así como de variables externas, como la magnitud, la dirección y el tipo de esfuerzos (tensión, compresión o cizalla), los ciclos de carga-descarga y la presencia de fluidos (González y Martínez, 2022).

Con base en el tipo de esfuerzo la resistencia de un ejemplar de roca es de tres tipos: resistencia a la tensión, resistencia a la cizalla y resistencia a la compresión; cada una se define por la capacidad de la roca para soportar un tipo específico de esfuerzo (Gudmundsson, 2011).

2.7.1.1. Resistencia a la tensión

Es la magnitud del esfuerzo de tensión necesario para generar una fractura que se abre perpendicularmente al plano de la fractura. Esta propiedad puede ser medida mediante pruebas de flexión, pruebas de fracturamiento hidráulico entre otros ensayos.

2.7.1.2. Resistencia al corte o cizalla

Es la magnitud del esfuerzo de cizalla que se requiere para generar o reactivar una fractura en la que las paredes se deslizan una sobre la otra. Esta resistencia se determina para un caso específico en el que el esfuerzo normal efectivo es cero, es

decir, el esfuerzo normal a la superficie de fractura y la presión del fluido presente en los poros de la roca están en equilibrio. Este tipo de resistencia se puede medir mediante pruebas de compresión triaxial.

2.7.1.3. Resistencia a la compresión

Es el máximo esfuerzo compresivo necesario para provocar la fractura o el fallamiento de una roca. En un gráfico de esfuerzo - deformación, se visualiza como el pico de la curva y puede obtenerse mediante pruebas de compresión triaxial (muestras confinadas) y pruebas de compresión uniaxial (muestras no confinadas).

2.7.1.4. Resistencia de la corteza

En términos de esfuerzos diferenciales, las rocas de la corteza superior son más resistentes a medida que aumenta la presión de confinamiento, lo que significa que las rocas que se encuentran en zonas de mayor profundidad cortical necesitan esfuerzos diferenciales mayores para fallar o fracturarse (Figura 2.18). A mayor profundidad también hay un incremento de la temperatura, lo que favorece el comportamiento dúctil de las rocas (Gudmundsson, 2011).

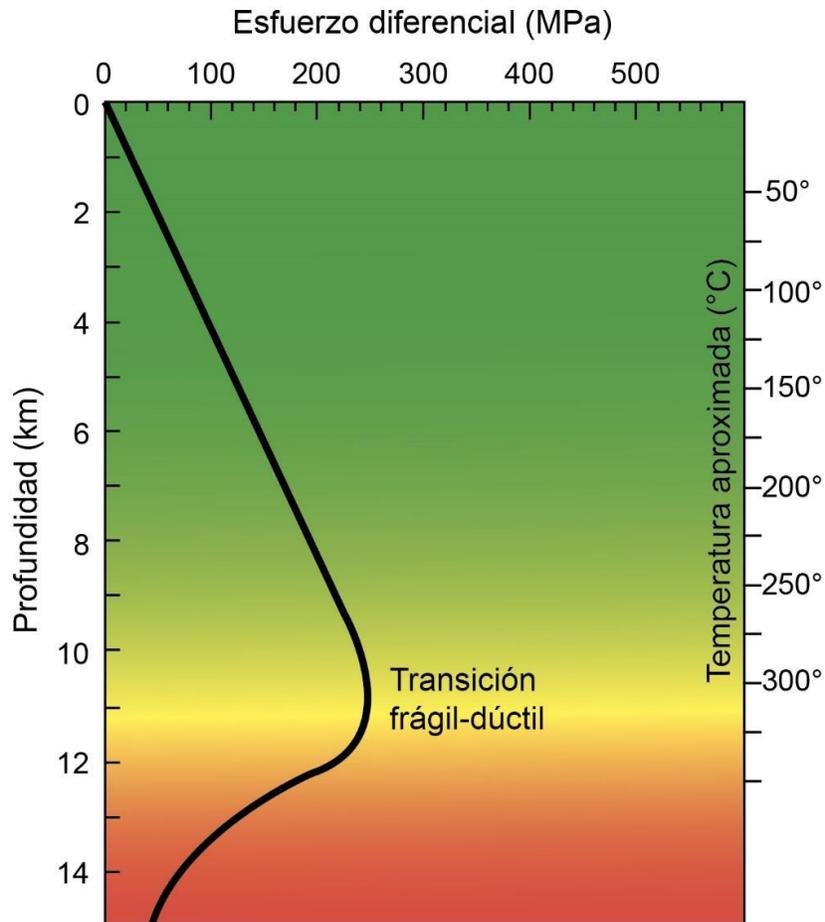


Figura 2.18. Gráfico que relaciona el esfuerzo diferencial con la profundidad. Modificado de *Earth Structure* (p.57), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

De acuerdo con la correlación entre el esfuerzo diferencial y la profundidad se distingue un intervalo de profundidad (espesor) en donde la corteza se deforma frágilmente y coincide con la denominada capa sismogénica que es aquella parte de la litosfera donde se generan la mayoría de los terremotos tectónicos. A medida que la profundidad aumenta la deformación de la corteza es cada vez más dúctil, pasando por una zona de transición en donde la deformación ocurre de manera frágil y dúctil hasta que se convierte en completamente dúctil (Van der Plujim y Marshak, 2004).

2.7.2. La rotura (ruptura)

Es el proceso por el cual un material de roca se separa en dos o más partes debido a la acción de esfuerzos en el material. Se produce cuando el esfuerzo aplicado supera la resistencia de la roca y esta falla, lo que ocurre cuando los enlaces entre los minerales que forman la roca se rompen debido a la disipación de las fuerzas de cohesión que los mantienen unidos y las fuerzas de fricción permanecen en acción (Gudmundsson, 2011).

La rotura depende principalmente de la resistencia de la roca, la magnitud y dirección de los esfuerzos aplicados, así como de la presencia y orientación de discontinuidades previas. Puede ocurrir de manera repentina o como consecuencia de un proceso prolongado y paulatino (González de Vallejo, 2004; González y Martínez, sf).

2.8. Comportamiento frágil

Un material se comporta de manera frágil cuando al ser sometido a un estado de esfuerzo pierde resistencia o presenta una ruptura (Figura 2.19). En general, se considera que las rocas se comportan de manera frágil si se encuentran en condiciones de baja temperatura, baja presión de confinamiento y alta velocidad de deformación (Padilla y Sánchez, 2021).

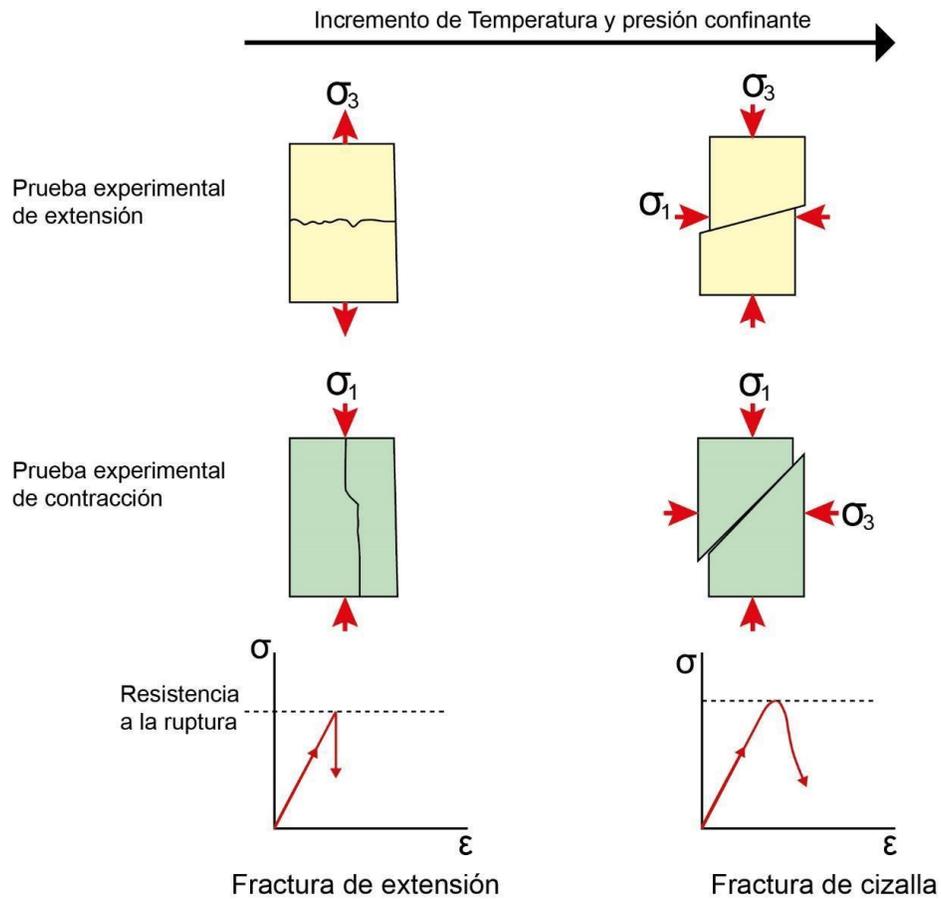


Figura 2.19. Curvas de esfuerzo-deformación que ejemplifican el comportamiento frágil de una roca en ensayos experimentales de extensión y contracción. Modificado de *Structural Geology* (p.122), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

De acuerdo con Mandle (2005) el comportamiento frágil de una roca es un proceso de deformación macroscópica que resulta de mecanismos de deformación frágil como el microfracturamiento, abrasión y deslizamiento intergranular por fricción y reorientación de granos. En conjunto estos procesos propician la pérdida de resistencia en la roca (ablandamiento por deformación) y la formación de estructuras frágiles como fracturas y fallas.

2.9. Comportamiento dúctil

Es un proceso de deformación de las rocas en el que se involucra el transporte difusivo de sus componentes a escala granular a través de sus límites o a través del agua de algún componente viscoso en sus poros. Desde la perspectiva reológica es un proceso que ocurre como consecuencia de deformaciones microscópicas que son sensibles a la velocidad de carga (Mandle, 2005). A escala mesoscópica y macroscópica el comportamiento dúctil se visualiza como la capacidad de los materiales de deformarse plásticamente sin que pierdan resistencia o una ruptura significativa (falla) (Figura 2.20).

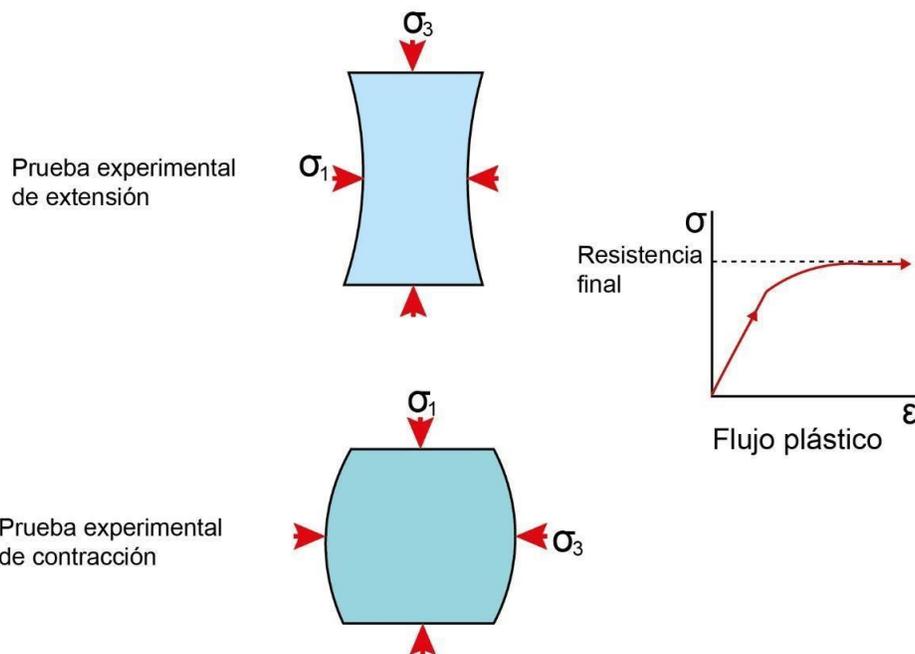


Figura 2.20. Curvas de esfuerzo-deformación que ejemplifican el comportamiento dúctil de una roca en ensayos experimentales de extensión y contracción. Modificado de *Structural Geology* (p.122), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press

2.10. Comportamiento frágil – dúctil

Es una fase intermedia entre el comportamiento frágil y dúctil, por lo que pueden ocurrir mecanismos de deformación sensibles e insensibles a la velocidad de carga. Las

estructuras de deformación que surgen de este tipo de comportamiento como las bandas de deformación son el resultado de la combinación de mecanismos de deformación cataclásticos y de deslizamiento cristalino (Mandle, 2005). En un gráfico de esfuerzo-deformación, el comportamiento frágil-dúctil presenta una disminución de la resistencia a la deformación, seguida de una resistencia residual constante (Figura 2.21), la cual se asocia con una deformación continua o dúctil. Este comportamiento se observa en rocas con discontinuidades previas y en materiales arcillosos sobreconsolidados (González de Vallejo et al., 2004).

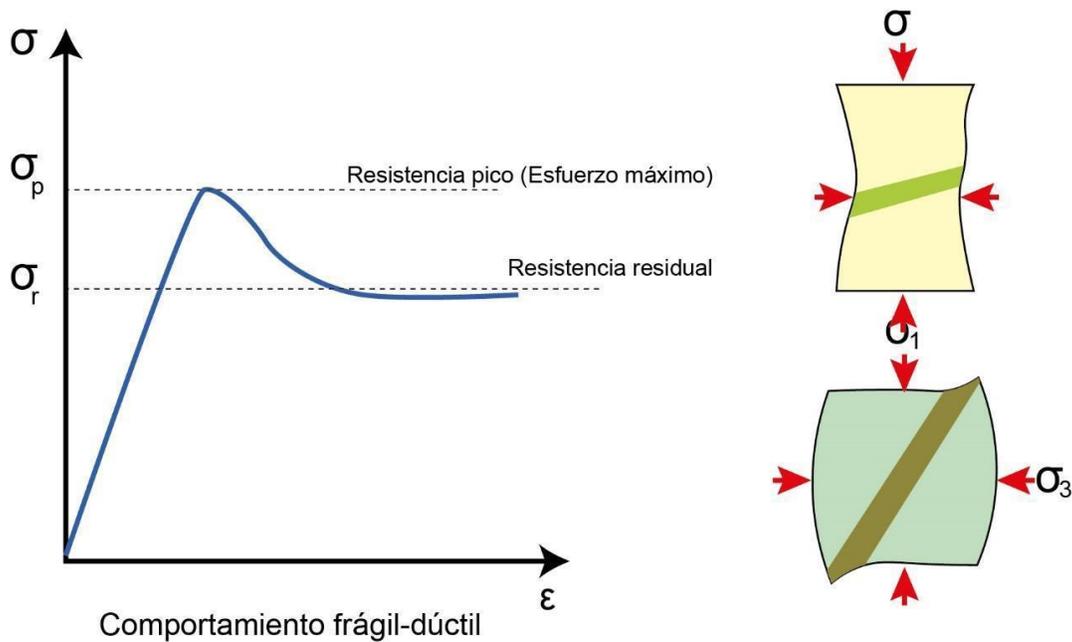


Figura 2.21. Curva de esfuerzo-deformación que ejemplifican el comportamiento frágil-dúctil de una roca. Modificado de *Ingeniería Geológica* (p.153), por L. González, M. Ferrer, L. Ortuño y C. Oteo. 2004, Pearson Prentice Hall.

2.11. Fractura

Son discontinuidades que se forman por la pérdida de cohesión en la roca al estar sometida a un esfuerzo de compresión o distensión, o por esfuerzos internos originados

por cambios de temperatura y descompresión, pueden presentarse en todo tipo de rocas.

Se caracterizan por tener geometrías aproximadamente planares o zonas estrechas casi planas que perturban la “continuidad” de una roca provocando su segmentación en dos o más bloques.

Hay dos principales tipos de fracturas, de extensión y de cizalla. Las fracturas de extensión tienen una orientación paralela al esfuerzo principal mayor y su formación implica una separación perpendicular a la superficie de fractura. Las fracturas de cizalla suelen formarse en pares conjugados con un ángulo aproximadamente de 30° con respecto del esfuerzo principal máximo, e implican un desplazamiento paralelo al plano de fractura como se muestra en la figura 2.22.

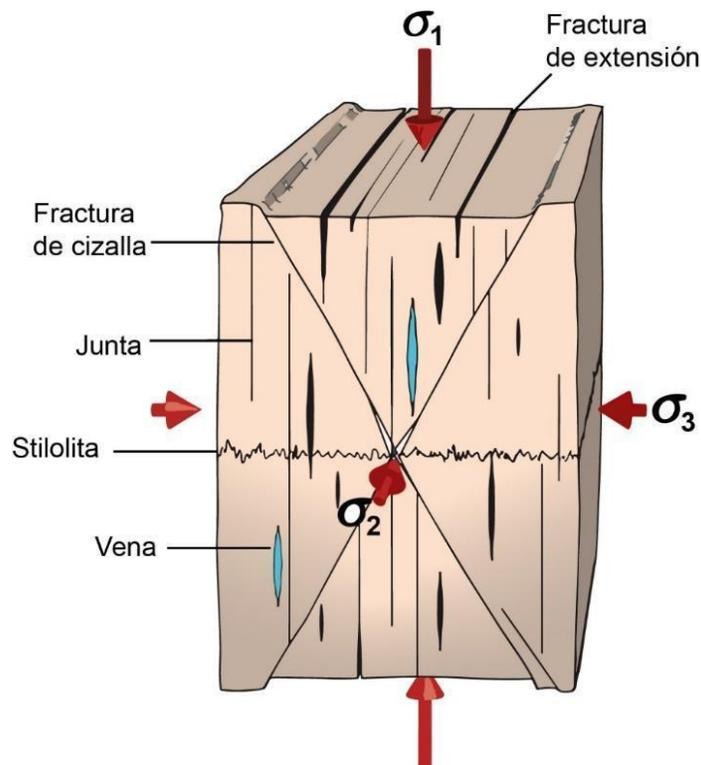


Figura 2.22. Fracturas Modificado de *Structural Geology* (p.122), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

2.12. Fallas

Son superficies de discontinuidad plana o casi plana en la que dos bloques adyacentes son separados y desplazados uno con respecto de otro en dirección paralela a la superficie de discontinuidad, su origen y desarrollo está intrínsecamente asociado al comportamiento frágil de las rocas; debido a la propagación y unión de pequeñas fracturas, las cuales generan deslizamientos que dan como resultado un desplazamiento visible. (Ramsay, 2011).

2.12.1. Anatomía de una falla

Las fallas son superficies irregulares de extensión finita conformadas por dos zonas mecánicamente diferenciadas, una zona con deformación predominantemente frágil conformada por múltiples fracturas que al fusionarse forman una superficie de deslizamiento y una zona difusa o mecánicamente transicional en donde la deformación de las rocas es frágil-dúctil (Figura 2.23). La superficie a lo largo de la cual ocurre el deslizamiento es denominada “plano de falla”, este término es utilizado con fines prácticos y para simplificar su estudio.

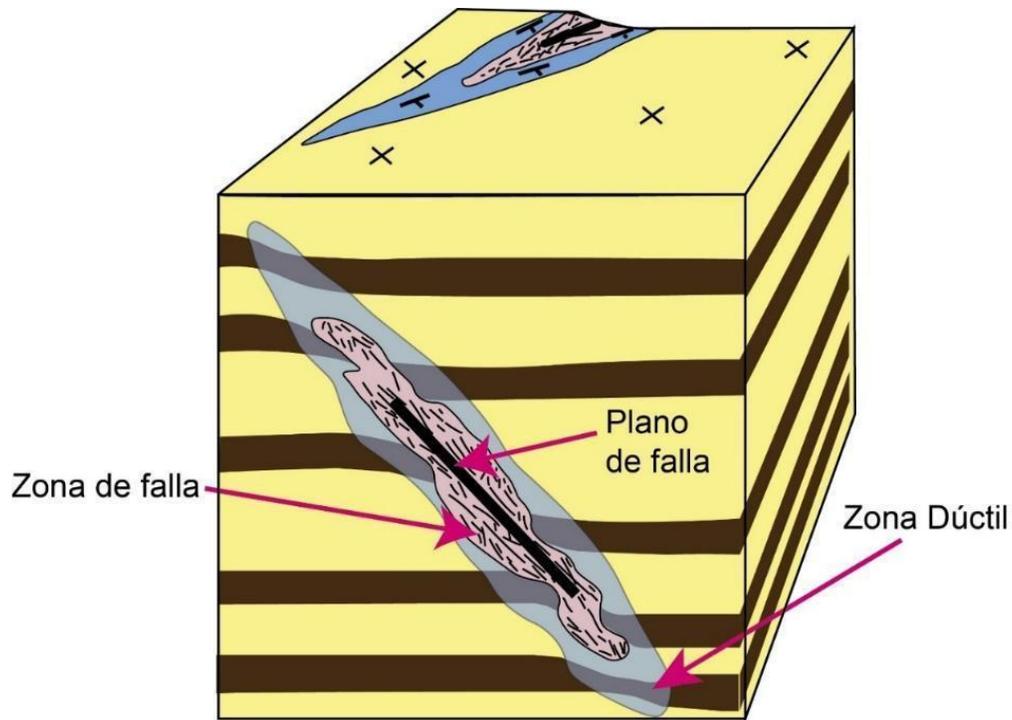


Figura 2.23. Anatomía de una falla. Modificado de *Structural Geology* (p.157), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

2.12.1.1. Núcleo de falla

Es la zona donde abunda la deformación frágil, se denomina núcleo de falla central, y está integrado por un conjunto de fracturas de cizalla que al unirse definen una superficie de deslizamiento con irregularidades a lo largo de su extensión; tales irregularidades son consecuencia de la naturaleza heterogénea y anisótropa de las rocas. Esta condición influye directamente en el desarrollo y la geometría del plano de falla, pudiendo ser superficies casi planas o curvas (Ramsay,2012., Fossen, 2010).

2.12.1.2. Zona de falla

Es un volumen circundante al núcleo de la falla, donde la deformación residual de los desplazamientos del núcleo de falla se redistribuye y queda plasmada en las paredes de la falla o en los extremos finales de una falla como estructuras frágiles y/o dúctiles, como fracturas y fallas de menor tamaño en comparación con el plano de falla principal; a este volumen envolvente también se le conoce como zona de daño. Se caracteriza por presentar una mayor densidad de fracturas al estar cerca del núcleo y una progresiva disminución de fracturas a la distancia del núcleo (Figura 2.24).

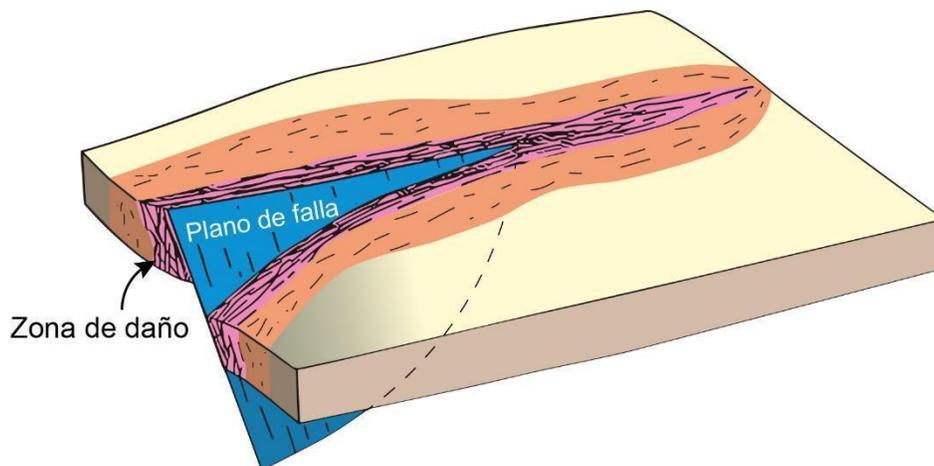


Figura 2.24. Plano de falla y zona de daño. Modificado de *Structural Geology* (p.167), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

La zona de daño se forma antes, durante y después de que la superficie de deslizamiento de una falla se haya consolidado como tal; pueden presentarse en diversas escalas, pudiendo llegar a ser de mayor extensión que el mismo núcleo de falla. El desarrollo de la zona de daño corresponde con eventos discretos en el tiempo, ya que puede haber periodos en los que ocurran desplazamientos en el plano de falla principal sin llegar a desarrollar un ensanchamiento o crecimiento significativo de la

zona y otros periodos en los que las fallas al unirse con otras o al encontrarse con irregularidades pronunciadas sí se propicie el ensanchamiento de esta zona al desarrollarse nuevas fracturas (Fossen, 2010).

2.12.1.3. Extensión de una falla

Una falla puede extinguirse cuando es cortada por otra estructura geológica más joven, por ejemplo, otra falla o algún cuerpo intrusivo, o bien, cuando la magnitud del desplazamiento disminuye hasta ser nulo a lo largo de la trayectoria de la falla. El límite donde culmina el deslizamiento se denota como una línea imaginaria denominada línea de punta, la cual se conecta en ambos extremos con la traza superficial de la falla; los vértices que unen los dos extremos de la línea de punta con la traza de la falla son llamados puntas de falla como se ilustra en la figura 2.25 (Van der Pluijm y Marshak 2004).

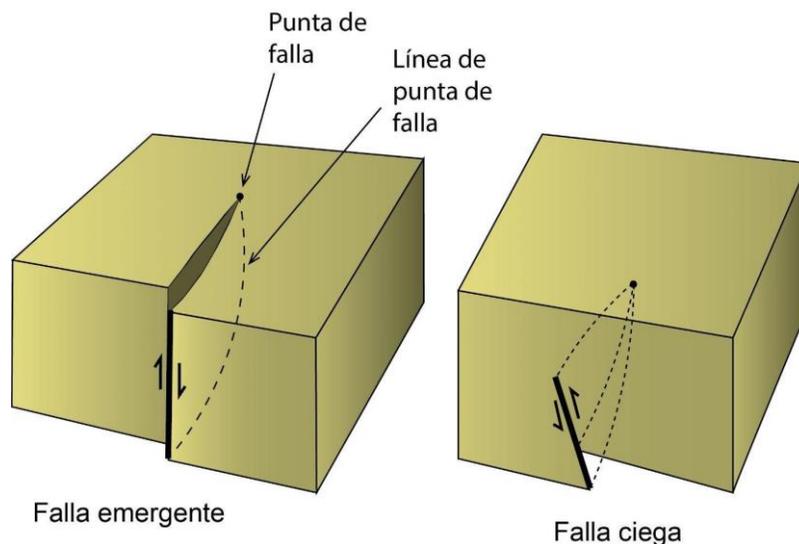


Figura 2.25. Falla emergente y falla ciega. Modificado de *Earth Structure an Introduction to Structural Geology and Tectonics*. (p. 178). B. Van Der Pluijm y S. Marshak. (2004), W. W. Norton & Company, Inc.

La extensión de una falla puede verse afectada cuando las condiciones mecánicas del medio de propagación cambian, esto puede provocar que las fallas cambien de dirección al propagarse o que pueda extinguirse debido a que una falla no puede extenderse más allá de materiales mecánicamente frágiles. Una falla puede extinguirse al intersecar la superficie, debido a que la propagación de la deformación se ve interrumpida por un cambio en las condiciones del medio, por ejemplo, si una falla se propaga hacia la superficie ésta se extinguirá al haber un cambio en el medio de propagación. Por otro lado, cuando una falla se propaga hacia niveles más profundos, los cambios de temperatura y presión favorecen el comportamiento dúctil y la falla no prevalece con la misma naturaleza de cizalla por lo que su extensión se ve limitada o extinguida (Twiss y Moores, 2006).

2.12.2. Tipos de fallas según la naturaleza de su extensión

a) Falla emergente.

Es aquella cuya extensión alcanza a intersecar la superficie terrestre cuando aún está activa.

b) Falla ciega.

Una falla ciega es aquella cuya extensión no alcanza a intersecar la superficie terrestre.

c) Falla exhumada.

Son fallas ciegas, las cuales debido a procesos de erosión y/o levantamiento han sido exhumadas hacia la superficie terrestre y están sujetas a erosión.

2.12.3. Tipos de fallas de acuerdo con su movimiento relativo

La posición relativa de los bloques separados con respecto de la superficie de deslizamiento ha sido uno de los principales parámetros para clasificar las fallas en función de su desplazamiento. Se conoce como “bloque de techo” al bloque que está por encima del plano de falla, y como bloque de piso al que se encuentra por debajo del plano de falla (Figura 2.26).

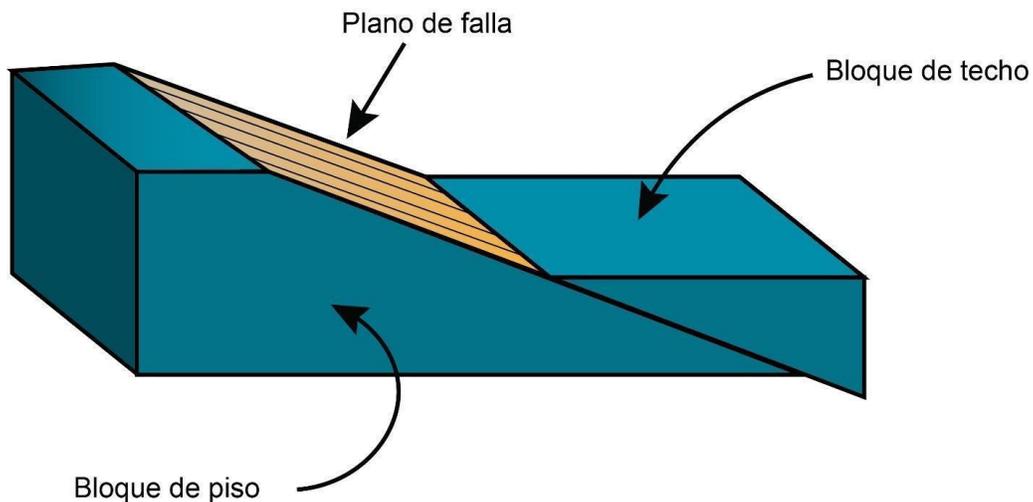


Figura 2.26. Posición relativa de los bloques de techo y de piso con respecto del plano de falla. Modificado de *Manual para el trabajo geológico de campo*. (p. 293) Facultad de Ingeniería. UNAM.

Los principales tipos de desplazamiento en las fallas son: Rumbo, con desplazamiento en dirección del echado, oblicuas y rotacionales. Cuando el desplazamiento es paralelo a la dirección de echado las fallas se clasifican como fallas normales o inversas. Si la dirección del desplazamiento es paralela al rumbo entonces se considera que la falla es lateral o también conocida como falla transcurrente o de rumbo; si el desplazamiento tiene una componente paralela al rumbo y una componente paralela al echado se trata de una falla mixta u oblicua y finalmente cuando el vector de desplazamiento describe

una trayectoria circular se trata de una falla rotacional o de tijera (Twiss y Moores, 2006).

2.12.3.1. Falla normal.

Es aquella en la que se presenta un movimiento paralelo o casi paralelo a la dirección del echado en donde el bloque de techo se desplaza hacia abajo con respecto del bloque de piso (Figura 2.27).

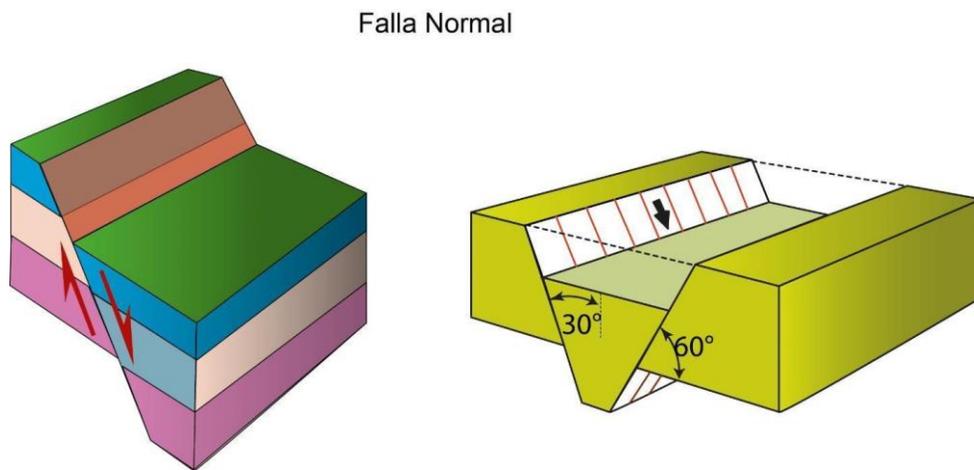


Figura 2.27. Falla normal. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss y E. Moores., (p.63). Freeman.

Las fallas normales también son conocidas como fallas extensionales debido a que en algunos casos se asocian a límites de placas divergentes (Ragan, 2009). Un rasgo característico de este tipo de fallas es que, debido a su dinámica, las rocas más jóvenes se reacomodan y quedan adyacentes con rocas más antiguas. Las fallas normales por lo general tienen echados con valores cercanos a los 60° sin embargo, en algunas ocasiones suelen presentar echados aproximados a los 30° , a este conjunto de fallas (con ángulos bajos) se les asocia con desplazamientos regionales también denominadas fallas de desprendimiento (“Detachment”).

2.12.3.2. Falla inversa

Se llama falla inversa cuando hay un movimiento vertical o cuasi paralelo a la dirección del echado en donde el bloque de techo se desplaza hacia arriba con respecto del bloque de piso (Figura 2.28), colocando rocas de mayor antigüedad adyacentes o superpuestas con rocas más jóvenes. Las fallas inversas se les conoce como fallas de compresión, se desarrollan principalmente en zonas de convergencia cortical, suelen presentar ángulos de echado cercanos a los 30° y en ocasiones echados mayores a los 45° (Mukhopadhyay, 2006).

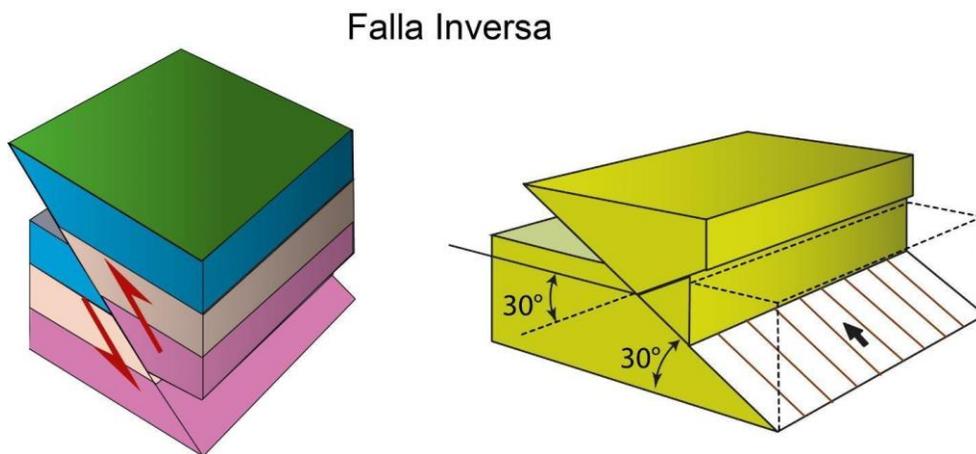


Figura 2.28. Falla inversa. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss y E. Moores., (p.63). Freeman.

2.12.3.3. Fallas de transurrencia

Estas fallas se caracterizan por presentar una superficie de deslizamiento en la que no es posible distinguir entre un bloque de techo o de piso, ya que la traza de dicha superficie suele presentarse vertical o cercana a la vertical; en vista de planta suelen presentar trazas rectilíneas y trazas irregulares o curvas. Estas fallas tienen un desplazamiento paralelo a la dirección del rumbo del plano de falla. Con base en la

dirección del movimiento las fallas de transcurrancia, también llamadas fallas laterales, se clasifican como falla lateral derecha y falla lateral izquierda. Para distinguir entre lateral derecha e izquierda, se recurre suponer una referencia fija, es común hacerlo al imaginarse parado en alguno de los bloques y observar la dirección en la que el otro bloque se ha desplazado, si el bloque de enfrente se mueve a la derecha se considera que es una falla lateral derecha o dextral; y si el bloque se mueve hacia la izquierda respecto del observador entonces se trata de una falla lateral izquierda o sinestral como se ilustra en la figura 2.29 (Twiss y Moores, 2006).

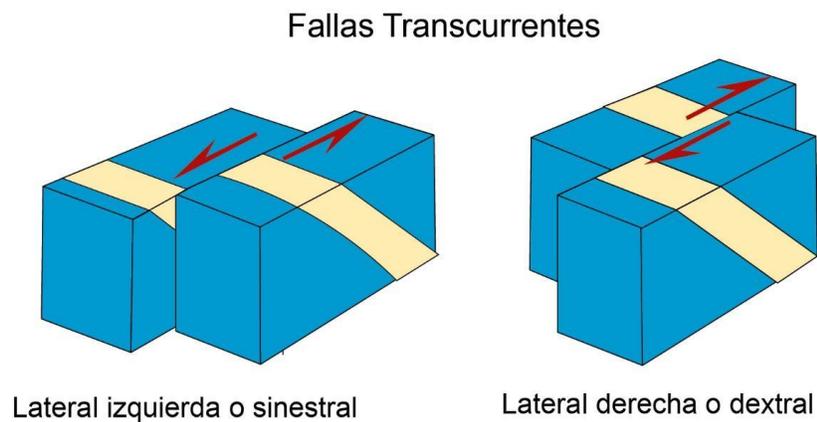


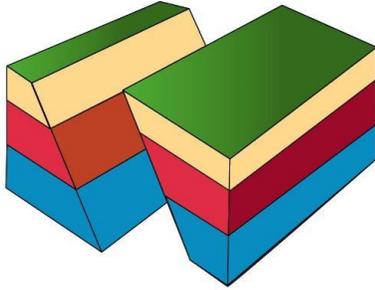
Figura 2.29. Fallas laterales o de transcurrancia. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss y E. Moores., (p.63). Freeman.

2.12.3.4. Falla oblicua

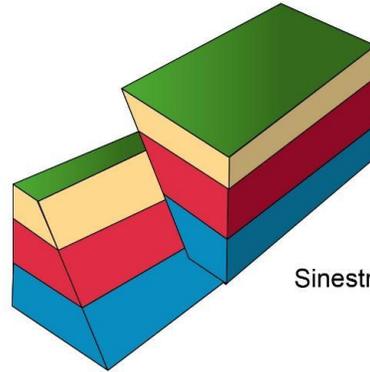
En este tipo de fallas el bloque de techo tiene un desplazamiento con respecto del bloque de piso de manera mixta, es decir, presenta un desplazamiento con una componente de rumbo y un desplazamiento con una componente en dirección del echado pudiendo ser normal o inversa; se dividen en cuatro tipos principales dextral normal, dextral inversa, sinestral normal y sinestral inversa como se ilustra en la figura 2.30 (Gosh,1993).

Fallas oblicuas

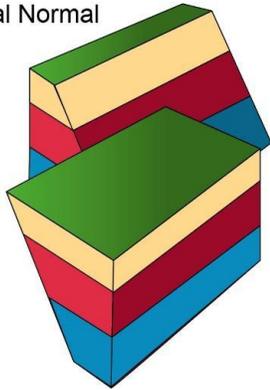
Sinistral Normal



Sinistral Inversa



Dextral Normal



Dextral Inversa

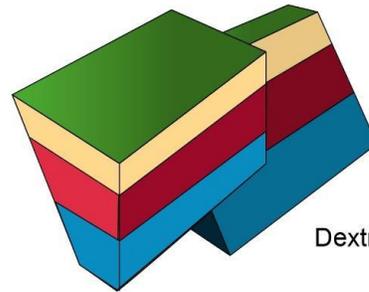


Figura 2.30. Falla rotacional. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss y E. Moores., (p.63). Freeman

2.12.3.5. Falla rotacional

A las fallas rotacionales también se les conoce como fallas de tijera, en este tipo de fallas el desplazamiento de uno de sus bloques describe una trayectoria circular, la geometría de los planos de deslizamiento pueden ser planas o curvas. Se considera que la rotación se da alrededor de un eje perpendicular a la superficie de deslizamiento describiendo movimientos de bisagra y de pivote como se muestra en la figura 2.31 (Ragan, 2009).

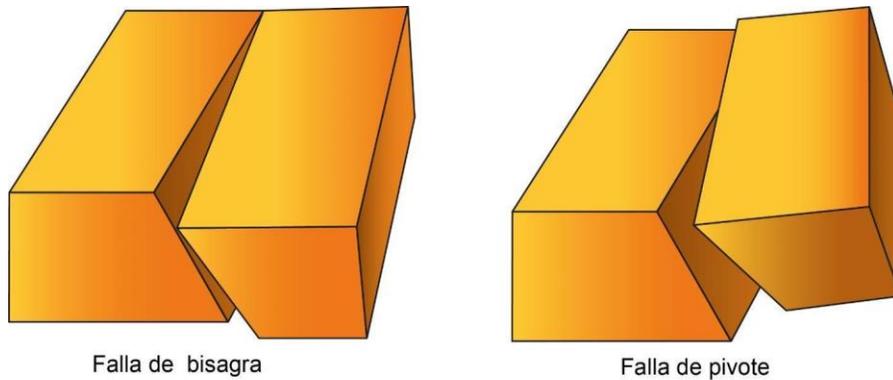


Figura 2.31. Fallas Rotacionales. Modificado de *Structural Geology An Introduction to Geometrical Techniques*, (p.188). D. Ragan, 2009. Cambridge University Press.

2.12.4. Tipos de fallas de acuerdo con su geometría

De manera general las principales geometrías tienden a ser planares o curvadas, sin embargo, la geometría de una falla puede variar en función de la profundidad y/o extensión; en ocasiones algunas fallas pueden parecer planas cuando están cerca de la superficie y ser curvas a profundidad (Ramsay,2012).

Las fallas se pueden clasificar en fallas planas o curvas, de manera generalizada y para efectos prácticos ya que una falla no suele tener una geometría regular. Las fallas lítricas son curvas, presentan un segmento casi vertical cerca de la superficie y a profundidad tienden a ser horizontales (Figura 2.32).

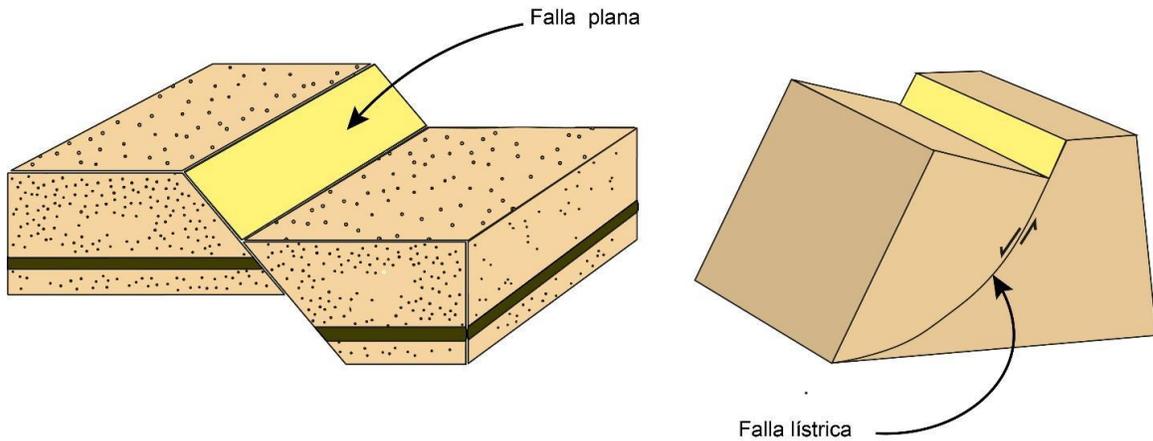


Figura 2.32. Ejemplo de una falla normal plana y una falla normal lítrica. Modificado de *Structural Geology* (p.153), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

2.12.5. Tipos de fallas de acuerdo con su ángulo de echado

Se considera que una falla es de ángulo alto si su echado es mayor a los 45° y como de ángulo bajo si presenta echados menores a 45° . Por lo general la mayoría de las fallas normales se clasifican como fallas de ángulo alto y las fallas inversas como fallas de ángulo bajo (Ramsay, 2012).

Otra clasificación con base en el ángulo del echado se muestra en la Tabla 2.2 en donde se exponen diferentes tipos de fallas planares según su ángulo de echado (Van der Plujim y Marshak, 2004).

Tabla 2.2.

Clasificación de las fallas de acuerdo con el ángulo de echado

Vertical	$\beta = 90^\circ$
Sub vertical	$80^\circ \leq \beta \leq 90^\circ$
De alto ángulo	$60^\circ \leq \beta \leq 80^\circ$
Inclinada	$30^\circ \leq \beta \leq 60^\circ$
De bajo ángulo	$10^\circ \leq \beta \leq 30^\circ$
Sub horizontal	$0^\circ \leq \beta \leq 10^\circ$
Horizontal	$\beta = 0$

Las fallas también se pueden clasificar de acuerdo con el ángulo entre las estrías generadas en el plano de falla con respecto del rumbo de la falla (pitch) y el ángulo de echado como se ilustra en la figura 2.33 en donde se muestra un esquema de fallas normales, inversas, laterales y oblicuas con diferentes ángulos de echado y pitch (Fossen, 2010).

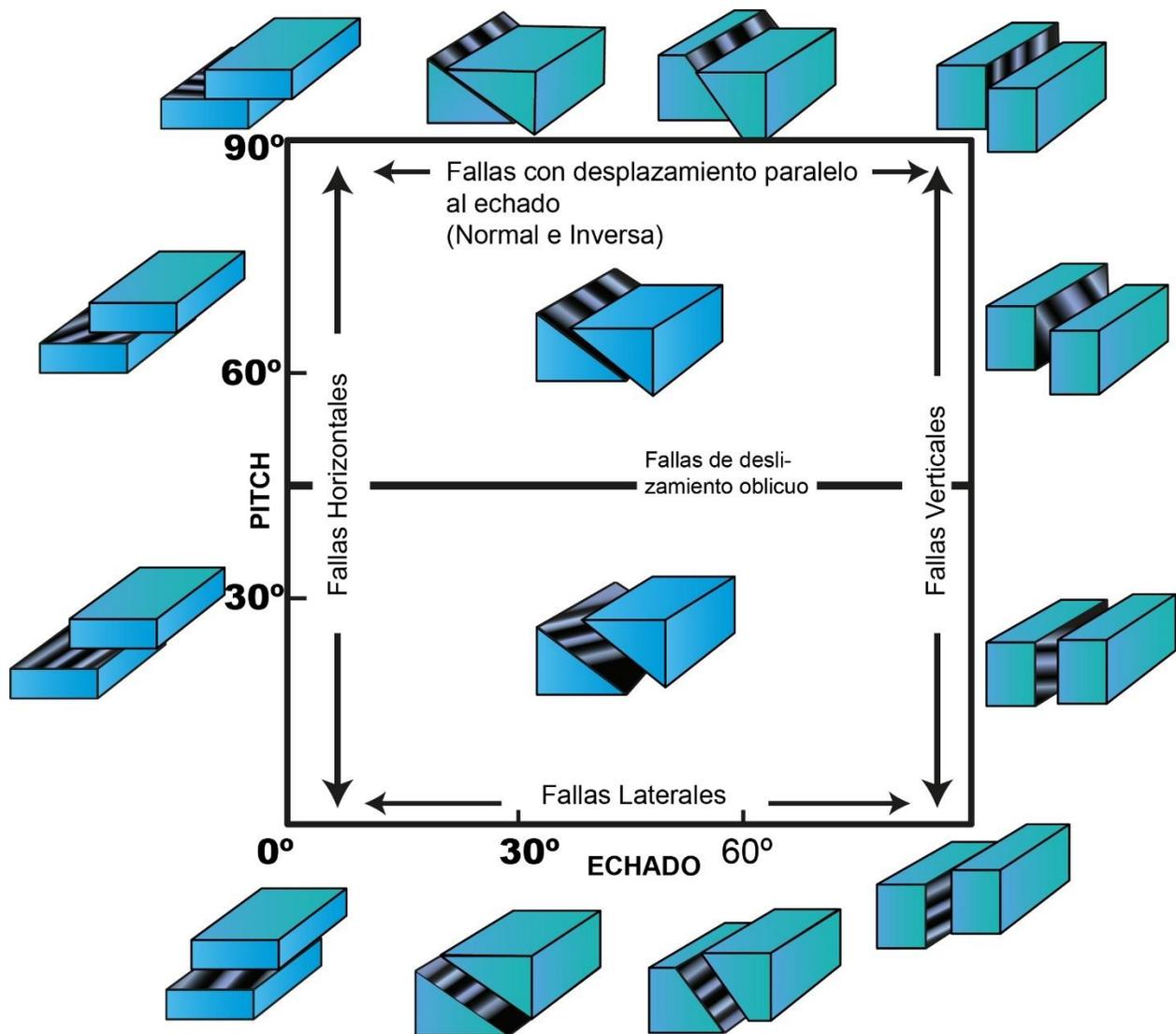


Figura 2.33. Clasificación de fallas con base en el echado y el pitch. Modificado de *Structural Geology* (p.156)

H. Fossen, 2010.

2.13. Actitud de líneas y fallas

La actitud o disposición espacial de una falla se describe mediante el rumbo y el echado, ambos términos refieren a la relación angular y de orientación entre dos líneas contenidas en el plano de falla.

2.13.1. Rumbo

Es un término utilizado para orientar planos. Corresponde con el ángulo que forma una línea horizontal contenida en el plano y una línea paralela al norte o sur geográficos. En la figura 2.34 el rumbo se aprecia como una línea de color verde.

2.13.2. Echado

El echado de un plano es el ángulo que forma la línea de máxima pendiente (L.M.P) del plano de falla con un plano horizontal, el echado siempre es perpendicular a la línea de rumbo.

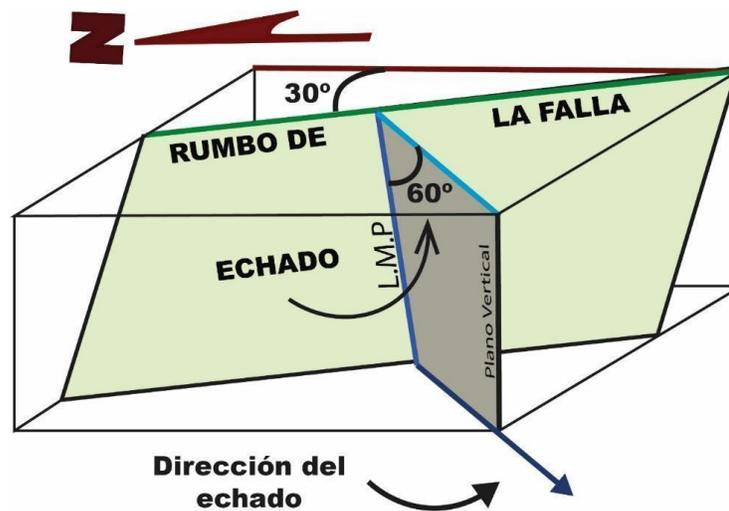


Figura 2.34. Plano de falla con un rumbo N30°W y un echado de 60° hacia el SW. Modificado de *GEOLOGÍA ESTRUCTURAL métodos modernos* (p.9), R. Padilla, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

2.13.3. Actitud de una línea contenida en un plano de falla

La actitud de una línea está determinada mediante su inclinación (plunge), pitch y Tendencia como se ejemplifica en la figura 2.35.

1. Pitch: Es el ángulo entre el rumbo de la superficie de deslizamiento y las estrías o lineaciones presentes en el plano de falla.
2. Plunge: Es la inclinación de una línea a partir de una línea horizontal imaginaria medida en un plano vertical.
3. Tendencia: Es la relación angular entre una línea y el Norte geográfico, si la línea se encuentra inclinada la tendencia es el ángulo entre la proyección de esa línea en un plano horizontal y el Norte geográfico.

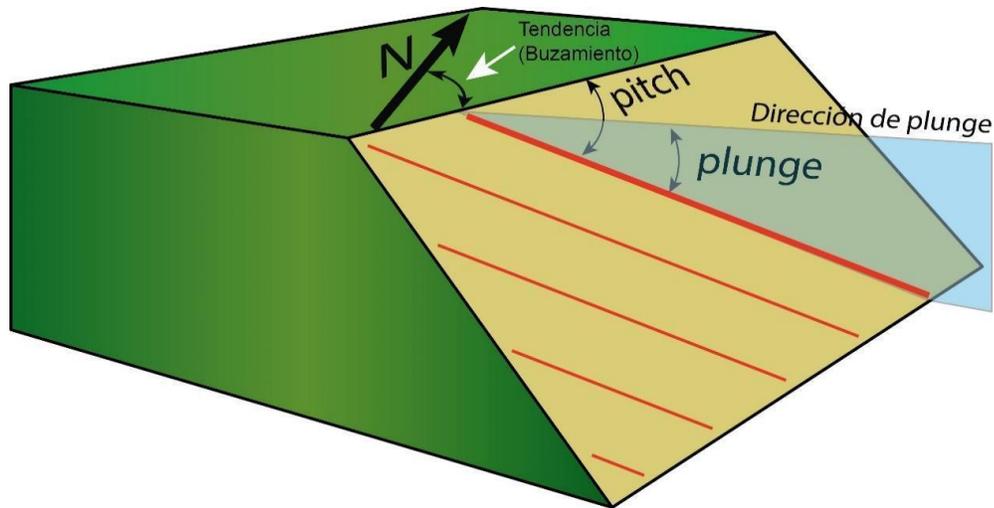


Figura 2.35. Actitud de líneas sobre un plano. Modificado de *The techniques of structural geology*. (p.106)

J. Ramsay, 2012.

3. FRACTURAS SU ORIGEN Y CLASIFICACIÓN

Las fracturas son estructuras geológicas secundarias que se desarrollan debido a la deformación frágil de las rocas (rompimiento), esto implica el desarrollo de tres principales fenómenos: Propagación y crecimiento de fracturas de extensión, desarrollo de fracturas de cizalla y deslizamiento por fricción (Van der Plujim y Marshak, 2004).

Las fracturas en las rocas son un tema de interés para una amplia gama de campos científicos, incluyendo la geología estructural, la mecánica de rocas y la física de rocas, entre otras.

La mecánica de rocas se centra en el estudio teórico y experimental de la respuesta deformacional de las rocas ante diferentes condiciones de carga con la principal finalidad de establecer modelos que permitan predecir su comportamiento ante la acción de fuerzas internas y externas que actúan sobre los diversos materiales de roca (González de Vallejo et al., 2004; Gudmundsson, 2011). En cuanto a la física de rocas, su principal interés se centra en los procesos físicos que controlan la deformación, particularmente la interacción de las características físicas inherentes a la roca con las condiciones termodinámicas del entorno, y cómo intervienen en la generación de fracturas. La integración de los alcances y conocimientos de estas áreas de investigación han permitido establecer una comprensión sólida de cómo se forman las fracturas y cómo se propagan bajo diferentes condiciones de carga considerando los múltiples y diversos factores involucrados, tanto intrínsecos como extrínsecos a los materiales rocosos (Davis et al., 2012).

3.1. Mecanismos de deformación frágil

El desarrollo de fracturas implica la acción de mecanismos de deformación como los que se indican en la tabla 3.1 y que corresponden principalmente con: microfracturamiento (ruptura por cizalla y fracturamiento por tensión), deslizamiento por fricción y cataclasis (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

Tabla 3.1 *Mecanismos de deformación frágil*

Mecanismo de deformación	Descripción
Flujo cataclástico	Desplazamiento o flujo macroscópico que ocurre en una banda de ancho finito y es consecuencia del fracturamiento granular y el deslizamiento por fricción de los granos o cristales que componen la roca
Deslizamiento friccional	Deslizamiento sobre una superficie de fractura preexistente, sin que haya deformación plástica significativa.
Ruptura por cizalla	Inicio de una fractura de cizalla macroscópica mediante el crecimiento y vinculación de microfracturas.
Fracturamiento por tensión	Desarrollo y propagación de fracturas de tensión

De acuerdo con los resultados de deformación experimental los mecanismos que controlan la deformación frágil se desarrollan en condiciones de baja temperatura y esfuerzos diferenciales de gran magnitud (Figura 3.1). En la naturaleza los mecanismos de deformación frágil pueden surgir como respuesta a los esfuerzos de origen térmico, gravitacional o tectónico (Davis et al.,2012).

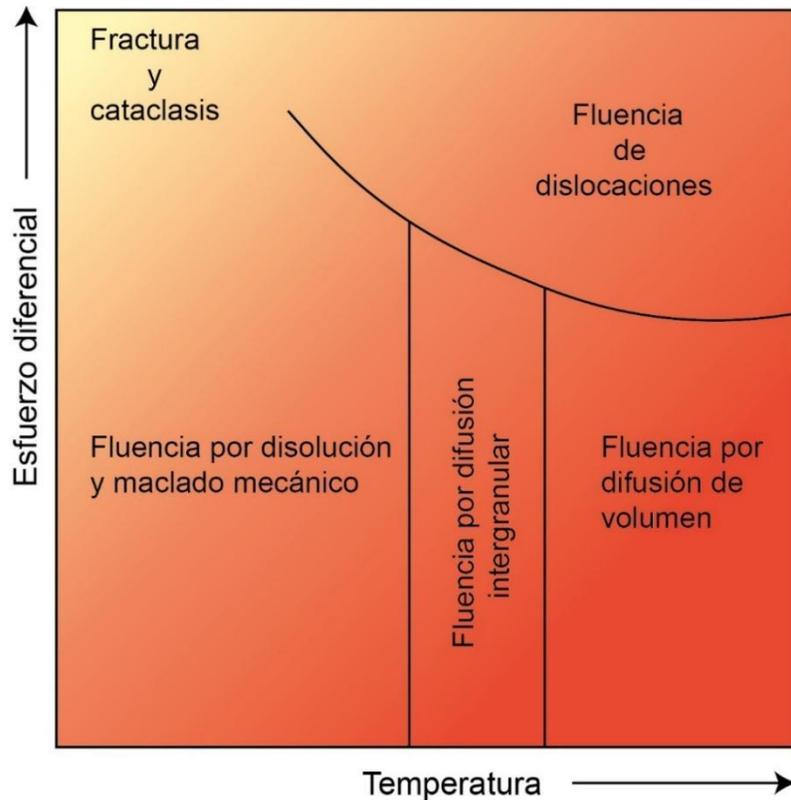


Figura 3.1. Mecanismos de deformación en un diagrama de esfuerzo diferencial y temperatura. Tomado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 158), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

3.1.1. Microfracturamiento

Las microfracturas ocurren por la ruptura de enlaces en las redes cristalinas de las especies minerales que conforman la roca, la mayoría de las microfracturas se producen por la acumulación de esfuerzos en imperfecciones o impurezas en la

estructura cristalina de las especies minerales, estos sitios se convierten en puntos de concentración de esfuerzos y pueden ser límites de grano, inclusiones, poros, maclas, dislocaciones o microfracturas previas (Davis et al.,2012).

Algunas microfracturas se forman debido al desarrollo de esfuerzos de origen térmico dentro de las especies minerales de una roca, este tipo de esfuerzos se originan por la expansión y/o contracción volumétrica de los minerales al experimentar variaciones en la temperatura (calentamiento o enfriamiento). Las variaciones térmicas pueden tener diversos orígenes, por ejemplo, el emplazamiento de un cuerpo magmático a la cercanía o la liberación de carga litoestática por exhumación o procesos de erosión y exhumación (Davis et al., 2012).

En una roca se pueden presentar microfracturas de diferentes tipos, intragranulares, intergranulares y transgranulares. La presencia de diversos tipos de microfracturas está controlada por la composición mineralógica, la textura, presencia de microestructuras previas y por las orientaciones cristalográficas de los minerales que la conforman. Las fracturas que se pueden visualizar fácilmente en una muestra de mano, o en un afloramiento generalmente se forman por la unión de numerosas microfracturas en lugar de la propagación continua de una sola fractura (Davis et al., 2012).

3.1.1.1. Tipos de microfracturas

Las microfracturas se subdividen en tres principales tipos: intragranulares, intergranular y transgranular (Figura 3.2).

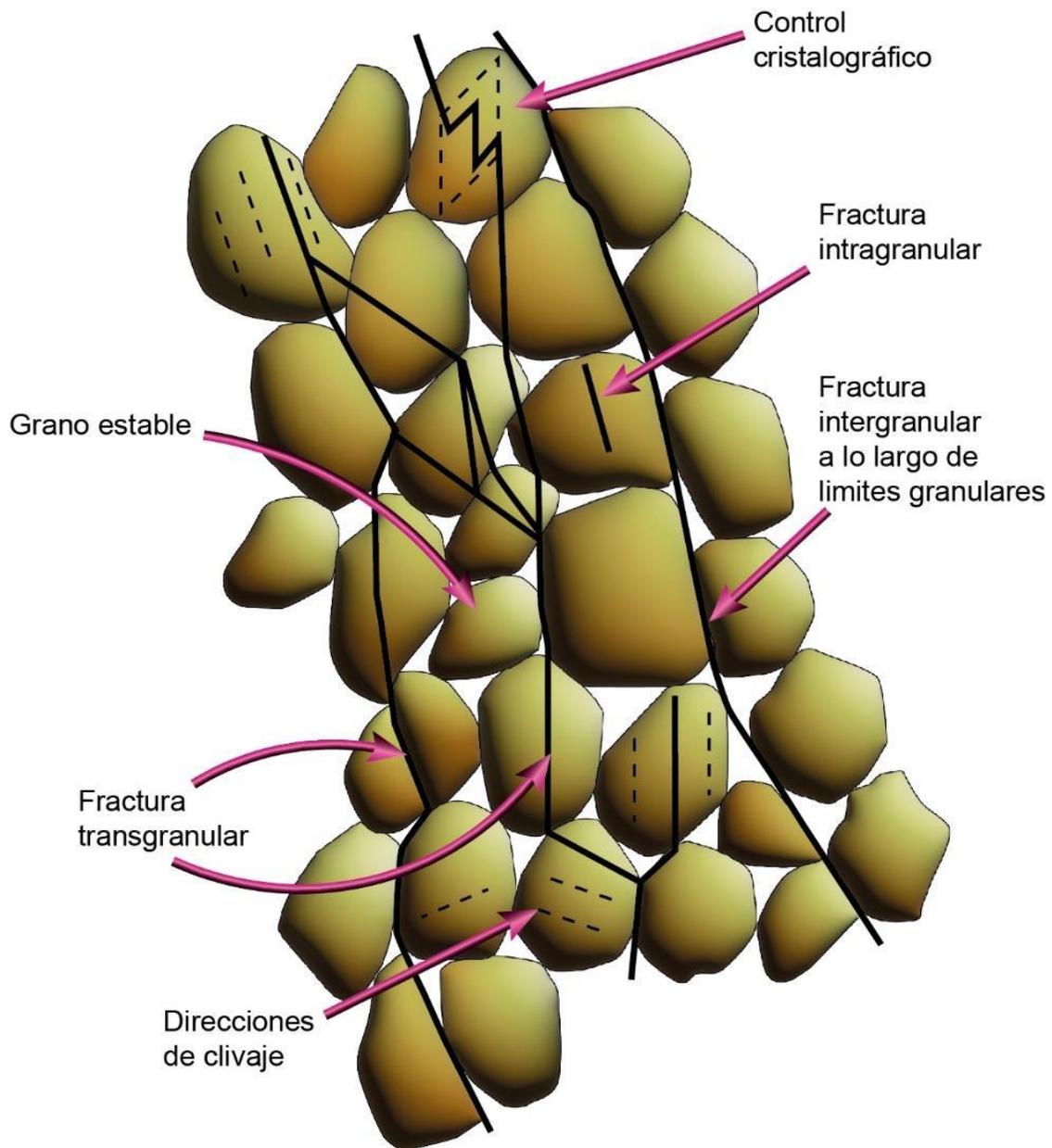


Figura 3.2. Tipos de microfracturas. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 159), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

3.1.1.1.1. Microfracturas intragranulares

Son aquellas que ocurren dentro de un solo grano, comúnmente se forman a lo largo de direcciones preferenciales como planos de cruceo (clivaje).

3.1.1.1.2. Microfracturas intergranulares

Son aquellas que se abren paso por los límites de granos, es decir, se propagan alrededor de los granos en lugar de a través de ellos. La ocurrencia de este tipo de fracturas indica que los límites entre los granos requieren menor energía para fracturarse. Este tipo de microfracturas son comunes en rocas con grano fino ya que energéticamente resulta más plausible su propagación en comparación con rocas de grano grueso en donde la propagación requiere de mayor energía (Davis et al., 2012).

3.1.1.1.3. Microfracturas transgranulares

Son aquellas que atraviesan granos adyacentes y sus límites mutuos, el desarrollo de este tipo de microfracturas se ve favorecido por límites entre granos fuertes y orientaciones de clivaje similares entre los granos vecinos.

3.1.2. Deslizamiento por fricción

La rugosidad de los bloques separados por una fractura de cizalla provoca que la superficie de contacto entre ambas no sea uniforme, por lo que el contacto entre ambos bloques ocurre a través de asperezas (Figura 3.3). Para que el deslizamiento ocurra las asperezas deben romperse o abrirse camino sobre la superficie opuesta, la fuerza que se opone al deslizamiento es denominada resistencia al deslizamiento por fricción y su magnitud depende de la fuerza normal y la superficie real de contacto (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

Cuando la resistencia al deslizamiento por fricción ha sido superada por la magnitud del esfuerzo de cizalla ocurre un deslizamiento. En rocas porosas y relativamente consolidadas, el deslizamiento por fricción permite el reacomodo de los componentes

granulares a lo largo de sus límites, así como una redistribución de los esfuerzos y el desarrollo de disgregaciones (Fossen, 2010).

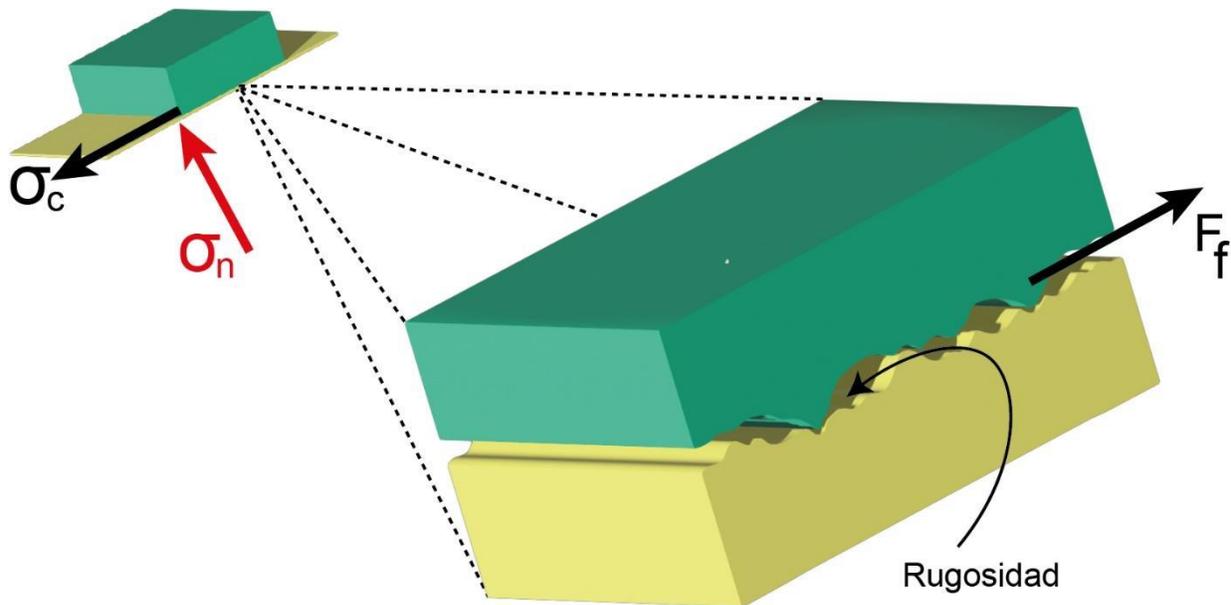


Figura 3.3. Deslizamiento por fricción. Modificado de *Earth Structure* (p.132), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

3.1.3. Cataclasis

Es un proceso en el que las rocas se fragmentan y reducen progresivamente su tamaño a lo largo de los planos de fracturas de cizalla y fallas. Esta fragmentación es provocada por el deslizamiento de los bloques separados y se caracteriza por la presencia de fragmentos de roca de diversos tamaños dispuestos en una masa (matriz) de granos de menor tamaño (Figura 3.4). El agregado de fragmentos triturados puede desplazarse y rotarse entre sí a través de los contactos intergranulares o a lo largo de las superficies de fractura nuevas, producidas por la progresiva fragmentación (Davis et al., 2012).

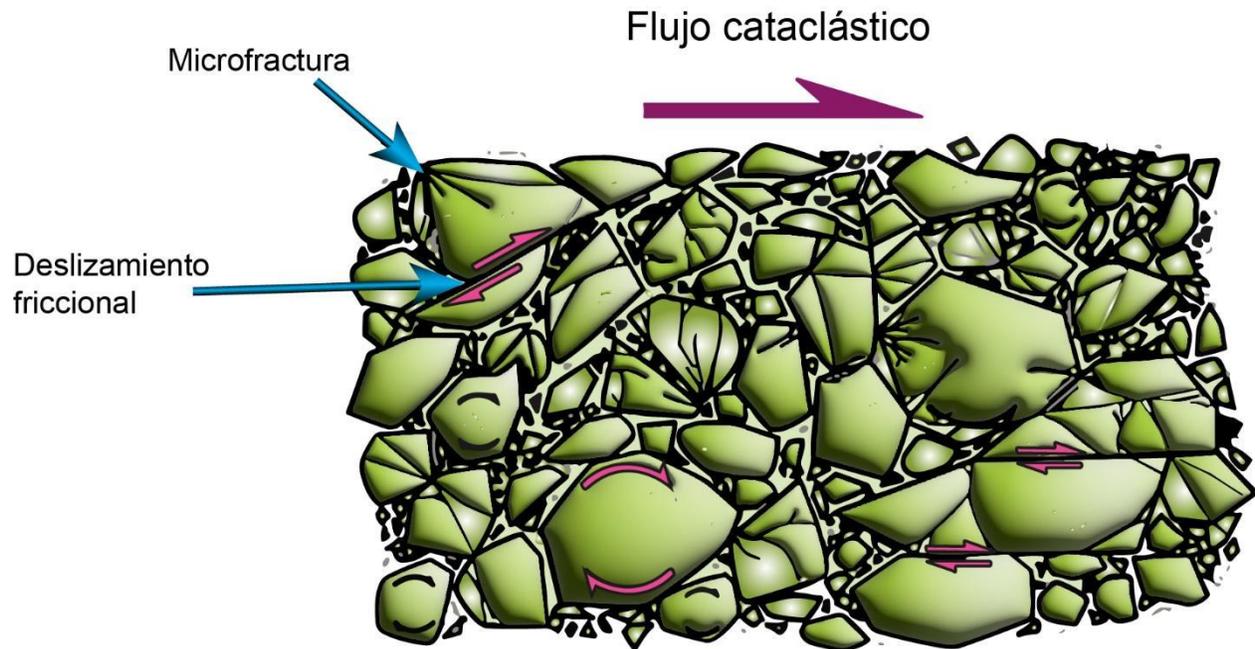


Figura 3.4. Cataclasis. Modificado de *Structural Geology* (p. 120), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

3.2. Principales pruebas de deformación frágil

El estudio de la deformabilidad y la resistencia de las rocas se ha llevado a cabo mediante diversas pruebas experimentales que son importantes para establecer criterios, modelos y teorías de deformación de las rocas. En la tabla 3.2 se muestran algunos de los principales ensayos usados por diversos investigadores para comprender el origen de las fracturas.

Tabla 3.2 Ensayos de laboratorio de resistencia y deformabilidad

ENSAYOS DE LABORATORIO DE RESISTENCIA Y DEFORMABILIDAD		
Ensayos		Parámetros que se obtienen
Resistencia	Compresión simple	Resistencia a la compresión simple (σ_c)
	Compresión triaxial	Cohesión (C_0), ángulo de fricción interna (Φ)
	Tracción directa	Resistencia a la Tracción
	Tracción indirecta	(T_0)
Deformabilidad	Compresión simple	Módulos de deformación elástica: Módulo de Young (E), Coeficiente de poisson (ν)

Tabla Modificada *Ingeniería Geológica* (p.165), por L. González de Vallejo, M. Ferrer, L. Ortuño y C. Oteo. 2004, Pearson Prentice Hall.

3.2.1. Pruebas de tensión

3.2.1.1. Ensayo de tensión directa

Se le aplica una fuerza de tracción a una muestra de roca cilíndrica en la dirección de su longitud mayor (Figura 3.5). La fuerza es aplicada gradualmente hasta conseguir su rotura. Para sujetar la muestra y aplicar la fuerza, los extremos del cilindro se pegan con resinas adherentes dos cabezales sobre los que se efectúa la tensión. También es posible modificar la forma de la muestra con ensanchamientos en sus extremos para poder aplicar la fuerza de tensión. La longitud de la muestra debe ser entre 2.5 y 3 veces mayor que su diámetro, y este último no debe ser menor a 54 mm (González de Vallejo et al., 2004).

3.2.1.2. Ensayo de tensión indirecta

Una muestra en forma de disco o cilindro es colocada entre dos placas horizontales a través de las cuales se aplica fuerza de compresión vertical y una fuerza de tensión horizontal constante (Figura 3.5). La fuerza de compresión no debe ser mayor a 3 veces la fuerza de tensión. La compresión se aplica gradualmente hasta que la roca se rompe (González de Vallejo et al., 2004).

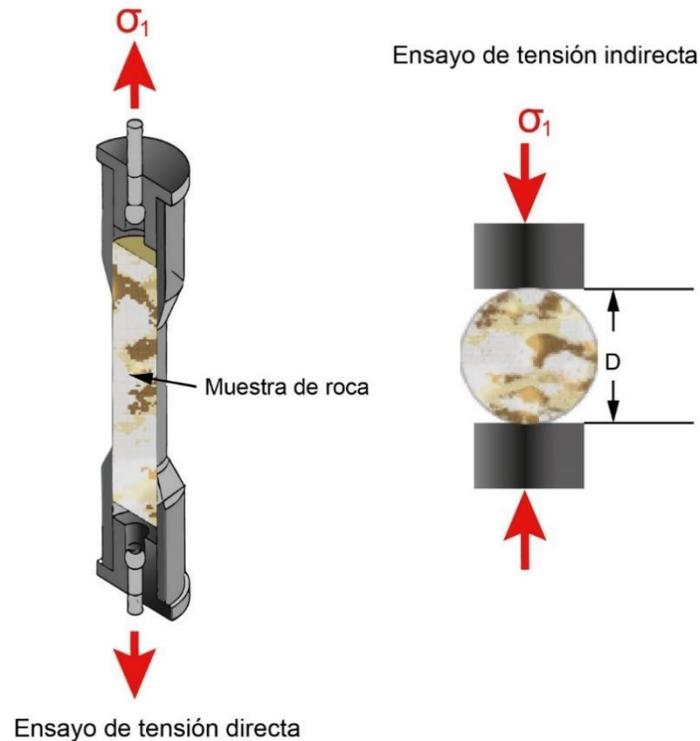


Figura 3.5. Prueba de tensión directa e indirecta. Modificado de *Ingeniería Geológica* (p.174), por L. González de Vallejo, M. Ferrer, L. Ortuño y C. Oteo. 2004, Pearson Prentice Hall.

3.2.1.3. Fracturamiento hidráulico

Es una prueba insitu que se lleva a cabo en pozos de perforación, consiste en inyectar fluido en una sección del pozo con la finalidad de incrementar la presión en la pared del pozo (roca) hasta que esta se fracture. Una vez que se logra la ruptura nuevamente se aumenta la presión del fluido hasta reabrir la fractura recién formada. La diferencia entre los valores de presión necesarios para generar las rupturas es la resistencia a la tensión insitu de la roca (Figura 3.6, Gudmundsson, 2011).

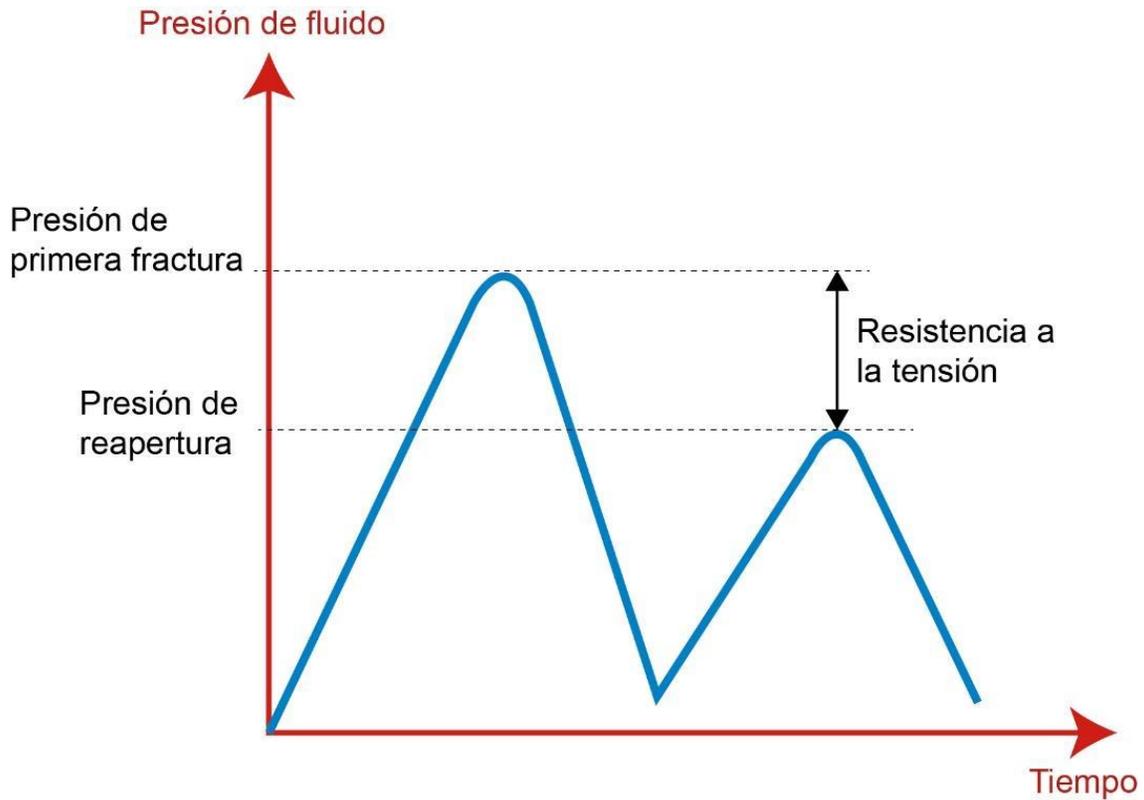


Figura 3.6. Gráfico representativo de la resistencia a la tensión en una prueba de hidrofracturamiento insitu. Modificado de *Rock Fractures in Geological Processes* (p. 191), por A. Gudmundsson, 2011, Cambridge University Press.

La presión de los fluidos dentro de la roca puede provocar que haya una concentración de esfuerzos en las puntas de la fractura y eventualmente conducir a la propagación de fracturas. El hidrofracturamiento es un proceso que se desarrolla en episodios discretos o pulsos, inicia con el relleno del fluido y cesa con la disminución del volumen del fluido (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

3.2.2. Prueba de compresión triaxial

Consiste en someter un núcleo de roca cilíndrico y de base circular con una envolvente impermeable en una cámara de compresión confinante en la cual un émbolo

desplazable verticalmente ejerce compresión sobre la muestra hasta que esta se fracture o falle. La presión de confinamiento es ejercida a través de un fluido envolvente y su magnitud es controlada para los fines de estudio que se requieran (Figura 3.7). En este tipo de prueba además de la presión de confinamiento y el esfuerzo de compresión, también se puede modificar la temperatura de la muestra y el contenido de fluidos.

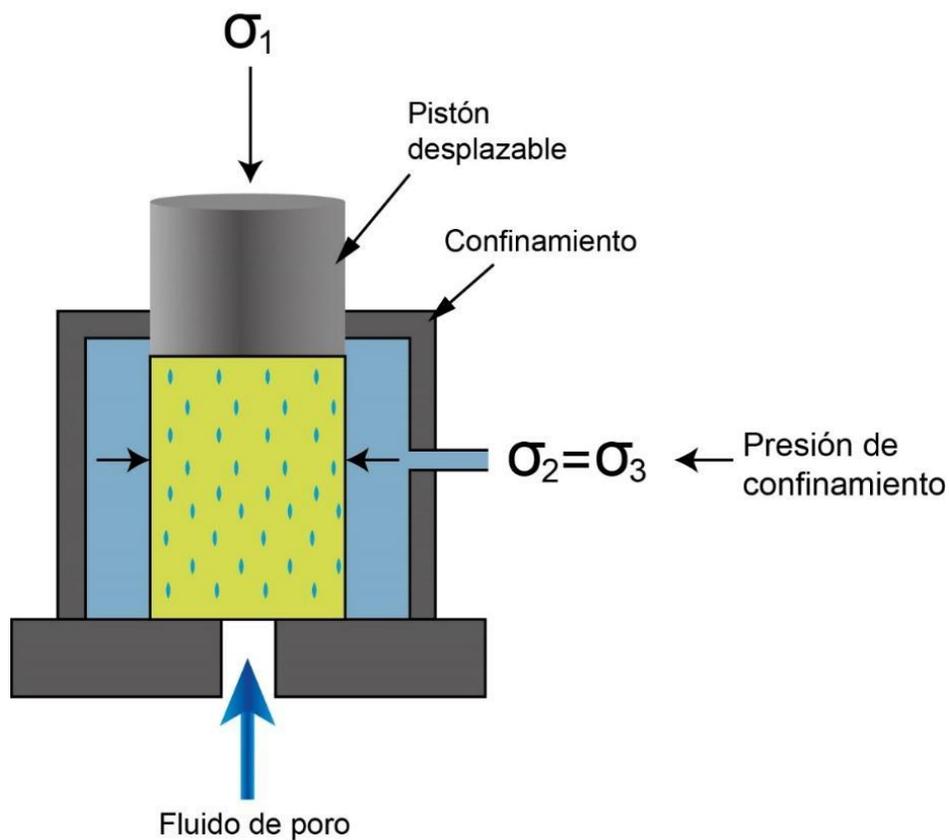


Figura 3.7. Compresión triaxial. Modificado de *Earth Structure* (p.122), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

3.2.3. Prueba de compresión uniaxial

En esta prueba la muestra de roca se somete a un esfuerzo de compresión axial vertical sin confinamiento lo que implica que el esfuerzo medio y menor son iguales a cero (Figura 3.8). En esta prueba la magnitud del esfuerzo y la velocidad de aplicación puede ser controlada. La prueba también es conocida como ensayo de compresión simple y se utiliza para determinar la resistencia a la compresión simple y sus constantes elásticas como el módulo de Young o coeficiente de Poisson (González de Vallejo, 2004).

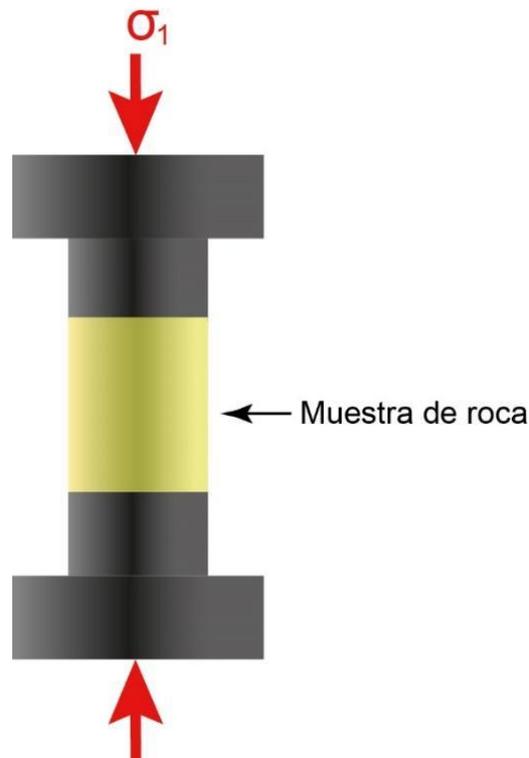


Figura 3.8. Ensayo de compresión simple. Modificado de *Ingeniería Geológica* (p.165), por L. González de Vallejo, M. Ferrer, L. Ortuño y C. Oteo. 2004, Pearson Prentice Hall.

3.3. Generación de fracturas en ensayos de compresión

La curva esfuerzo-deformación de la figura 3.9 es una generalización del comportamiento de las rocas en pruebas de compresión, con base en los resultados representados en esta esquematización, Gudmundsson (2011) explica la secuencia de deformación de una roca en cuatro principales puntos, los cuales se describen a continuación:

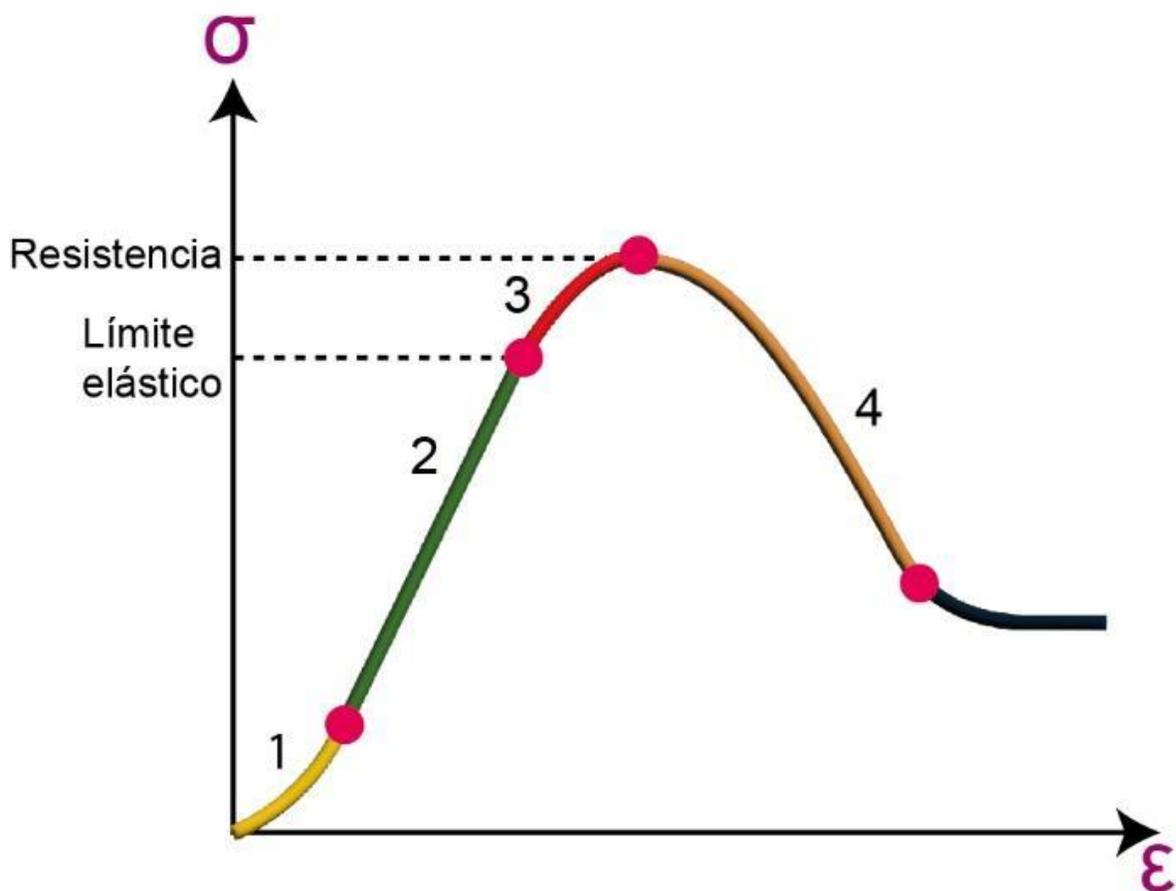


Figura 3.9. Gráfico representativo de la resistencia a la compresión. Modificado de *Rock Fractures in Geological Processes* (p. 134), por A. Gudmundsson, 2011, Cambridge University Press.

1. Durante la primera etapa de deformación los poros y microfracturas preexistentes en la muestra se cierran debido a la compresión aplicada. Este proceso de cierre ocurre

con mayor facilidad en fracturas que están orientadas con ángulos pronunciados con respecto a la dirección del esfuerzo de compresión máximo. La reducción de porosidad y permeabilidad durante esta etapa genera una curva ascendente en la gráfica de esfuerzo deformación, lo que refleja un comportamiento no lineal del material. La generación de este tipo de curva ocurre principalmente en rocas porosas.

2. La segunda parte de la curva σ - ϵ muestra que hay una relación aproximadamente lineal entre el esfuerzo y la deformación. Durante esta etapa predomina la deformación elástica de la roca, aunque también pueden generarse algunos deslizamientos de las fracturas preexistentes y algunas microfracturas nuevas, es decir, las deformaciones plásticas son mínimas.

3. Durante esta etapa la curva deja de ser lineal lo que implica el desarrollo de deformaciones permanentes en la roca, esto ocurre principalmente por la formación de microfracturas con una dirección preferencial paralela al esfuerzo de compresión máximo, durante esta etapa de deformación las microfracturas nuevas crecen y se distribuyen progresivamente por toda la muestra sin llegar a vincularse entre sí, este proceso comúnmente ocurre cuando se alcanza aproximadamente entre el 40%-50% del esfuerzo máximo o sea la resistencia a la compresión.

En la cercanía al esfuerzo máximo ocurre un rápido aumento de las microfracturas lo que repercute en un aumento del volumen de la muestra. En este segmento de la curva cercano al esfuerzo máximo, las microfracturas ya no se distribuyen por toda la muestra si no que se concentran en zonas de alta tensión las cuales eventualmente se convierten en fracturas macroscópicas y fallas potenciales (Figura 3.10).

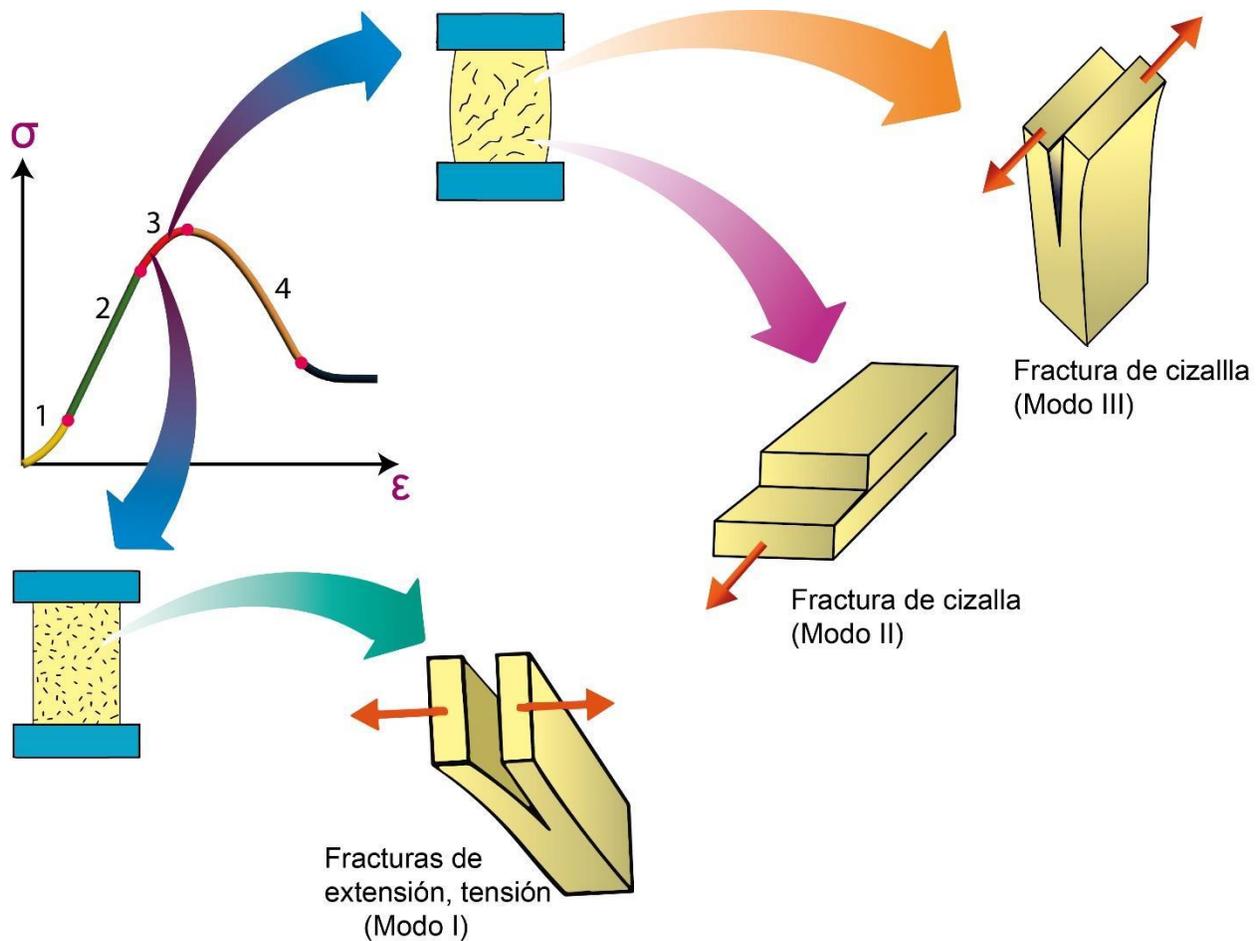


Figura 3.10. Formación y coalescencia de fracturas durante una prueba de compresión.

4. En esta etapa las microfracturas de extensión y/o de cizalla que se formaron antes de alcanzar el esfuerzo máximo, se vinculan formando fracturas de mayor tamaño. Eventualmente las fracturas al ir creciendo comienzan a desarrollar desplazamientos que se incrementan cada vez más. La ocurrencia de los desplazamientos en las fracturas indica que la muestra ha superado su resistencia máxima a la compresión y ocurre sólo si se supera la resistencia de fricción a lo largo de los planos de fractura. Por lo tanto, esta porción donde la curva se vuelve decreciente después del punto máximo indica el inicio del desarrollo de una o más fallas macroscópicas que

eventualmente separan la muestra en dos bloques que se deslizan entre sí (Figura 3.11). Durante este proceso también se pueden formar algunas fracturas secundarias.

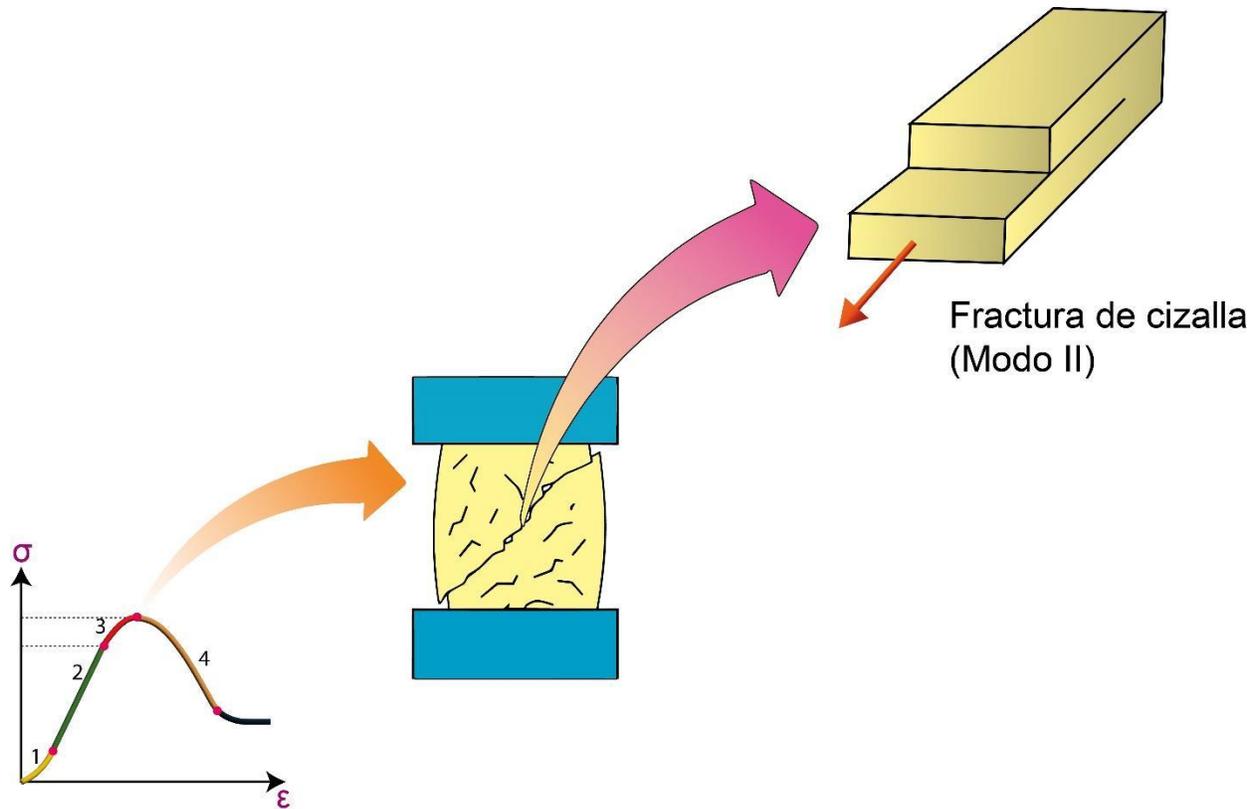


Figura 3.11. Ruptura y formación de una fractura de cizalla durante una prueba de compresión.

Al final del proceso de fallamiento la carga tiende a caer a un valor constante denominado resistencia residual, la cual es igual a la resistencia a la fricción de los bloques desplazados.

3.4. Criterios de fracturamiento

Esencialmente, existen dos tipos de fracturas en las rocas: las producidas por esfuerzos tensionales y las producidas por esfuerzos de cizalla (Martínez, 2002)

Los criterios de fracturamiento son modelos teóricos-experimentales utilizados para predecir cuándo y cómo ocurrirá una fractura. A continuación, se presenta una descripción general de las características principales de algunos criterios.

3.4.1. Fracturamiento por tensión (Teoría de Griffith)

Es el proceso por el cual una fractura de extensión se propaga debido a la acción de esfuerzos de tensión. Los criterios de fracturamiento por tensión se basan en la premisa de que las fracturas crecen a partir de anisotropías e imperfecciones preexistentes en la roca mediante la acumulación y concentración de esfuerzos (Van der Plujim y Marshak, 2004).

El criterio de fracturamiento de Alan Arnold Griffith se basa en un sistema termodinámico en el que considera los cambios de energía durante el proceso de propagación de una fractura de extensión. A grandes rasgos explica que el esfuerzo necesario para iniciar la propagación de una fractura depende de las características de las microfracturas preexistentes, tales como su elipticidad, longitud, forma y orientación de una grieta preexistente; además de las propiedades intrínsecas del material y la magnitud del esfuerzo de tensión remota (Van der Plujim y Marshak, 2004).

El criterio de fractura de Griffith expresa una relación no lineal entre los esfuerzos normal y de cizalla que actúan para producir una fractura (Figura 3.12).

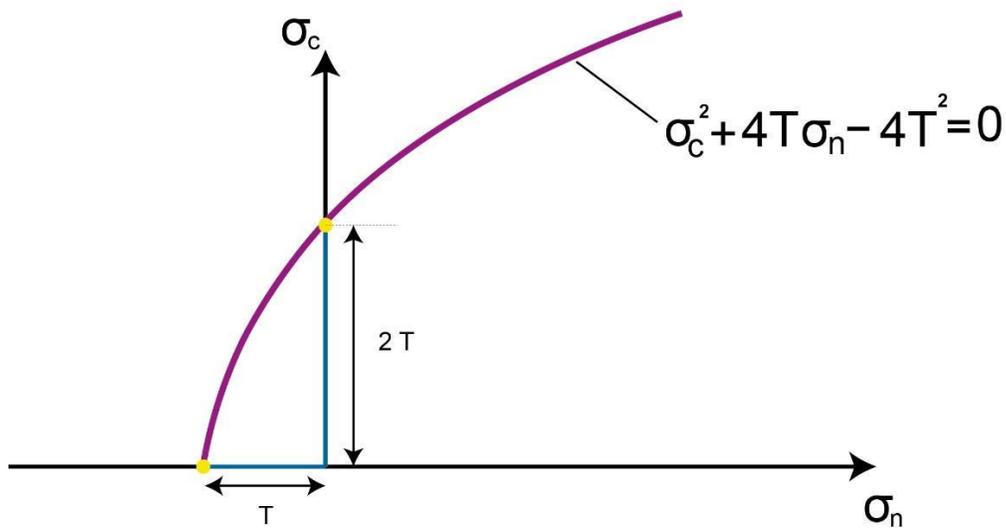


Figura 3.12. Gráfico representativo del criterio de Griffith. Modificado de Geología Estructural y Dinámica Global (116), por J. Martínez, 2002, Universidad de Salamanca.

Las concentraciones de los esfuerzos ocurren en las puntas de las microfisuras lo que conduce a que su valor se incremente y supere la resistencia de la roca, lo que propicia que las fisuras de tensión se propaguen y se conviertan en fisuras más grandes incluso si el esfuerzo de acción remota tiene una magnitud menor al valor teórico estimado necesario para superar su resistencia a la tensión (Van der Pluijm y Marshak, 2004). De acuerdo con el modelo de Griffith las microfisuras orientadas favorablemente con respecto al campo de esfuerzo externo se propagan y se conectan para formar una fisura de mayor longitud (Figura 3.13)

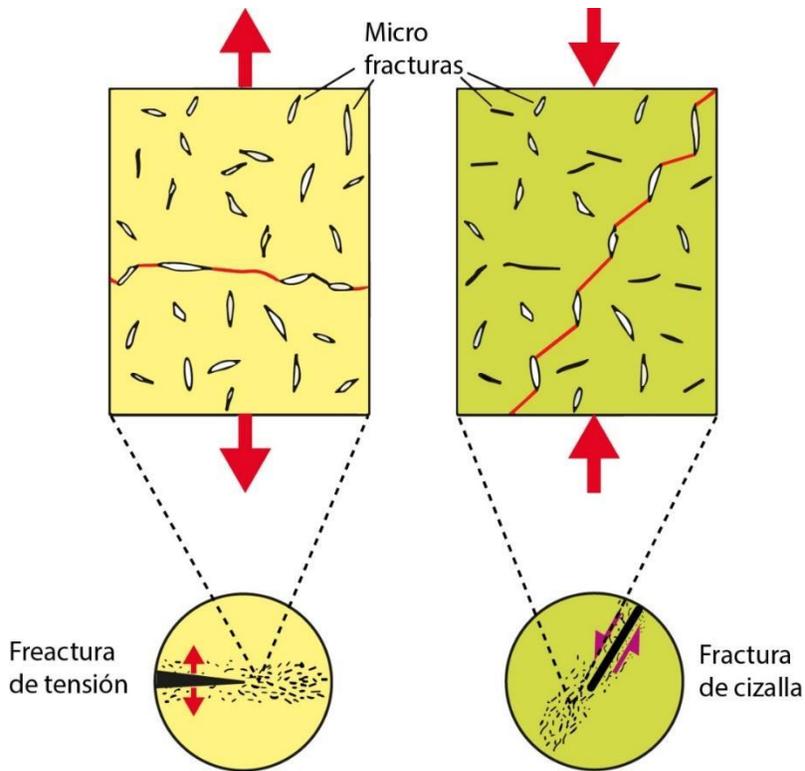


Figura 3.13. Dirección preferencial de propagación de fracturas. Modificado de *Structural Geology* (p.131), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

3.4.2. Fracturamiento por Cizalla

Los criterios de ruptura por cizallamiento son modelos que describen el estado de esfuerzo en el que se forman fracturas de cizalla y la posible falla (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

3.4.2.1. Criterio de Coulomb

Mediante pruebas de compresión Charles Augustin de Coulomb a finales del siglo XVII estableció un criterio empírico con el que se puede predecir el estado de esfuerzo en el que una roca alcanza un esfuerzo diferencial crítico capaz de provocar que la roca falle.

El criterio de fractura de Coulomb establece una relación lineal entre el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal que actúan en un potencial plano de deslizamiento. Este criterio se representa como una línea recta en el espacio de Mohr (σ_c vs σ_n) e involucra una constante de proporcionalidad denominada coeficiente de fricción interna y una constante que representa la cohesión de la roca, esta última constante es la resistencia cohesiva y es igual al esfuerzo de cizalla crítico en un plano cuyo esfuerzo normal es nulo.

El esfuerzo de cizalla necesario para provocar la formación de una fractura de cizalla (esfuerzo de cizalla crítico) es directamente proporcional al esfuerzo normal y al coeficiente de fricción interna de la roca (Van der Plujim y Marshak, 2004).

Para un mismo tipo de roca que es sometida a pruebas iterativas de compresión triaxial, pero con una presión de confinamiento mayor en cada ensayo, se observa que el esfuerzo diferencial necesario para que se formen fracturas de cizalla incrementa. En el diagrama de Mohr esto se representa como círculos que incrementan su diámetro de izquierda a derecha (Figura 3.14). La línea tangente a todos los círculos es la representación gráfica del criterio de fracturamiento de Coulomb; cada punto que conforma esta recta representa el estado de esfuerzo crítico para todos los planos potenciales en los que la roca falla (Van der Plujim y Marshak, 2004).

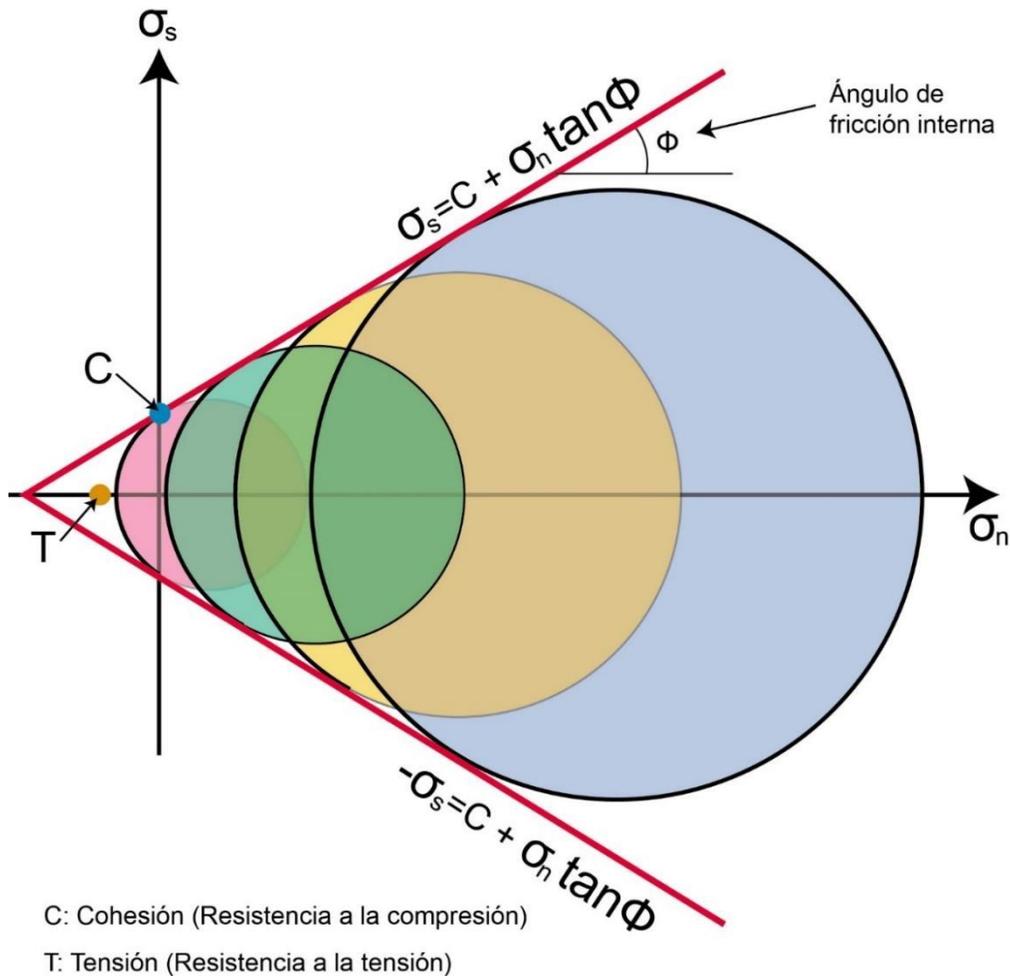


Figura 3.14. Criterio de fractura de Coulomb. Modificado de *Structural Geology* (p.127), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

3.4.2.2. Criterio de Mohr

Otto Mohr amplió los estudios sobre criterios de fractura por cizallamiento, descubrió que la relación de Coulomb es válida sólo para ciertos rangos de presiones de confinamiento. Encontró que la relación entre el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal no es lineal y, que para ciertos valores de confinamiento la representación gráfica del criterio de falla adoptaba una geometría similar a un segmento de parábola (Figura 3.15., Van der Plujim y Marshak, 2004).

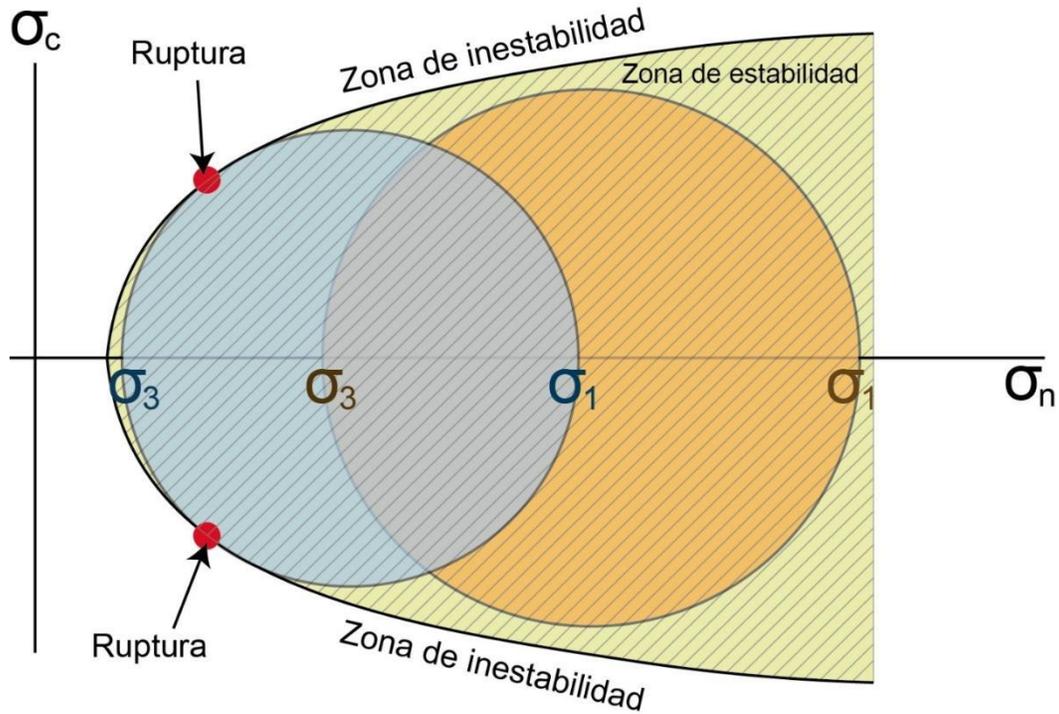


Figura 3.15. Criterio de fracturamiento de Mohr. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.118), R. Padilla y Sánchez, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Mohr se dio cuenta de que, bajo presiones de confinamiento reducidas, la curva que muestra el estado de tensión en el instante previo a la falla adquiere una inclinación más acentuada, mientras que, bajo presiones de confinamiento elevadas, esta misma curva presenta una inclinación suave (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

3.5. Propiedades intrínsecas que favorecen el desarrollo de fracturas

3.5.1. Composición

La cantidad de minerales frágiles en una roca influye en la cantidad de fracturas que se pueden formar en ella. Las rocas que contienen un alto porcentaje de minerales frágiles y de grano fino, tienden a desarrollar mayor número de fracturas y con una mayor

proximidad entre ellas en comparación con rocas que tengan un menor porcentaje de minerales frágiles (González y Martínez, s.f).

3.5.2. Diagénesis

Los procesos físicos, químicos y biológicos inherentes a la litificación de rocas sedimentarias tienen un impacto significativo en su competencia mecánica y su susceptibilidad a ser deformadas de manera frágil ante determinados estados de esfuerzo.

3.5.2.1. Compactación

Las rocas que son más compactas presentan mayor número de superficies de contacto entre sus componentes minerales lo que influye en una mejor propagación de los esfuerzos a través de estos contactos, esto puede propiciar que la roca se deforme de manera frágil ya que hay menos espacios intergranulares que favorezcan flujo granular y la deformación plástica (Fossen, 2010).

3.5.2.2. Cementación

Cuando la roca contiene una matriz de minerales con propiedades mecánicas frágiles y se aplican esfuerzos, se tiene un comportamiento más rígido y, por lo tanto, una mayor tendencia a fracturarse.

Las rocas porosas al deformarse pueden reducir su porosidad y aumentar su grado de cohesión mediante la disolución y precipitación de minerales; por ejemplo, en bandas de deformación por flujo cataclástico, el cuarzo llega a disolverse y al precipitarse se

convierte en un cementante que incrementa la rigidez y favorece la generación de nuevas fracturas (Fossen, 2010).

3.5.3. Porosidad

Las rocas porosas tienden a deformarse de diferente manera que las que son menos porosas. En las rocas con un menor porcentaje de porosidad, las fracturas tienden a desarrollarse en mayor número, y con una mayor cercanía entre ellas, en comparación con rocas que tienen mayor porosidad, incluso bajo las mismas condiciones de esfuerzo. (González y Martínez, s.f).

3.6. Factores ambientales o extrínsecos que influyen en la génesis de fracturas

Los principales factores que determinan la acción de los mecanismos de deformación frágil son la composición y la naturaleza del material, así como las condiciones termodinámicas del entorno geológico circundante. Debido a que la litósfera es heterogénea en términos de composición y espesor, las condiciones de presión y temperatura asociadas con la profundidad varían significativamente, dependiendo del tipo de corteza y de los gradientes geotérmicos para una zona en específico.

3.6.1. Presión de confinamiento

La presión litostática tiene efectos significativos en el desarrollo de fracturas, la mayoría de ellas se forman en la corteza superior y a pocas profundidades, no obstante, algunas fracturas llegan a formarse a profundidades en donde las condiciones de presión y temperatura favorecen más la deformación dúctil que la deformación frágil.

Las fracturas que se desarrollan a altas presiones de confinamiento ocurren debido a que la presión de los fluidos intersticiales se incrementa por efectos de compactación.

La reducción de los espacios durante la compactación provoca que la presión del fluido aumente. El incremento de la profundidad a su vez provoca un incremento en la temperatura y la expansión térmica de algunos fluidos, esto adiciona un incremento en la presión intersticial y contribuye en el incremento de la presión de los fluidos en los poros alcanzando magnitudes que se aproximan o incluso superan la presión litostática favoreciendo el desarrollo de fracturas de tipo extensivas.

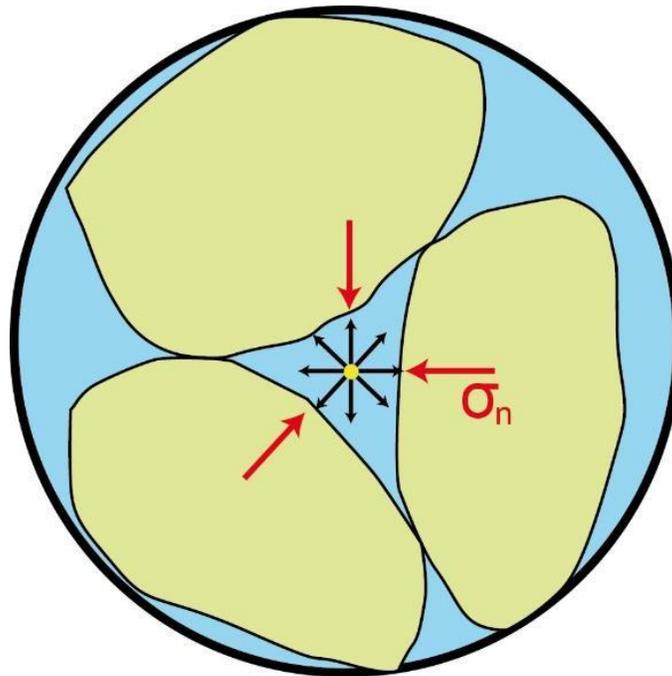
3.6.3. Temperatura

Las fracturas se forman con mayor facilidad a temperaturas bajas, el incremento de la temperatura favorece el desarrollo de mecanismos de deformación plástica mientras que la disminución de la temperatura provoca que la roca se vuelva más rígida lo que favorece la deformación frágil. No obstante, a profundidades donde la deformación plástica predomina, las temperaturas altas pueden provocar que los fluidos de las rocas se evaporen y la presión de poro se incremente, lo que puede favorecer el desarrollo de fracturas de tensión.

3.6.2. Presión de poro

Es la presión que ejerce un fluido almacenado en los poros de una roca, esta se opone a los esfuerzos de compresión en una roca. El contenido de fluidos en los poros de la roca puede provenir de su historia deposicional o puede ser de origen secundario por procesos tectónicos, magmáticos o metamórficos, aunque suele ser agua, en algunos lugares puede ser gas, petróleo, magma o soluciones acuosas con minerales disueltos (fluidos mineralizantes) (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

Los fluidos intersticiales ejercen una presión hidrostática en los granos de roca circundantes esta presión es contrarrestada por el esfuerzo normal que actúa para cada superficie de los granos (Figura 3.16).



$$\sigma_s = C + \mu(\sigma_n - P_f)$$

Figura 3.16. Presión de poro. Modificado de Geología Estructural y Dinámica Global (116), por J. Martínez, 2002, Universidad de Salamanca.

Esta diferencia entre los esfuerzos de compresión y la presión de los fluidos en los poros de una roca se denomina esfuerzo efectivo y fue propuesto por Terzaghi en 1923. El concepto de esfuerzo efectivo ha sido incorporado por investigadores en la mecánica del fracturamiento y ha contribuido en la comprensión de la presencia de fracturas de tensión en rocas deformadas dúctilmente a altas temperaturas (Martínez, 2002).

Los efectos de la presión de poro en la resistencia de una roca se pueden visualizar gráficamente como un desplazamiento hacia la izquierda del círculo de Mohr para un estado de esfuerzo compresivo, donde los respectivos valores de σ_1 y σ_3 se reducen en la misma magnitud (Figura 3.17). Esto indica que para un mismo estado de esfuerzo el aumento en la presión de poro ocasiona que la magnitud de los esfuerzos necesarios para que la roca falle o se fracture sean menores en comparación con una roca sin fluidos (Van der Plujim y Marshak, 2004).

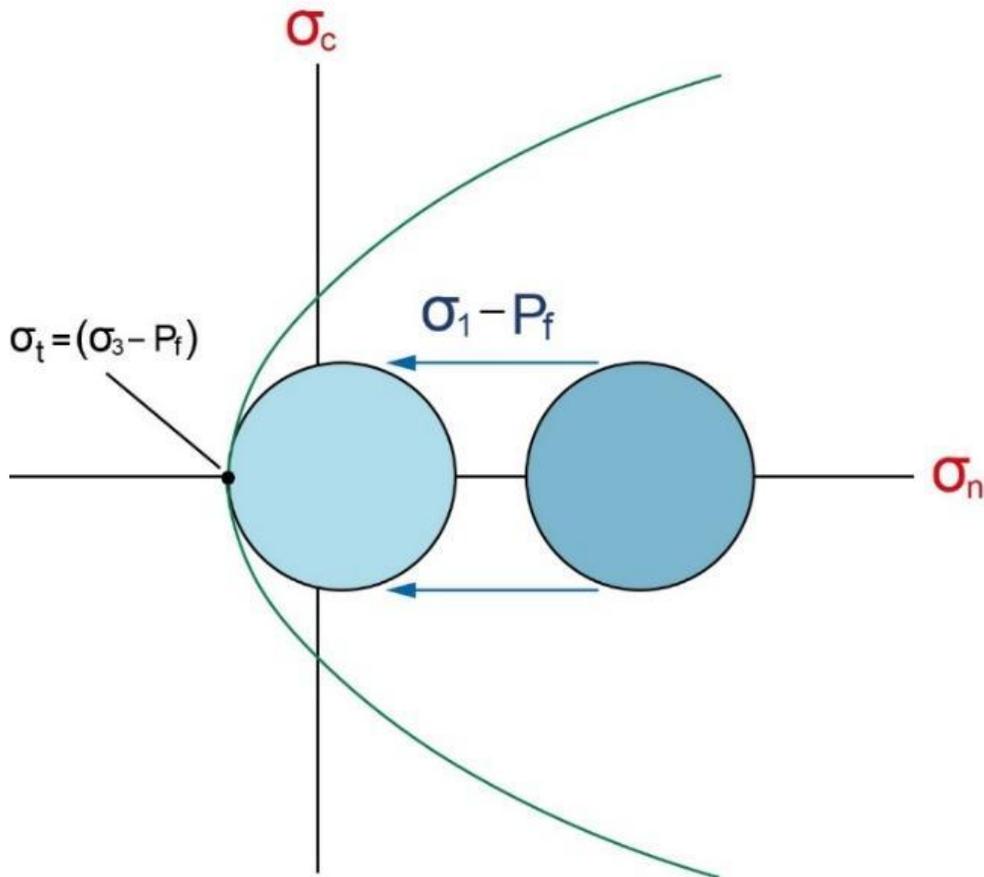


Figura 3.17. Diagrama representativo de la reducción de la resistencia de una roca por el incremento de la presión de poro. Modificado de *Earth Structure* (p.135), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004. W. Norton & Company, Inc.

La presión de poro tiene importantes implicaciones en el desarrollo de vetas y filones, durante el hidrofracturamiento ocurren periodos de incremento y decremento de la presión como consecuencia del desarrollo de fracturas. Cuando una fractura se abre el volumen que pueden ocupar los fluidos incrementa, lo que provoca un decremento de la presión, en estas condiciones el coeficiente de solubilidad para algunos minerales disueltos disminuye y estos precipitan formando venas o filones (Martínez, 2002).

3.6.4. Velocidad de deformación

La velocidad de deformación se define como la cantidad de deformación por unidad de tiempo, este parámetro tiene repercusiones considerables en la forma como se deforman las rocas. En pruebas de compresión se ha observado que al incrementar la velocidad de deformación las muestras de roca se comportan frágilmente, en cambio cuando se reduce la velocidad de deformación las rocas se comportan de manera dúctil (Van der Plujim & Marshak, 2004).

3.7. Descripción de las características morfológicas de las fracturas

Las fracturas son estructuras finitas delimitadas por su intersección con otra estructura, pudiendo ser la superficie u otras fracturas. Los límites de una fractura se encuentran definidos por la traza que forman al intersecar con una superficie o cuerpo de roca, por un área denominada frente de fractura y un punto en el extremo longitudinal de su extensión también denominado punta de la fractura. De manera práctica las fracturas son consideradas como superficies, sin embargo, su morfología involucra un espesor, por lo que se idealizan con una geometría semejante a una moneda o superficie elíptica

de muy pequeño espesor como se muestra en la figura 3.18 (Van der Plujim y Marshak, 2004).

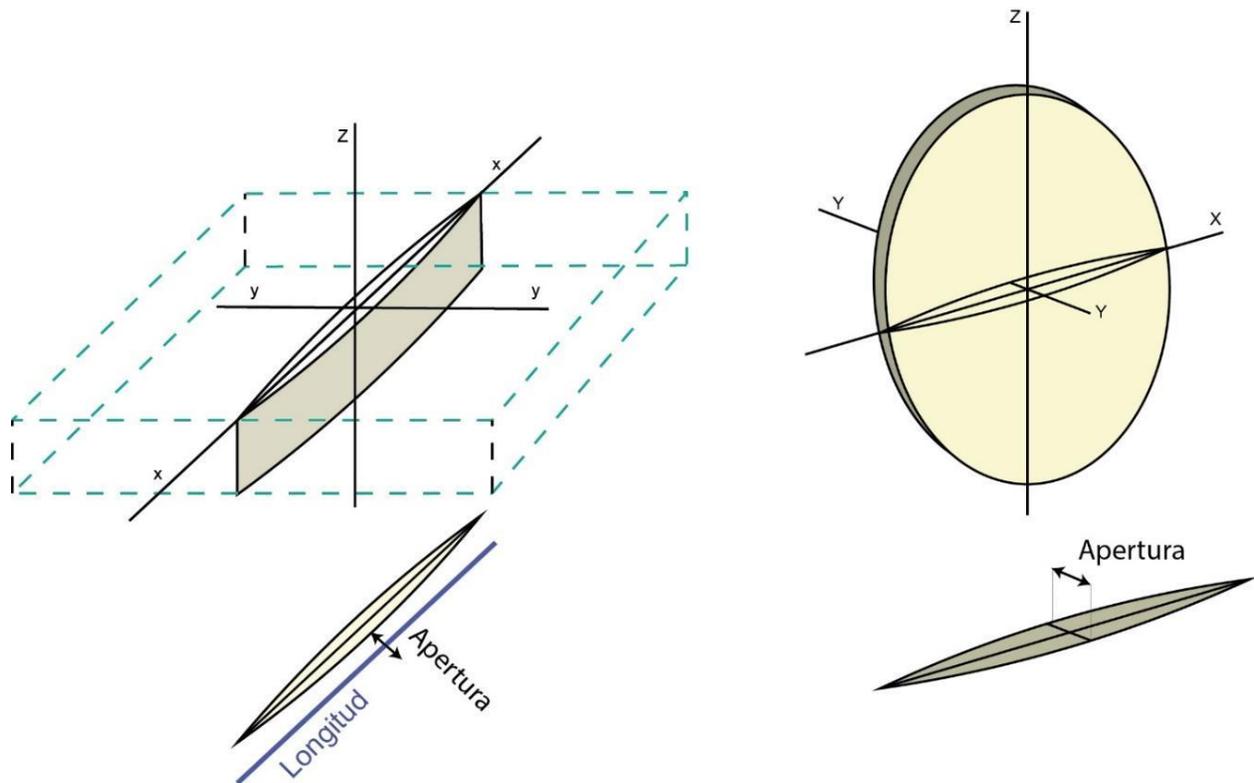


Figura 3.18. Idealización de la geometría de una fractura. Modificado de Geología Estructural y Dinámica Global (pp.143,144), por J. Martínez, 2002, Universidad de Salamanca.

Los principales atributos morfológicos de las fracturas son su forma (geometría), longitud, orientación, apertura y/o relleno. Estas características suelen variar dependiendo de las condiciones en las que se formó la fractura y suelen ser parámetros útiles para su clasificación.

Las fracturas presentan trazas superficiales de geometrías irregulares, curvas o casi rectas, su morfología se vincula con los procesos que experimentan durante su propagación y el tipo de roca en el que se desarrollan. Algunas fracturas presentan superficies transversales con una ornamentación “plumosa” que proporciona

información acerca de la dirección de propagación en una fractura extensional (Figura 3.19, Fossen, 2010).

En la figura 3.19 se observa el esquema de una fractura de extensión con ornamentación plumosa, en donde se presentan lineaciones (plumas) que divergen radialmente desde un punto en común, el cual indica el origen de la propagación. Las ondulaciones concéntricas (Ribs) son el frente de propagación, e indican pulsos de propagación o cambios en la velocidad de propagación (Davis et al.,2012).

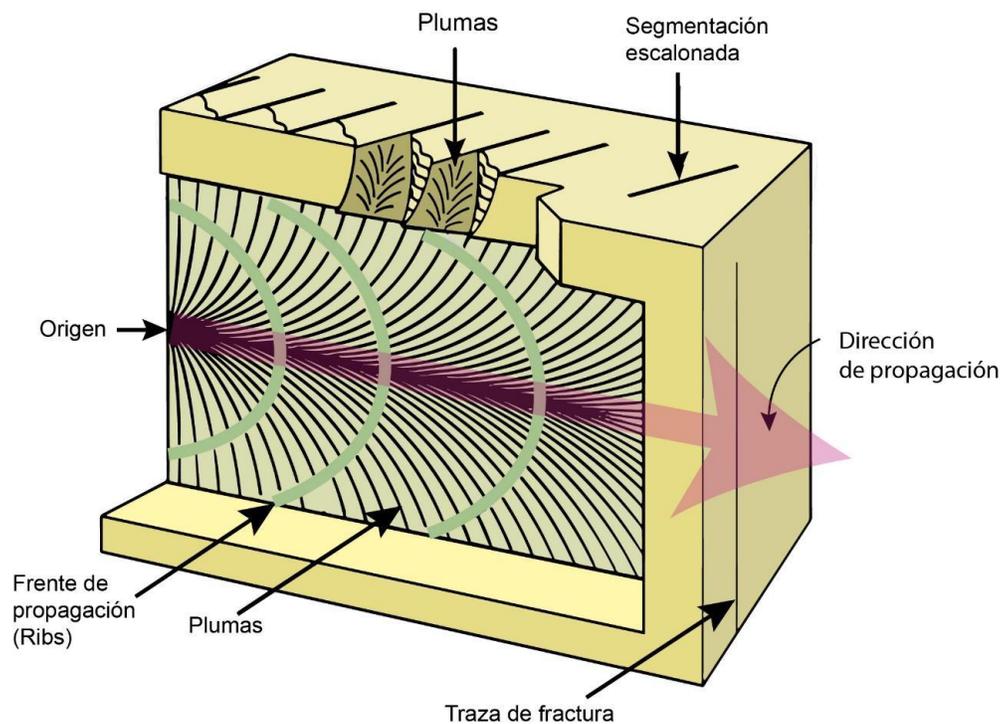


Figura 3.19. Estructura plumosa en una fractura. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 204), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

3.8. Clasificación de fracturas

3.8.1. Fracturas de extensión

Las fracturas de extensión también denominadas fracturas de tensión, son las que más abundan en la corteza superior, generalmente se forman en condiciones de bajas presiones, por esfuerzos diferenciales bajos, comúnmente en un plano perpendicular al esfuerzo principal σ_3 . Algunas fracturas de extensión pueden formarse a profundidad en condiciones de presión y temperatura elevadas si la presión de los fluidos intersticiales iguala o supera la magnitud de los esfuerzos de confinamiento (Gudmunsson, 2011).

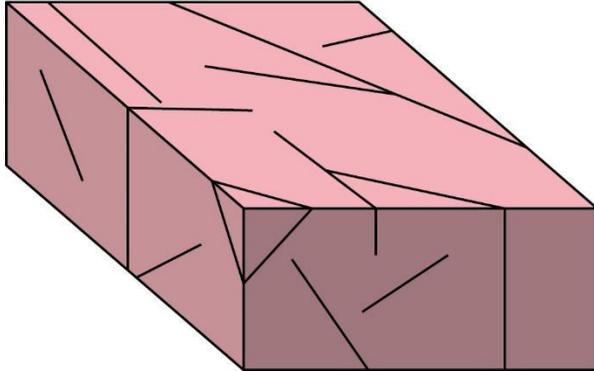
3.8.1.1. Juntas o Diaclasas

Son fracturas de extensión y se definen como “una discontinuidad planar visible a escala mesoscópica que separa dos cuerpos rocosos sin que se aprecie un movimiento de cizalla” (Bankwithz, 1966 como se citó en Martínez, 2002). Presentan aperturas pequeñas sin relleno, sus longitudes suelen ser de extensiones diversas y se desarrollan a diferentes escalas; presentan geometrías irregulares, radiales o en arreglo dependiendo del tipo de litología en que se generen. Las diaclasas se forman por esfuerzos tectónicos y por esfuerzos de tensión interna provocados por procesos de contracción o expansión térmica (Mandle, 2005); también pueden formarse por efectos de descompresión durante procesos de erosión y exhumación (Martínez, 2002).

Forman conjuntos relacionados espacialmente, en particular, si presentan arreglos paralelos con un espaciado regular se dice que son diaclasas sistemáticas. Por lo general, los conjuntos sistemáticos se componen de diaclasas con geometría planar o

subplanar (Figura 3.20). Algunos conjuntos de diaclasas no presentan un espaciado regular ni una dirección preferencial, por lo que se denominan diaclasas no sistemáticas.

Diaclasas no sistemáticas



Diaclasas sistemáticas

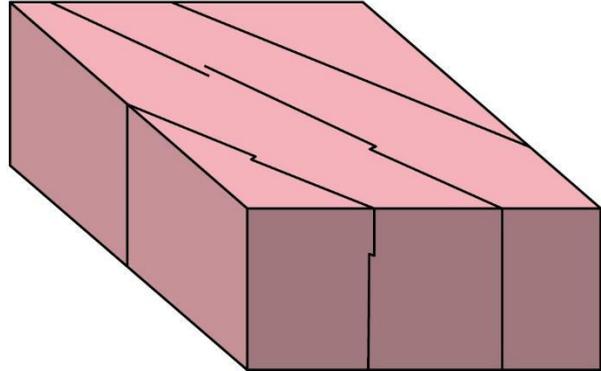


Figura 3.20. Conjuntos de diaclasas. Modificado de *Geología Estructural y Dinámica Global* (p. 148), por J. Martínez, 2002, Universidad de Salamanca.

Las diaclasas suelen formarse en una gran variedad de geometrías, comúnmente son planas con una disposición paralela, aunque también presentan geometrías irregulares, radiales o en arreglo dependiendo del tipo de litología y el mecanismo por el que se generen.

Al conjunto de dos o más diaclasas sistemáticas se les llama familia de diaclasas, y estas a su vez forman sistemas de diaclasas. Un sistema de diaclasas está conformado por dos o más familias que afectan el mismo volumen de roca y se intersecan formando ángulos más o menos constantes y arreglos geométricos dentro de los que destacan los ortogonales, conjugados, irregulares y sigmoidales (Figura 3.21, Romero. E, 2011).

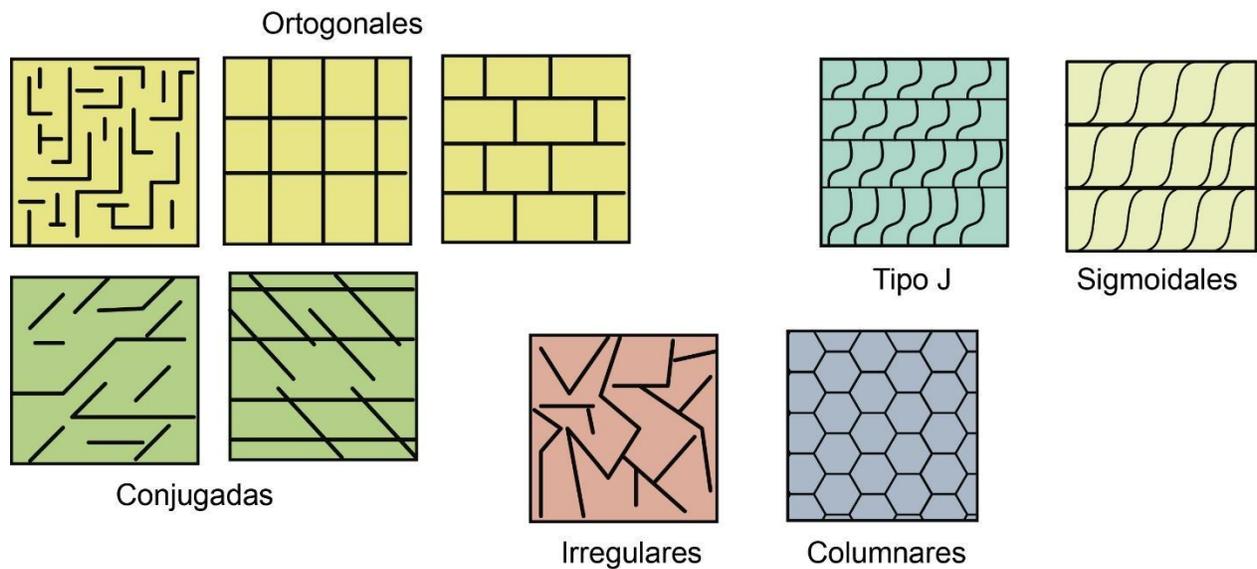


Figura 3.21. Trazas de sistemas de diaclasas. Modificado de *Geología Estructural y Dinámica Global* (p. 149), por J. Martínez, 2002, Universidad de Salamanca.

3.8.1.2. Fracturas de contracción (pérdida de volumen)

El origen de algunas fracturas de tensión se asocia con la pérdida de volumen en las rocas, esto puede ocurrir por cambios en las condiciones de presión y temperatura. Los cambios en las condiciones termodinámicas de una roca pueden propiciar que los fluidos intersticiales cambien de fase provocando un aumento o descenso del volumen en la roca.

En rocas ígneas que experimentan pérdida de volumen por enfriamiento, en ocasiones forman estructuras columnares de geometría prismática hexagonal (Figura 3.22).

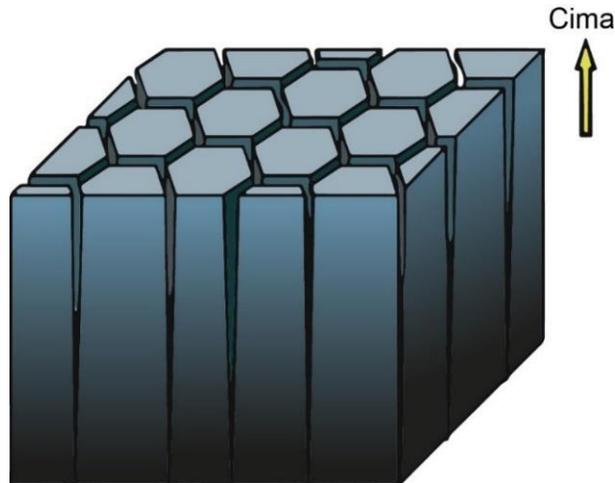


Figura 3.22. Fracturamiento por sinéresis. Modificado de *Importancia de las fracturas en diferentes aplicaciones de la geología* (p. 93), por E. Romero, 2011, Facultad de ingeniería, UNAM.

La contracción de una roca también puede ocurrir por la pérdida de fluidos por evaporación o infiltración (Figura 3.23), como ocurre en rocas sedimentarias expuestas a condiciones subaéreas después de haber sido depositados en agua. En rocas sedimentarias (clásticas, carbonatadas o evaporíticas) la pérdida de volumen origina estructuras denominadas fracturas por desecación, estas desarrollan formas pseudo poligonales y se caracterizan por ser de poca profundidad (Padilla y Sánchez, 2021).

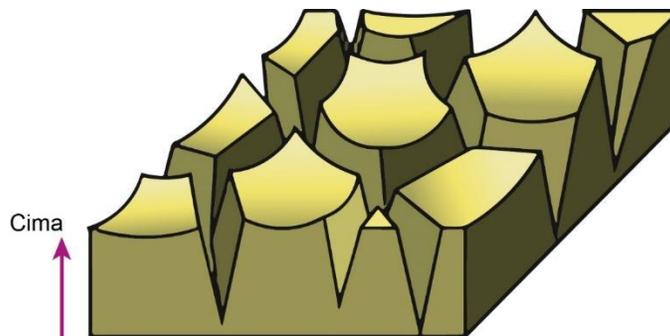


Figura 3.23. Grietas de desecación. Modificado de *Importancia de las fracturas en diferentes aplicaciones de la geología* (p. 92), por E. Romero, 2011, Facultad de ingeniería, UNAM.

3.8.2. Fracturas de cizalla

Una fractura por corte o cizalla es una discontinuidad que presenta desplazamientos de carácter infinitesimal o incluso en escalas de milímetros a centímetros en el cual los bloques se deslizan entre sí en dirección paralela a la superficie de fractura cuando la resistencia por fricción al deslizamiento es superada.

Mediante pruebas de compresión se ha establecido que los cuerpos de roca al ser sometidos a un estado de esfuerzos triaxial, tienden a desarrollar un par de fracturas de cizalla conjugadas con una relación angular de 60° entre sí y cuya bisectriz aguda es paralela al esfuerzo principal mayor (Van der Pluijm, y Marshak, 2004). Lo que indica que cada fractura forma un ángulo aproximadamente de 30° con respecto del esfuerzo principal mayor σ_1 (Fossen, 2010).

Algunas fracturas de cizalla presentan una población de fracturas menores en la zona de punta, estas fracturas de culminación típicamente son de tipo extensivas y pueden formar conjuntos de fracturas secundarias con diversos arreglos geométricos que pueden ser en forma de cola de caballo o en forma de abanico, cuya disposición puede ser sintética o antitética respecto a la fractura principal (Figura 3.24, Fossen, 2010).

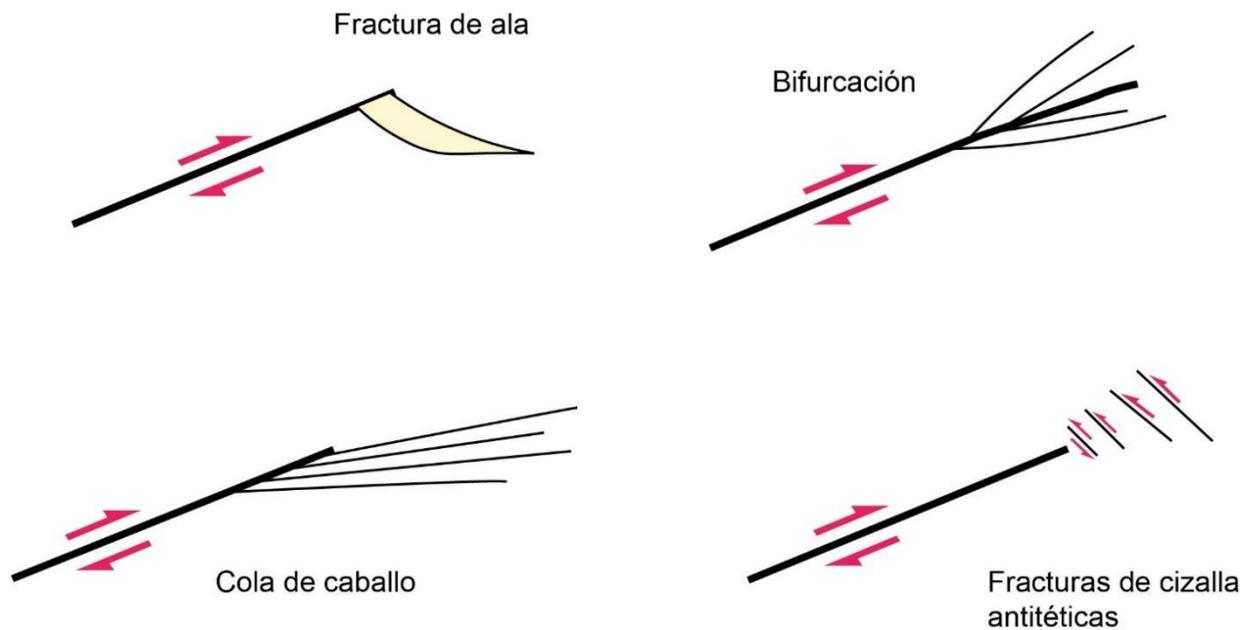


Figura 3.24. Tipos de fracturas de culminación asociadas con fracturas de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.137), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

3.9. Coalescencia de fracturas (Desarrollo de una falla)

3.9.1. Propagación de fracturas

De acuerdo con las observaciones experimentales las microfisuras antes de propagarse se concentran en una zona denominada de proceso, esta zona es análoga a la zona de daño que encierra una falla (Fossen, 2010).

Debido a que las fracturas de cizalla (Modo II y Modo III) no se propagan en su propio plano, su crecimiento implica la formación de fracturas de extensión (Modo I) también nombradas como “fracturas de ala” en los bordes de las fracturas de cizalla (Figura 3.25). Estas nuevas “fracturas de ala” se rompen mediante nuevas fracturas de cizalla,

lo que provoca que la fractura principal de cizalla crezca. Este proceso puede repetirse y provocar que la fractura de cizalla se propague cada vez más (Fossen, 2010).

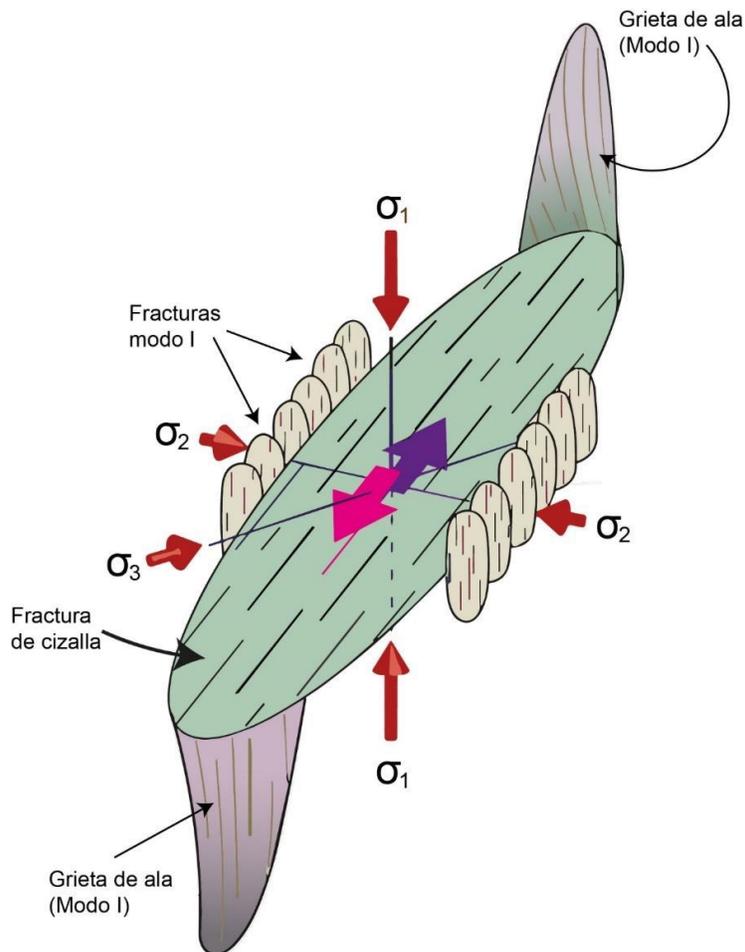


Figura 3.25. Fracturas de ala. Modificado de *Structural Geology* (p.135), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

Las fracturas que se propagan hacia fracturas ya existentes pueden curvarse debido a que los campos de esfuerzos en sus puntas interactúan, esto ocurre particularmente en las zonas de punta (Fossen, 2010).

En ocasiones el incremento en el desplazamiento de fracturas de cizalla se debe a la acumulación de esfuerzos que reactivan las fracturas ya existentes, esto implica un

esfuerzo de magnitud menor del necesario para generar una nueva fractura, lo que indica que la reactivación de una fractura requiere de mucho menos energía que la necesaria para generar una nueva (Fossen, 2010).

3.9.2. Desarrollo de una falla

La generación de una falla corresponde a un proceso continuo de deformación progresiva y predominantemente de tipo frágil. Mediante la coalescencia y propagación de microfracturas que se unen entre sí se forman fracturas de mayores dimensiones que al superponerse progresivamente generan una superficie de deslizamiento de carácter irregular con un desplazamiento visible; la irregularidad entre las paredes de las fracturas primigenias y el progresivo desplazamiento propicia la generación de un núcleo de falla el cual se conforma por una alta densidad de fracturas y por una delgada capa de roca brechada y triturada debido a la molienda y microfracturación entre las paredes de la falla (Fossen, 2010).

En ocasiones la formación de una falla no precisa del proceso de nucleación de fracturas ya que la presencia de discontinuidades previas (estratificación, fallas, fracturas y foliaciones) con una dirección favorable a la dirección del esfuerzo cortante puede facilitar el desplazamiento, esto ocurre debido a que estas superficies casi planas con baja y nula cohesión representan una superficie de debilidad en la cual la magnitud del esfuerzo necesario para generar desplazamiento entre los bloques es menor en comparación de la energía necesaria para fracturar la roca intacta. Cuando una falla se forma a través de discontinuidades preexistentes se desarrolla una mínima o casi nula zona de daño, sin embargo, cuando la dinámica de la falla se extiende más

allá de la previa discontinuidad, mediante la unión con otras discontinuidades cercanas, se genera la formación de un núcleo y una consecuente zona de daño (Fossen, 2010).

En rocas de alta porosidad, las fallas se pueden generar a través de la progresiva acumulación de bandas de deformación que en conjunto definen una zona de cizalla, la cual a la posterioridad favorece el desarrollo de una superficie de deslizamiento transversal generada por un mecanismo frágil (Davis et al., 2012).

4. FALLAS NORMALES

Las fallas difícilmente se encuentran de manera aislada, por lo general, se desarrollan en conjuntos dispuestos en varias configuraciones espaciales conformando estructuras de diversas dimensiones y características, cuyo origen y desarrollo puede ser resultado de un mismo intervalo de deformación progresiva o de la superposición de diferentes eventos.

Los conjuntos de fallas constituyen un sistema cuando tienen una relación genética entre sí, es decir, cuando su desarrollo corresponde con un mismo estado de esfuerzo regional durante un mismo intervalo de deformación (Van der Pluijm y Marshak, 2004). Los sistemas de fallas se clasifican de acuerdo con el tipo de desplazamiento predominante, por lo que hay tres principales tipos: fallas normales, inversas y transcurrentes (laterales).

Cada conjunto o sistema de fallas presenta configuraciones y arreglos geométricos diversos, que se relacionan con las características composicionales, reológicas y mecánicas de los volúmenes de roca involucrados, así como la dirección y redistribución de los esfuerzos tectónicos.

Comprender los mecanismos involucrados en el desarrollo de los sistemas de fallas ha sido un gran reto para los geólogos, sin embargo, debido al avance tecnológico y sus aplicaciones en la investigación geológica, particularmente el uso de técnicas indirectas de exploración como lo es la sísmica de reflexión y algunos trabajos experimentales, se ha comprendido cada vez más los procesos involucrados en el desarrollo de los

sistemas de fallas permitiendo así la generación de nuevos modelos experimentales y numéricos que describen los mecanismos por los que se forman.

La mayoría de los modelos experimentales pretenden simular la dinámica litosférica a través de la manipulación de capas de arcilla y arena dispuestas de manera horizontal sobre una superficie desplazable. En general los modelos experimentales enfatizan aspectos físicos como la interacción entre capas u horizontes de diferentes competencias mecánicas.

4.1. Conjunto de fallas Normales

Los sistemas de fallas normales se desarrollan principalmente en límites constructivos de placas, pero también, en menor proporción, se pueden formar en límites destructivos, en zonas de emplazamiento de cuerpos salinos y en zonas de inestabilidad gravitacional.

4.1.1. Fallas normales en límites constructivos

Los límites constructivos son zonas de divergencia tectónica donde se produce nueva corteza oceánica a partir de la apertura y extensión de corteza continental. El proceso de apertura continental (rifting) es consecuencia de la deformación frágil y dúctil de la litósfera debido a la interacción de procesos magmáticos, tectónicos y de subsidencia gravitacional. Las zonas de apertura cortical se caracterizan por ser depresiones topográficas formadas y delimitadas por conjuntos de fallas normales, las que se relacionan con la génesis y evolución de cuencas extensionales, también denominadas zonas de rift.

4.1.1.1. Desarrollo de un rift

El desarrollo de un rift corresponde con un proceso evolutivo extensional en donde interactúan de manera secuencial y/o simultánea procesos de deformación frágil y dúctil, tales como el adelgazamiento, segmentación por fracturas y fallas, extensión y, subsidencia de la litósfera.

La segmentación y apertura inicial puede ocurrir por una intensa actividad magmática o por la influencia de fuerzas de campo lejano producto de la actividad tectónica. De acuerdo con esto, los rifts en su etapa inicial se pueden clasificar como activos o pasivos. Tales denominaciones se fundamentan en la cantidad de magmatismo involucrado en el proceso de apertura, ya que, si esta es significativamente influenciada por el ascenso de material astenosférico se considera que es un rift activo, en cambio, si la apertura es predominantemente ocasionada por fuerzas de campo lejanos producto de la actividad tectónica se considera que es un rift pasivo (Fossen, 2010).

En un rift activo el ascenso de material astenosférico provoca el adelgazamiento litosférico y la generación de un levantamiento topográfico, que al sumarse a los esfuerzos compresivos verticales provocan la deformación frágil, primero se originan fracturas y posteriormente las fallas dislocan la corteza superior. El conjunto de fallas normales formadas por el levantamiento favorece la extensión y la formación de una cuenca sedimentaria. En cuanto a los rifts pasivos, su formación se le atribuye principalmente a la influencia de esfuerzos tectónicos en zonas debilitadas por la presencia de heterogeneidades estructurales, térmicas y litológicas, en zonas donde

hay fallas preexistentes, anomalías geotérmicas y/o presencia de rocas de baja resistencia mecánica (Burg, 2017).

Ambos modelos de apertura pueden presentarse en el desarrollo de un rift, con alguno de manera predominante con respecto del otro, en ocasiones un rift pasivo puede llegar a convertirse en un rift activo si las condiciones geológicas lo favorecen.

La extensión de la corteza también se discute en términos del tipo de la deformación litosférica, desde una perspectiva regional, esto se expone mediante dos modelos reconocidos como de cizalla pura y de cizalla simple (Figura 4.1.).

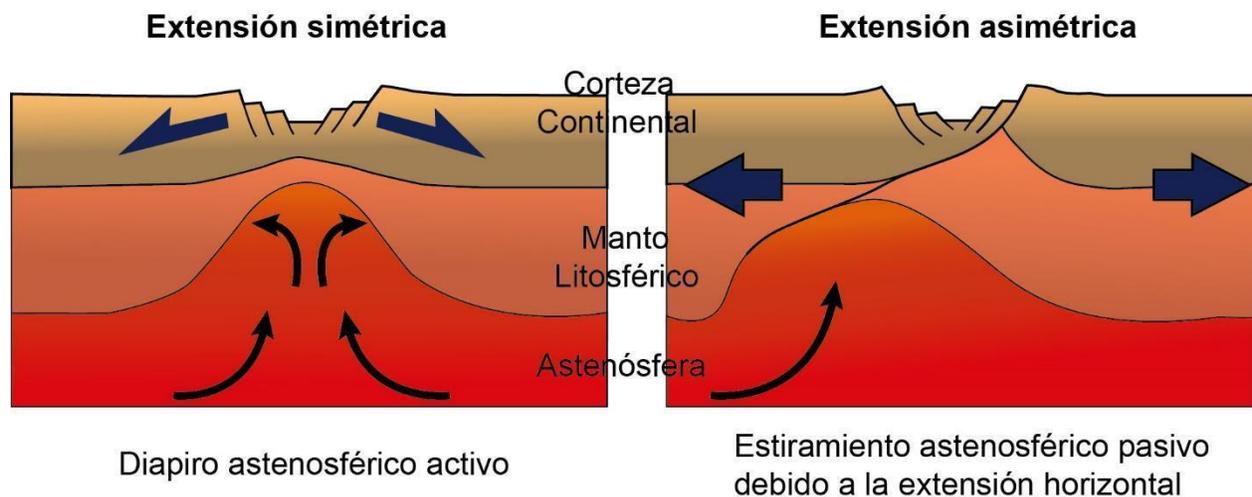


Figura 4.1. Rift activo y rift pasivo Modificado de *Tectonics, Extension Systems* (p. 98), por J.-P. Burg, 2017, ETH Zürich.

El modelo de cizalla pura o de estiramiento simétrico desarrollado por Dan Mackenzie en 1978, establece que la deformación litosférica en las zonas de rift es esencialmente de cizalla pura, debido a que la litósfera es adelgazada de manera uniforme y simétrica (Figura 4.1). En este modelo se plantea que el adelgazamiento de la litósfera ocurre por mecanismos de deformación plástica en la parte inferior y mediante mecanismos de

deformación predominantemente de tipo frágil en la corteza superior. De acuerdo con este modelo, el estiramiento se logra mediante un adelgazamiento litosférico simétrico debido a que la extensión horizontal se equilibra con el adelgazamiento vertical (Fossen, 2010). Este modelo destaca la relación entre la tasa de hundimiento de una cuenca extensional con las variaciones de densidad como consecuencia del enfriamiento del material astenosférico exhumado; comprende dos etapas principales, una de hundimiento rápido inicial, sin extensión y controlado isostáticamente, y la segunda, donde se genera un hundimiento exponencial durante el enfriamiento de la astenosfera (Burg, 2011).

Paul Wernike en 1985 describe el desarrollo de un rift mediante su modelo de cizalla simple, también denominado de extensión asimétrica, este modelo implica la presencia de una falla de desprendimiento que corta toda la litósfera (Figura 4.1). En este modelo la fuente de calor no se encuentra en la región de extensión más profunda, lo que provoca que los patrones de levantamiento y hundimiento en la litósfera sean controlados mediante compensación isostática, esto implica que el desarrollo de la cuenca se caracteriza por presentar un margen superior e inferior delimitados por una falla normal de desprendimiento de carácter regional (Fossen, 2010).

En los modelos teóricos expuestos anteriormente, se destaca que la actividad magmática, los esfuerzos tectónicos y la deformación frágil de la corteza son los principales factores que influyen en el proceso de extensión y apertura cortical. Sin embargo, estos modelos son solo la simplificación de un proceso complejo.

De acuerdo con Van der Plujim y Marshak (2004) y Burg (2011) el desarrollo de un rift se puede sintetizar de la siguiente manera:

Un rift puede comenzar su desarrollo mediante la formación de una cúpula continental donde la litósfera se adelgaza, es expandida y fracturada, dando lugar a la formación de fallas normales de geometría subplanar o lítrica que delimitan una topografía formada por crestas lineales (Horst) separadas por cuencas sedimentarias no marinas o marinas poco profundas (Graben) (Van der Plujim y Marshak, 2004). El adelgazamiento de la litósfera puede ser consecuencia de efectos térmicos (Ascenso de material astenosférico) y/o mecánicos por los efectos convectivos del manto en la litósfera inferior (Burg, 2011). Las fracturas y fallas que se forman en la periferia de la cúpula pueden generar tres depresiones topográficas dispuestas a 120° entre sí que convergen en el centro, estos tres brazos incipientes en la formación de un rift pueden evolucionar hasta convertirse en cuencas oceánicas, generalmente, dos de los brazos se unen para formar uno solo, las cuencas que quedan inactivas se les denomina aulacógenos (rifts abortados) (Burg, 2011). En este tipo de cuencas abandonadas es común encontrar conjuntos de fallas normales producto de la deformación extensional y secuencias de lechos rojos, conglomerados y evaporitas (Van der Plujim y Marshak, 2004).

En la formación de un rift los mecanismos de deformación involucrados en el adelgazamiento, extensión y hundimiento pueden ocurrir de manera simultánea o episódica, este hecho queda plasmado en las secuencias de depósito las cuales reflejan las etapas evolutivas de un rift.

En etapas tempranas de un rift, los depósitos son de tipo clástico no marino (conglomerados y areniscas de grano grueso) son producto de la erosión de los márgenes delimitantes. La secuencia sedimentaria característica de esta etapa temprana corresponde con la formación de un lago intermitente y se compone de gravas gruesas interestratificadas con arenisca, limolita, sedimentos lacustres y en ocasiones evaporitas (Van der Plujim y Marshak, 2004). Conforme el rift evoluciona en extensión y profundidad, el nivel base llega a hundirse por debajo del nivel del mar formando un mar poco profundo, en esta etapa se pueden acumular espesores significativos de evaporitas (halita \pm yeso \pm anhidrita) si el nivel del mar global baja, los pulsos de inactividad tectónica son prolongados y si las tasas de evaporación son altas. Si la extensión y hundimiento continúan, la cuenca de mar somero puede evolucionar hasta convertirse en un océano estrecho, en esta etapa la secuencia sedimentaria se compone de carbonatos, areniscas y lutitas (Van der Plujim y Marshak, 2004).

La consecuente generación de fallas normales en el proceso evolutivo de un rift favorece el emplazamiento de enjambres de diques paralelos subverticales y el flujo de material magmático de composición básica hacia la superficie (Burg, 2011). Las anomalías térmicas provocadas por el ascenso de material astenosférico provocan la fusión parcial de rocas ultramáficas y graníticas lo que provoca erupciones básicas y riolíticas, esta asociación bimodal de rocas volcánicas básicas y ácidas es característica de los sistemas de rift continental (Van der Plujim y Marshak, 2004).

En la etapa evolucionada de un rift, la litósfera llega a segmentarse dando lugar a la separación de dos bloques continentales separados por nueva corteza oceánica, en esta etapa, los bloques continentales deformados mediante un conjunto de fallas

normales se desplazan alejándose progresivamente de la dorsal oceánica hasta llegar a posicionarse en zonas donde los esfuerzos de extensión ya no logran deformar más las estructuras relictas de la fase de apertura; estos bloques de corteza continental deformada se les denomina márgenes pasivos. Los márgenes pasivos son afectados por un proceso denominado hundimiento térmico, este término se refiere al hundimiento por compensación isostática provocado por el incremento de la densidad de las rocas debido a un progresivo enfriamiento (Van der Pluijm y Marshak, 2004). El hundimiento térmico también puede originar fallas normales en el borde de plataforma y talud de algunas cuencas oceánicas.

4.1.1.2. Factores que controlan la morfología de un rift

Las anomalías geotérmicas provocadas por el ascenso de material proveniente del manto no solo afectan los cambios de densidad de la litósfera, también modifican su resistencia, y comportamiento reológico; esto repercute en aspectos morfológicos de un rift, particularmente en su anchura, la cantidad y distribución de fallas, y en la tasa de expansión. Además de los factores mencionados, Burg (2011) considera que el principal factor que controla el modo de extensión y el espaciamiento entre las fallas es la estratificación mecánica. El término estratificación mecánica alude a la disposición paralela y horizontal entre unidades litológicas de distinta competencia mecánica.

El acoplamiento entre las capas viscosas y frágiles de la litosfera reológicamente estratificada determina la distribución de fallas normales, esto ocurre de acuerdo con la diferencia entre las resistencias mecánicas de las capas involucradas. Cuando la resistencia de las capas no difiere tanto, propicia que se formen numerosas fallas con

un deslizamiento limitado, esto se ilustra en la figura 4.2, en donde las capas frágiles y dúctiles no tienen una diferencia significativa entre sus resistencias, en este caso, la presencia de capas ligeramente dúctiles permite el desarrollo de múltiples fallas (Burg, 2011), por otro lado, si las resistencias difieren mucho, es decir cuando existe una capa de comportamiento extremadamente dúctil por debajo de una capa muy frágil, las fallas tienden a formarse en menor cantidad y presentan mayores desplazamientos.

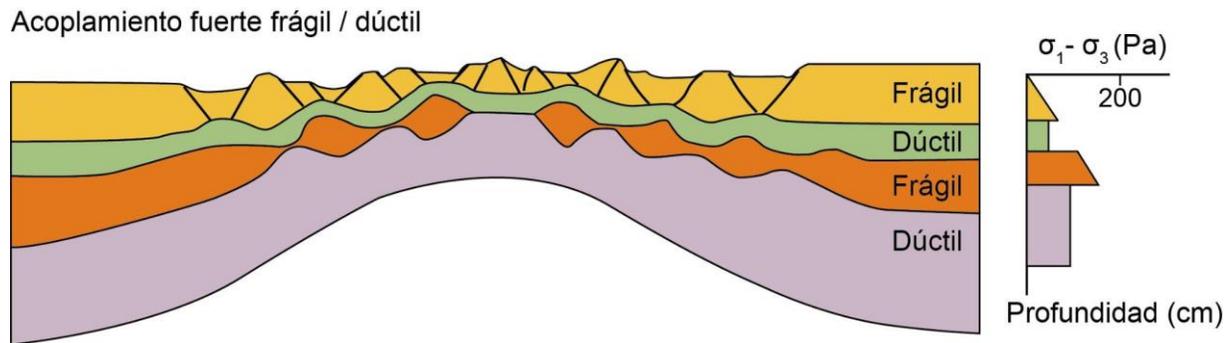


Figura 4.2. Efecto de acoplamiento entre capas frágiles y viscosas sobre el modo de extensión en modelos análogos de arena-silicona. Modificado de *Tectonics, Extension Systems* (p. 94), por J.-P. Burg, 2017, ETH Zürich.

4.1.1.3. Principales estructuras formadas por conjuntos de fallas normales

De acuerdo con la documentación geológica, con pruebas experimentales y con las técnicas de exploración basadas en reflexión sísmica, se ha observado que las cuencas extensionales se caracterizan por presentar estructuras de crestas y valles delimitados por fallas normales; a estas estructuras se les denomina Horst y Graben (Figura 4.3).

4.1.1.3.1. Horst

Estructura positiva conformada por un bloque relativamente elevado delimitado por fallas normales en sus extremos, las fallas normales que limitan esta estructura tienen

echados hacia afuera del bloque levantado; estas estructuras suelen estar unidas por grabens o medios grabens (Twiss y Moores, 2006).

4.1.1.3.2. Graben

Es un bloque hundido, el cual se encuentra delimitado en sus extremos por dos fallas de echados opuestos que convergen hacia la parte hundida, este tipo de estructuras comúnmente se encuentran delimitadas por Horst (Twiss y Moores, 2006).

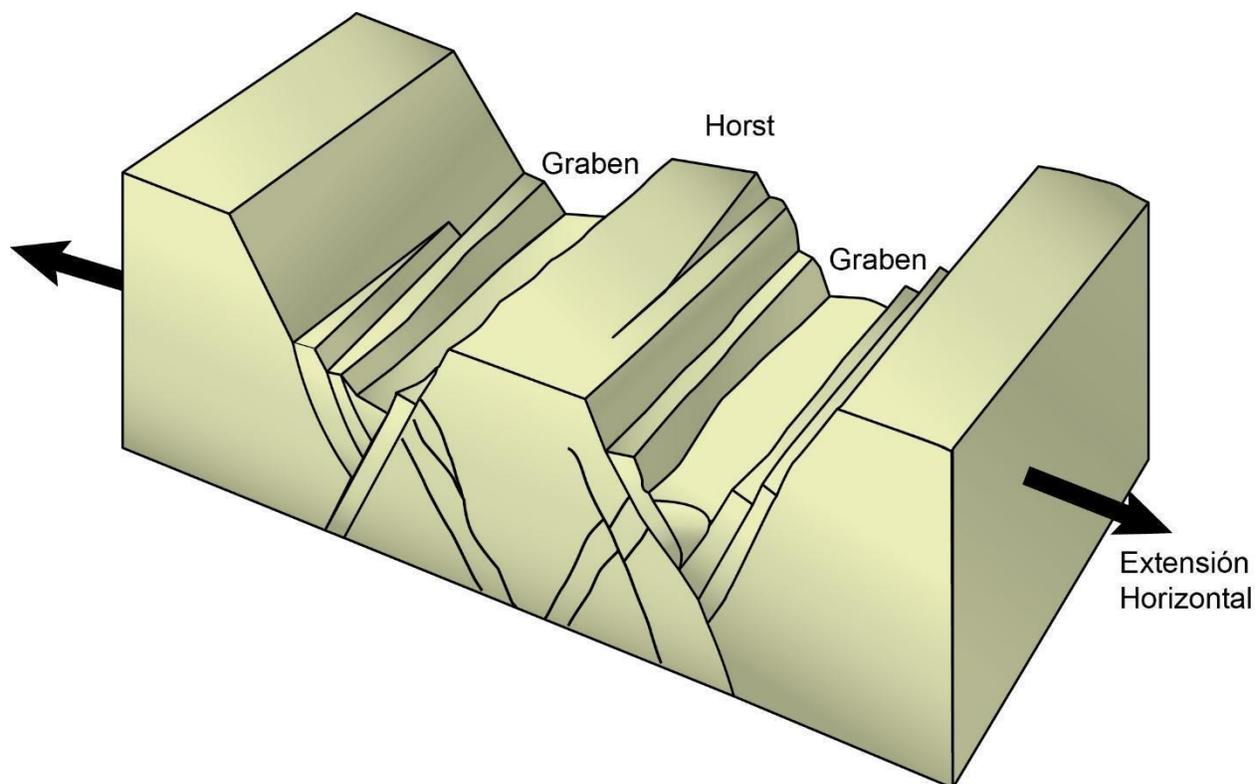


Figura 4.3. Horst y Graben. Modificado de *Structural Geology for Petroleum Geoscientist*, (p.89), D. Mukhopadhyay, 2006, Association of petroleum Geologists.

4.1.1.3.3. Hemi Graben

Es un bloque hundido o inclinado que se encuentra delimitado por una falla o por un solo conjunto de fallas normales en uno de sus extremos (Figura 4.4), este tipo de

estructuras suelen presentar perfiles triangulares y estar delimitados por un solo horst (Burg, 2012). Cuando son regionales pueden formar cuencas sedimentarias de medio graben.

4.1.1.3.4. Fallas principales y subsidiarias (Sintéticas y antitéticas)

En los conjuntos de fallas normales por lo general se hallan fallas de dimensiones mayores con respecto de otras fallas aledañas, estas fallas contiguas de menor tamaño se denominan fallas subsidiarias y aquellas de mayor tamaño son las fallas principales o fallas maestras. Las fallas subsidiarias se caracterizan por presentar el mismo sentido de desplazamiento que las fallas principales y pueden tener un echado semejante a la falla principal o una dirección de inclinación contraria (Figura 4.4). Las fallas subsidiarias con echado paralelo a las fallas principales son fallas sintéticas, y aquellas fallas subsidiarias cuyo echado es opuesto al de las fallas principales se denominan fallas antitéticas (Van der Plujim y Marshak, 2004).

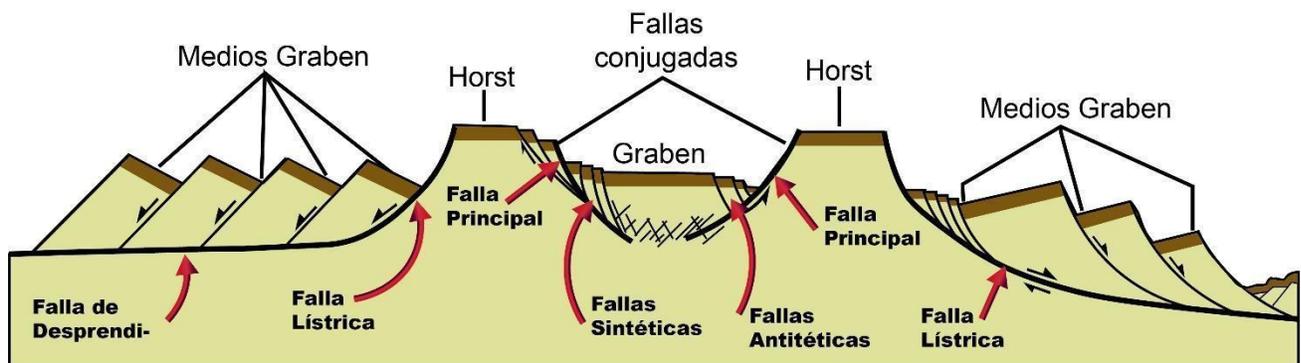


Figura. 4.4. Estructuras Horst, Graben y sistemas de fallas subsidiarias. Modificado de *Structural Geology* (p.94), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

4.1.1.3.5. Geometrías asociadas con fallas lítricas

Las fallas lítricas se caracterizan por ser superficies con echado variable, presentan ángulos altos en la parte superficial y tienden a ser horizontales o casi horizontales a profundidad describiendo así una geometría cóncava. De acuerdo con Burg (2011) el desarrollo de sistemas lítricos está intrínsecamente relacionado con mecanismos gravitacionales y se pueden formar de tres formas:

- a) Por colapso gravitacional sin extensión del basamento
- b) Como respuesta ante una redistribución de la fuerza gravitacional en donde la presencia de horizontes dúctiles favorece el deslizamiento
- c) Por el desarrollo de movimientos diferenciales alrededor de un cuerpo magmático como diapiros de crecimiento o bien en las primeras etapas de la ruptura continental.

4.1.1.3.5.1. Fallas rotacionales

En los sistemas de fallas normales es común encontrar fallas con desplazamientos rotacionales, los desplazamientos rotacionales pueden desarrollarse en superficies planas o lítricas (Figura 4.5).

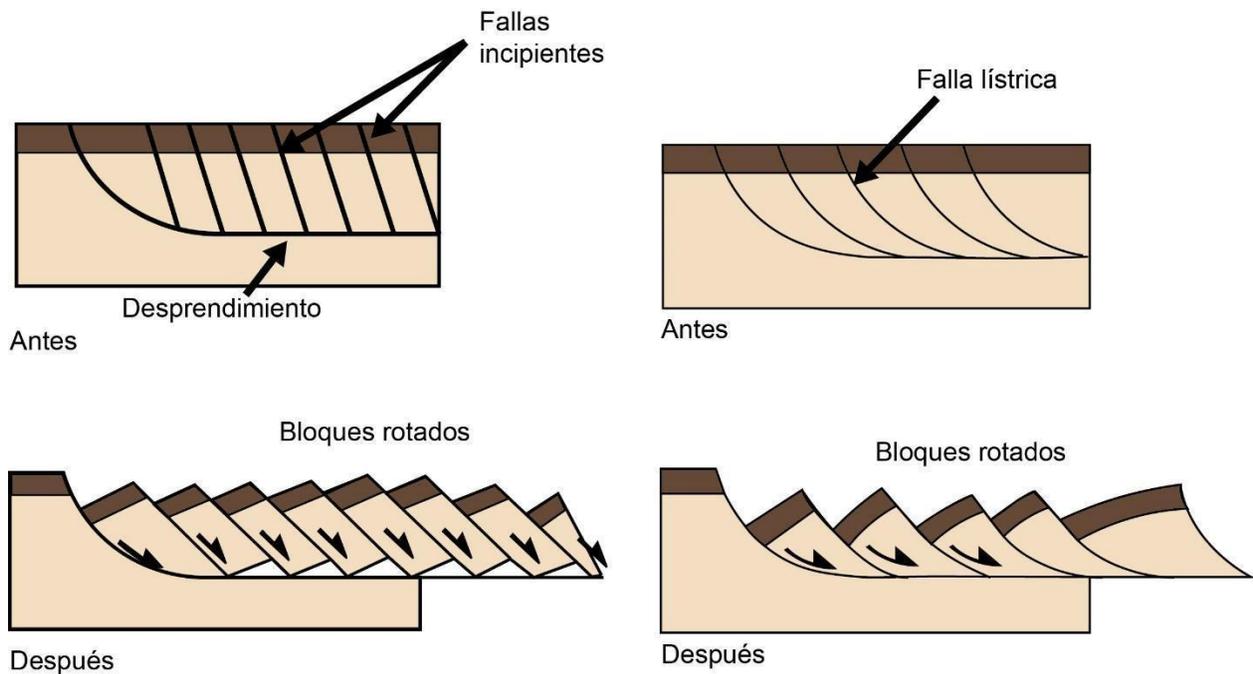


Figura 4.5. Rotación de bloques. Modificado de *Earth Structure*. B. Van der Plujim y S. Marshak, (2004), W. W. Norton & Company, Inc.

Todas las fallas lítricas implican un desplazamiento rotacional debido a su naturaleza geométrica. Algunos conjuntos de fallas se forman en el bloque de techo de una falla lítrica como resultado del desplazamiento rotacional, estas fallas pueden ser de geometría, plana y/o lítrica y suelen configurar estructuras de tipo dominó, abanicos imbricados, o pliegues de vuelco (rollover) como se ilustra en la Figura 4.6 (Van der Plujim y Marshak, 2004).

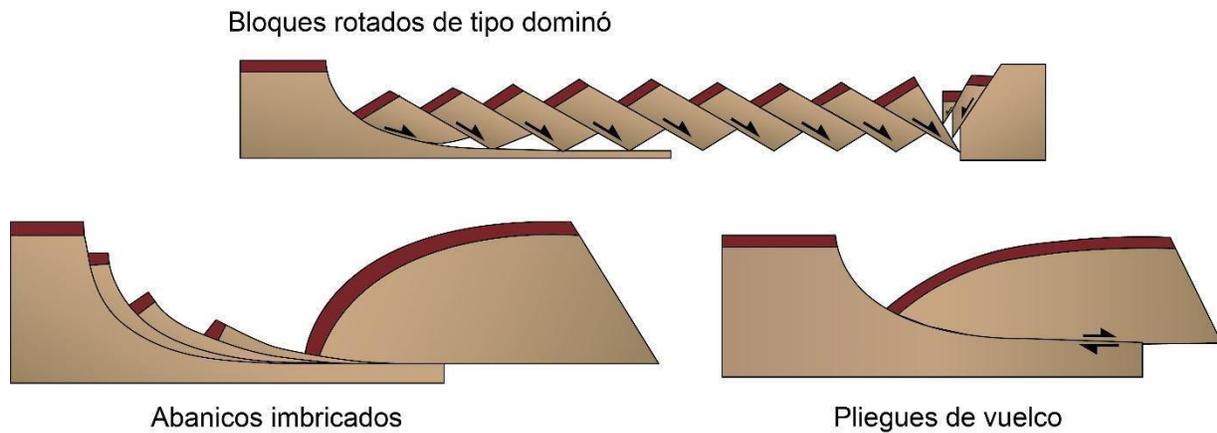


Figura 4.6. Estructuras asociadas a fallas lítricas, evolución de un pliegue de vuelco. Modificado de *Structural Geology* (p.109) por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

4.1.1.3.5.2. Pliegues de Vuelco (Rollover)

El desplazamiento rotacional en una falla lítrica tiende a generar estructuras de carácter frágil y/o dúctil en el bloque de techo, como lo es el desarrollo de pliegues. Un pliegue de vuelco no necesariamente corresponde con un proceso de deformación dúctil, las estructuras plegadas pueden formarse por el colapso y reacomodo de fallas normales antitéticas desarrolladas en el bloque de techo de una falla lítrica principal, tal como se ilustra en la figura 4.7 (Van der Plujim y Marshak, 2004).

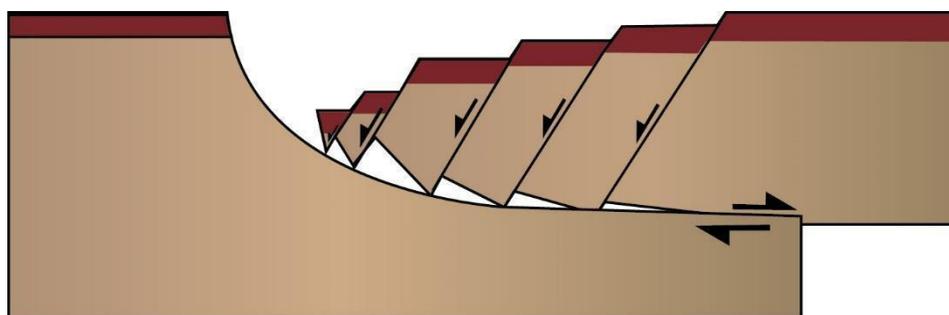


Figura 4.7. Estructuras asociadas a fallas lítricas, evolución de un pliegue de vuelco. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss. y E. Moores, 2006, Freeman.

Las estructuras de vuelco también pueden formarse por la flexión de las capas en el bloque de techo debido al cambio de echado de los estratos a medida que la falla se desplaza (Figura 4.8) esta flexión progresiva, depende de la actividad de la falla, y se le denomina secuencia de crecimiento sincinemática (Padilla y Sánchez, 2021).

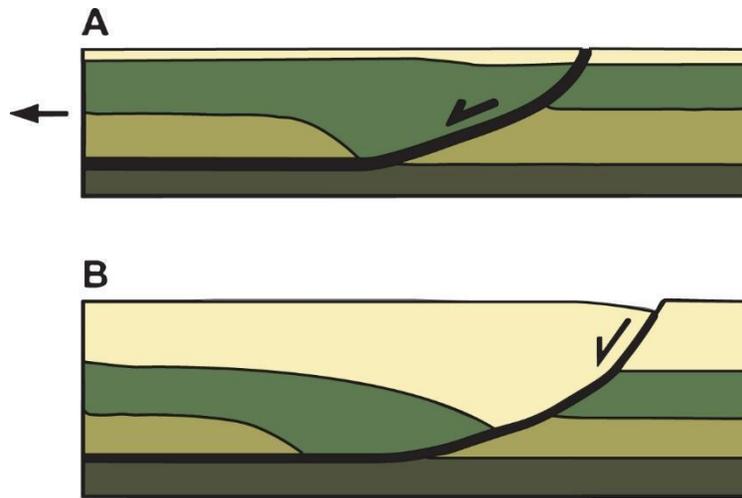


Figura 4.8. Secuencia de crecimiento sincinemática. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p.429), por G. Davis, S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

4.1.1.3.5.3. Bloques rotados de tipo dominó

Los bloques inclinados de ángulo bajo y dispuestos de manera adyacente entre sí, sugiere que su formación está relacionada con un movimiento rotacional. Con base en modelos físicos experimentales se ha comprobado que este tipo de estructuras corresponde con un proceso secuencial de segmentación, fallamiento y rotación. Este tipo de estructuras son conocidas como bloques de tipo dominó o fallas de estantería, su formación se puede entender mediante el modelo de dominó rígido propuesto por William Hobert en 1951. De acuerdo con este modelo, los bloques que configuran esta estructura se comportan como un cuerpo idealmente rígido sin la presencia de

deformaciones internas; se desplazan en la misma dirección del echado y giran de manera simultánea y al mismo ritmo (Fossen, 2010).

El modelo de dominó rígido presenta algunas inconsistencias geométricas, como la formación de espacios triangulares en la base de los bloques, estas inconsistencias o huecos pueden desaparecer mediante el emplazamiento de magma, el desarrollo de brechas por efectos gravitacionales o mediante deformación dúctil localizada. Este modelo es incompatible con la realidad, debido a que las rocas no tienen un comportamiento absolutamente rígido y las fallas generalmente presentan una diversificación en su geometría y desplazamiento. Debido a las inconsistencias geométricas que implica el modelo de dominó rígido, surge otro modelo denominado modelo de dominó suave, en el que se añaden algunas consideraciones descartadas. Este modelo se caracteriza por asumir la presencia de deformaciones internas, variación entre las dimensiones de las fallas, variabilidad de echados y desplazamientos de los bloques rotados (Fossen, 2010; Burg, 2011).

De acuerdo con el modelo de dominó rígido, las fallas inicialmente de echado alto (60°) rotan hasta alcanzar echados muy bajos, esta progresiva rotación puede provocar un iterativo proceso de segmentación y rotación de nuevos bloques mediante la generación de un nuevo conjunto de fallas (Mucophadayay, 2006). En la figura 4.9 a se ilustra un conjunto de fallas rotadas de color negro que corresponde a un primer conjunto de fallas, este primer conjunto es cortado por nuevas fallas denotadas de color rojo. En la figura 4.9b se muestra la disminución del ángulo de echado de ambos conjuntos como consecuencia de un progresivo proceso de rotación.

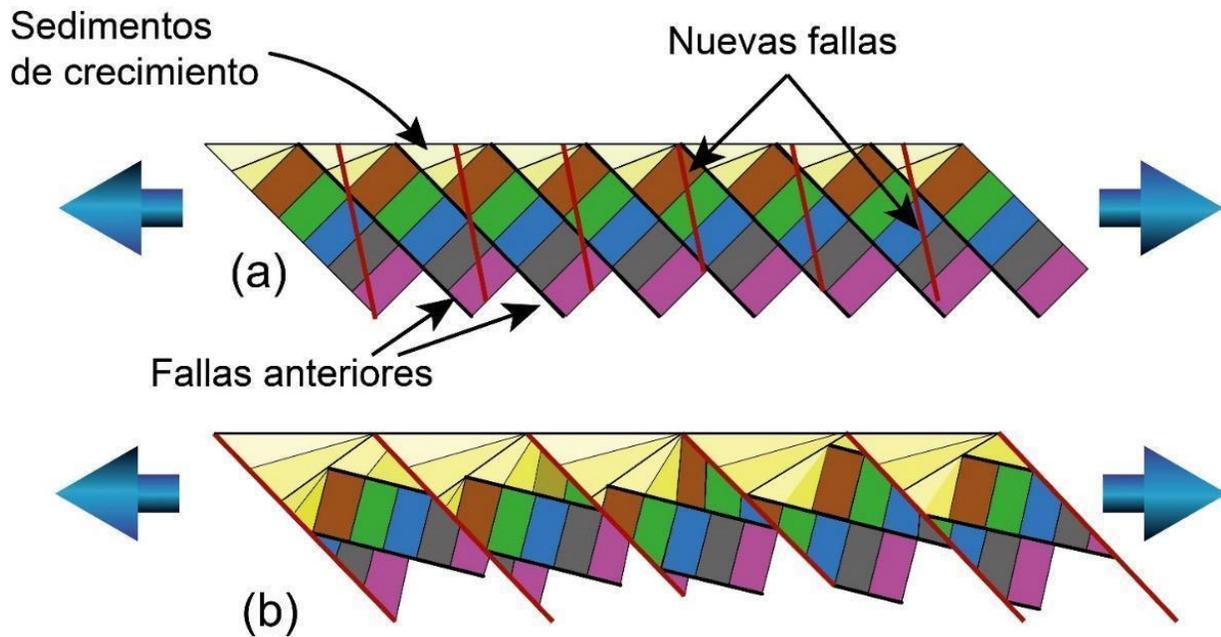


Figura 4.9. Evolución de bloques rotados. Modificado de *Structural Geology for Petroleum Geoscientist* (p.93), D. Mukhopadhyay, 2006. Association of petroleum Geologists.

Las fallas rotacionales tienden a generar nuevos conjuntos de fallas después de cierta rotación. De acuerdo con Fossen (2010) los conjuntos de fallas que rotan de 20° a 45° con respecto de su posición inicial, tienden a volverse inactivas debido a que las condiciones mecánicas (resistencia y fricción) ya no son idóneas para continuar con la rotación, esto propicia la formación de un nuevo conjunto de fallas que se caracteriza por cortar a las fallas previas y por tener echados más pronunciados que el previo conjunto.

4.1.1.3.5.4. Fallas de crecimiento

Los bloques rotados permiten el desarrollo de depresiones topográficas que pueden llegar a convertirse en una superficie activa de sedimentación, donde la acumulación de sedimentos es contemporánea con la actividad de una falla de tipo normal, a este tipo

de fallas se les conoce como fallas de crecimiento y se caracterizan por presentar secuencias estratigráficas de mayor espesor en el bloque de techo que en el bloque de piso como se ilustra en la figura 4.10 (Twiss y Moores, 2006).

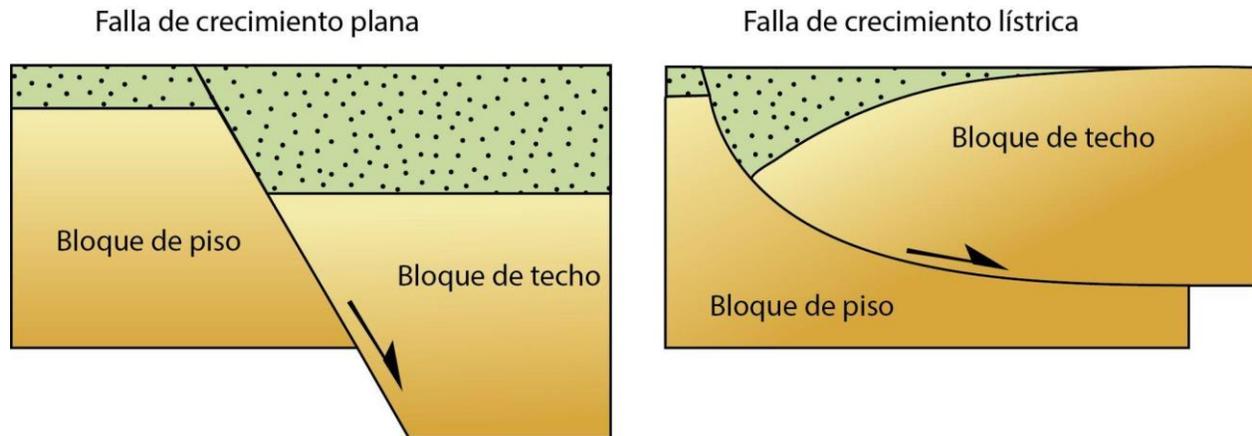


Figura 4.10. Falla de crecimiento. Modificado de *Faults* (p.84), por J.-P. Burg, 2012, ETH Zürich.

4.1.1.3.5.5. Fallas de ángulo bajo

Las fallas normales de ángulo bajo eran consideradas particularmente anómalas, sin embargo, con el uso de la sísmica de reflexión y mediante modelos experimentales como los realizados por Ken McClay en cajas de arena, se ha observado que estas fallas no son tan anómalas y suelen presentarse de manera frecuente. Explicar la presencia y formación de este tipo de fallas desde una perspectiva mecánica se considera particularmente inviable, por lo que se recurrió a considerar la rotación como posible mecanismo de formación de las fallas de ángulo bajo (Twiss y Moores, 2007). De acuerdo con Fossen (2010) las fallas normales de ángulo bajo pueden ocurrir de tres maneras:

1. Como consecuencia de la rotación progresiva.

De acuerdo con los modelos de dominó, las fallas con echados inicialmente altos tienden a disminuir progresivamente hasta alcanzar ángulos cercanos a los 15°

2. Reactivación de fallas.

La formación de fallas de ángulo bajo se asocia con la presencia de anisotropías heredadas como relictos de fases anteriores de deformación, lo que puede influir considerablemente en la reactivación de fallas preexistentes.

3. Desplazamiento a través de horizontes de baja resistencia.

Algunas fallas parecen haberse formado con un ángulo de echado bajo desde el principio, sin la intervención de rotaciones o discontinuidades previas. Las fallas que inicialmente se formaron con echados bajos se vinculan con la presencia de una zona subhorizontal de baja resistencia generalmente conformadas por lutitas sobrepresionadas, horizontes evaporíticos o arcillosos que favorecen el desplazamiento subhorizontal. En la figura 4.11 se muestra la formación de una falla de ángulo bajo en una etapa posterior a la formación de fallas de alto ángulo. La falla de ángulo bajo ilustrada de color rojo se desarrolla de manera subhorizontal a través de un horizonte de poca resistencia mostrado como una capa de color azul (Fossen et al., 2000 como se citó en Fossen, 2010).

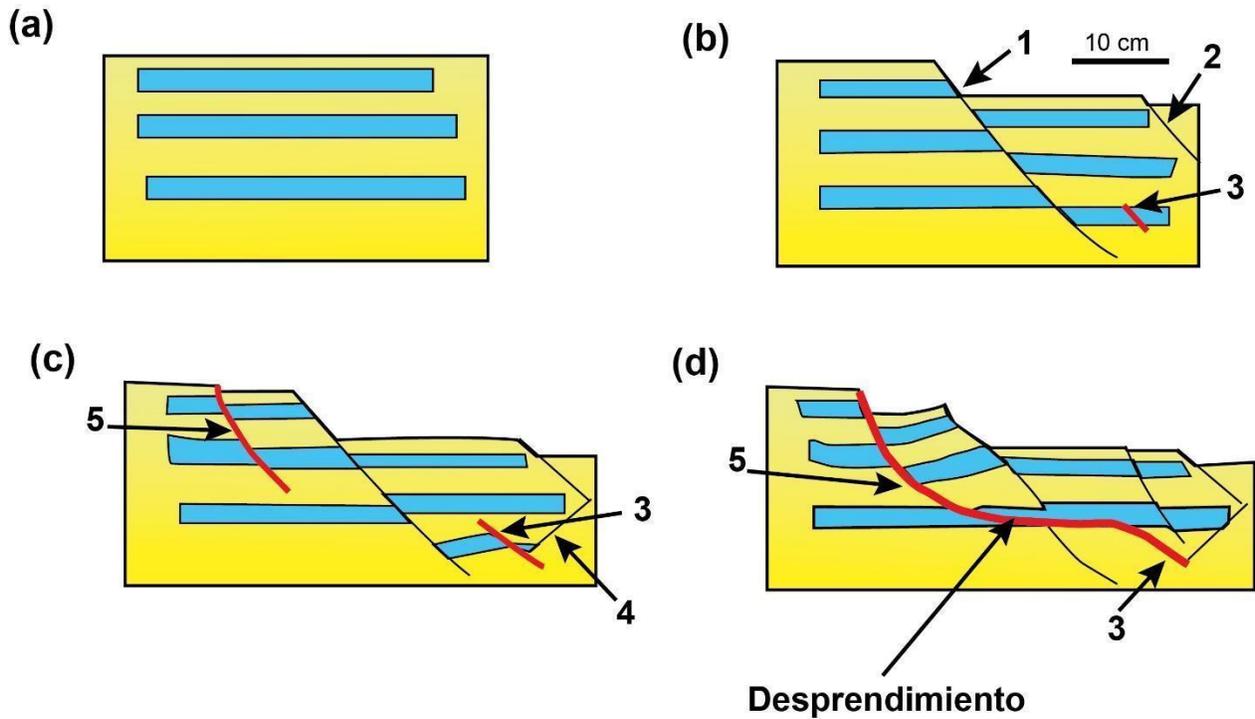


Figura 4.11. Formación de una falla de ángulo bajo. Modificado de *Structural Geology* (p. 341), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

4.1.1.3.5.6. Fallas de desprendimiento

Las fallas de desprendimiento son fallas de ángulo bajo y se caracterizan por ser fallas de escalas regionales, cuyo desarrollo se asocia con la presencia de horizontes de baja o nula competencia mecánica; tienden a ser sub horizontales, los bloques desplazados por una falla de desprendimiento se distinguen como bloque superior e inferior o también son denominados márgenes continentales superior e inferior en etapas tardías de extensión (Fossen, 2010).

El margen superior es análogo al bloque de techo de la falla normal, se caracteriza por presentar abundante magmatismo y una corteza continental engrosada con estrechas plataformas continentales, capas sedimentarias delgadas y generalmente depositadas de manera discordante sobre los bloques basales ligeramente inclinados como se

muestra en la figura 4.12A. El margen inferior se caracteriza por no presentar vulcanismo, tienen capas de materiales sedimentarios con espesores delgados en comparación con los márgenes superiores y presentan una gruesa cubierta sedimentaria depositada sobre bloques altamente rotados (Burg, 2011), estas características se ilustran en la figura 4.12B.

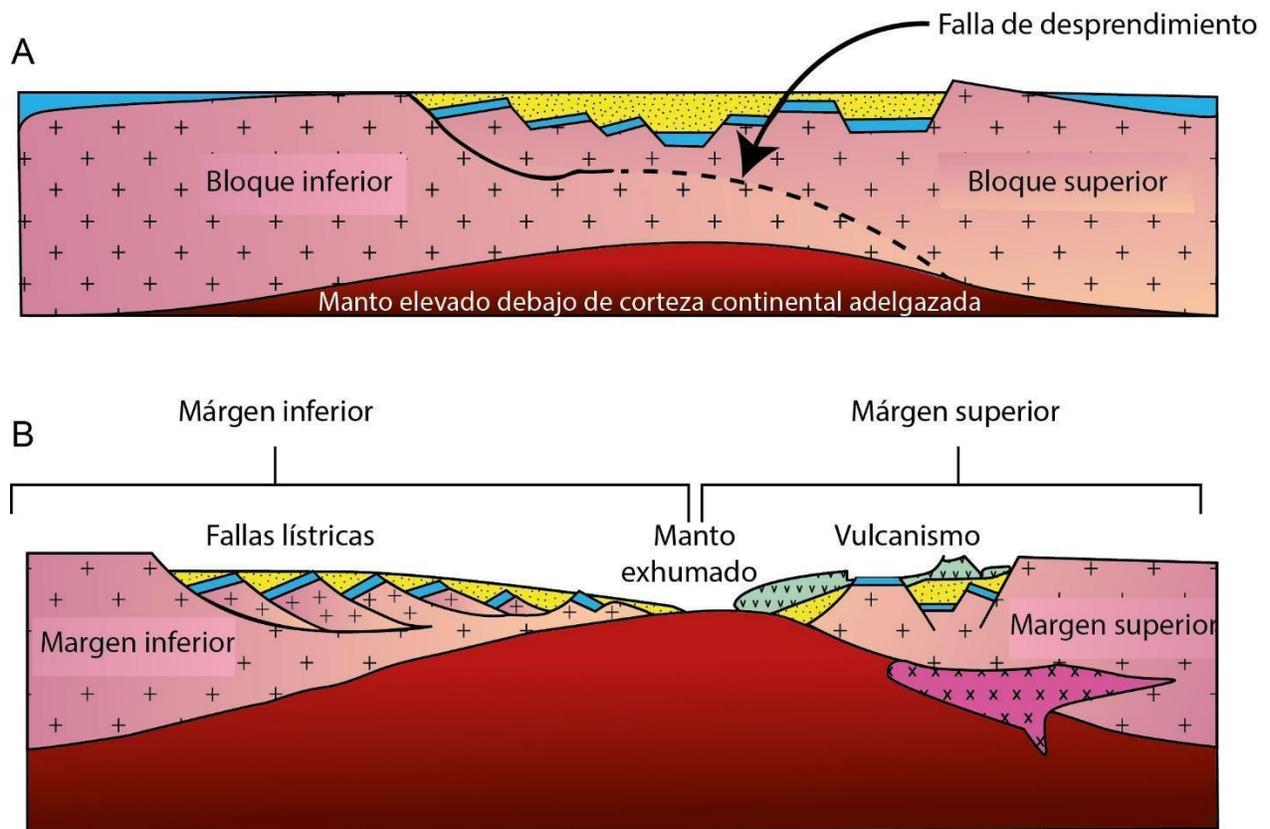


Figura 4.12. Extensión cortical en una falla de desprendimiento. Modificado de *Tectonics, Extension Systems* (p. 84), por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

Las fallas de desprendimiento se vinculan con la formación de estructuras denominadas núcleos metamórficos, que corresponden con áreas donde el basamento metamórfico es exhumado y expuesto debido a la extensión extrema de un conjunto de fallas

asociadas a una falla de desprendimiento (Figura 4.12 B) (Fossen, 2010; Van der Pluijm y Marshak, 2004).

De acuerdo con Fossen (2010) la flexión y adelgazamiento de la corteza ocurre por el ascenso de magma, lo que propicia el desarrollo secuencial de fallas normales subsidiarias de tipo lístrico asociadas con una falla principal de desprendimiento. La primera falla subsidiaria que se forma tiende a rotar progresivamente hasta que las condiciones mecánicas no favorecen más la rotación provocando la inactivación de la falla, esto provoca el desarrollo de una nueva falla adyacente a la falla inicial, si el proceso se repite se puede formar un conjunto de fallas normales de ángulo bajo que definen una serie de hemigraben dispuestos de manera imbricada; este tipo de estructura puede propiciar la exhumación del basamento metamórfico definiendo un núcleo o ventana metamórfica si la extensión asociada con las fallas continúa y si la denudación logra reducir significativamente el espesor de la corteza superior deformada. En la figura 4.13 se ejemplifica el desarrollo de un núcleo central metamórfico asociado al adelgazamiento de la litósfera por el ascenso de material astenosférico y la generación de fallas imbricadas.

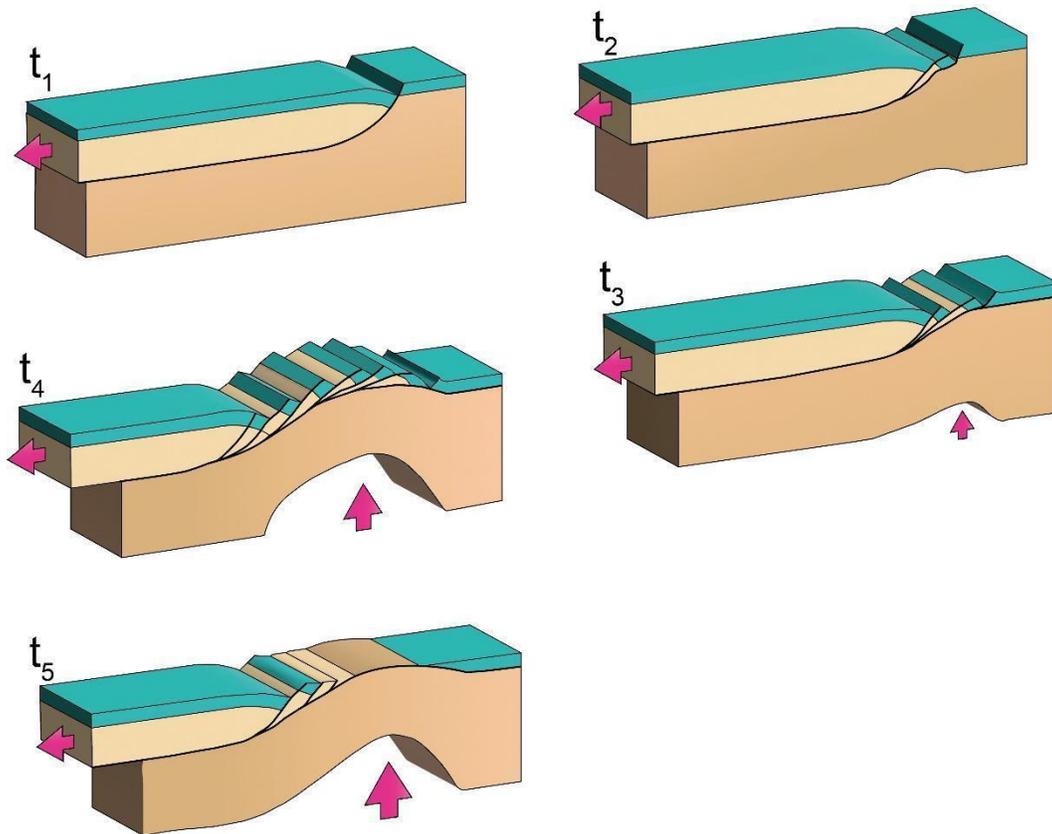


Figura 4.13. Evolución de un núcleo metamórfico. Modificado de *Structural Geology* (p. 339), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

4.1.1.3.6. Estructuras asociadas con fallas de segmentos planos e inclinados

La presencia de segmentos planos e inclinados en una falla puede ocurrir como consecuencia de su propagación a través de un volumen de roca con horizontes de competencia mecánica distinta y dispuestos de manera intercalada. Las fallas normales tienden a tener echados más pronunciados cuando se forman en capas frágiles y en aquellas capas u horizontes cuya competencia tiende a ser dúctil o menos resistente, el echado es menos pronunciado (Davis et al., 2012).

Los segmentos de falla denominados planos o niveles de desprendimiento se caracterizan por tener un echado bajo o subhorizontal; se forman en horizontes poco

competentes como evaporitas y/o lutitas sobrepresionadas. Las rampas son segmentos de falla con echados aproximadamente cercanos a los 60° y se desarrollan en horizontes competentes por ejemplo estratos de caliza. Las principales estructuras formadas en fallas con segmentos intercalados de rampa-plano-rampa son pliegues, dúplex y abanicos imbricados.

4.1.1.3.6.1. Pliegues relacionados con fallas normales

Las estructuras plegadas asociadas con fallas normales se forman sobre segmentos de planos y rampas en una falla normal. El echado de las rampas condiciona el tipo de pliegue que se forma; si la rampa es de un buzamiento pronunciado se puede formar un sinclinal de falla (Figura 4.14).

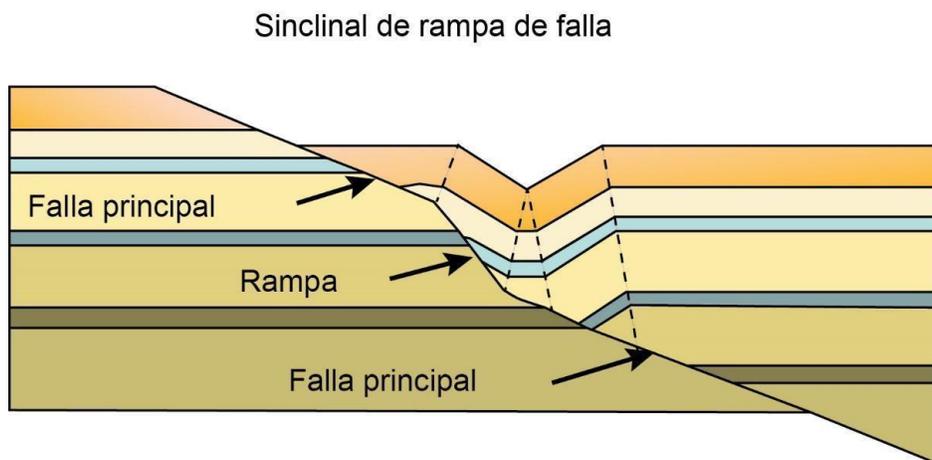


Figura 4.14. Deformación del bloque de techo en una falla normal con superficie irregular de rampa-plano-rampa. Modificado de *Structural Geology* (p.94), R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

Si un plano conecta dos rampas, el deslizamiento produce un anticlinal de flexión de falla (Figura 4.15, Twiss y Moores, 2007; Burg, 2011),

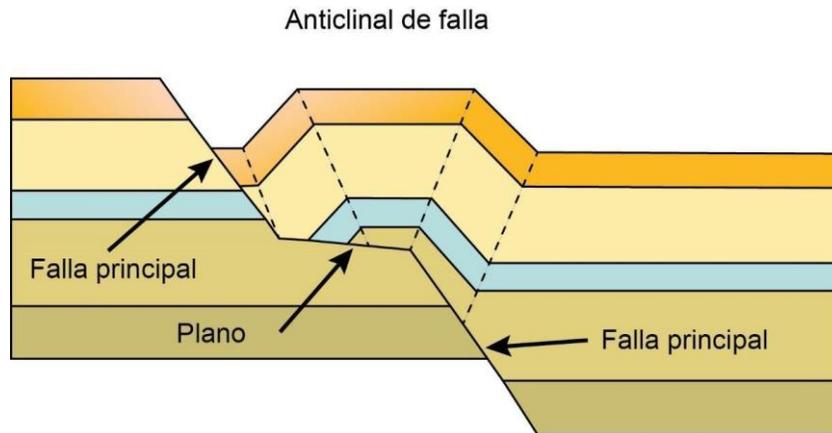


Figura 4.15. Deformación del bloque de techo en una falla normal con superficie irregular de rampa-plano-rampa. Modificado de *Structural Geology* (p.94), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

Pliegues pasivos.

Los pliegues pasivos se forman cuando una capa de sedimentos se deforma sobre una falla normal ciega (Figura 4.16). La flexión de la capa sedimentaria depende de la magnitud de desplazamiento vertical de la falla y puede llegar a ser cortada por el plano de falla si el desplazamiento aumenta (Burg, 2011).

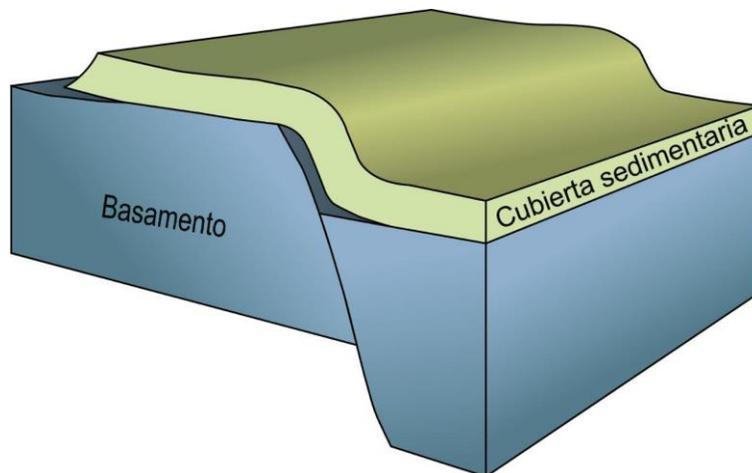


Figura 4.16. Desarrollo de un pliegue pasivo. Modificado de Modificado de *Tectonics, Extension Systems* (p. 83), por J.-P. Burg, 2017, ETH Zürich.

4.1.1.3.6.2. Jinetes o abanicos lístricos

Los jinetes son cuñas antitéticas o sintéticas delimitadas por dos fallas activas en sus extremos, una falla en la base y otra en la parte superior (Figura 4.17). Un conjunto de jinetes conforma estructuras semejantes a un abanico, a este tipo de estructuras se les denomina abanicos lístricos (Mucophadayay, 2006).

4.1.1.3.6.3. Dúplex extensional

Los dúplex son estructuras asociadas con la transferencia del desplazamiento entre dos fallas adyacentes a través de una rampa; se forman por la superposición y apilamiento de fallas adyacentes mediante un proceso progresivo y secuencial. Un dúplex es una estructura imbricada que se desarrolla en zonas de transición dúctil-frágil, y está conformada por la superposición de dos o más bloques deformados de manera dúctil en los que ha ocurrido un desplazamiento entre las superficies que los separa (Figura 4.7, Burg, 2011).

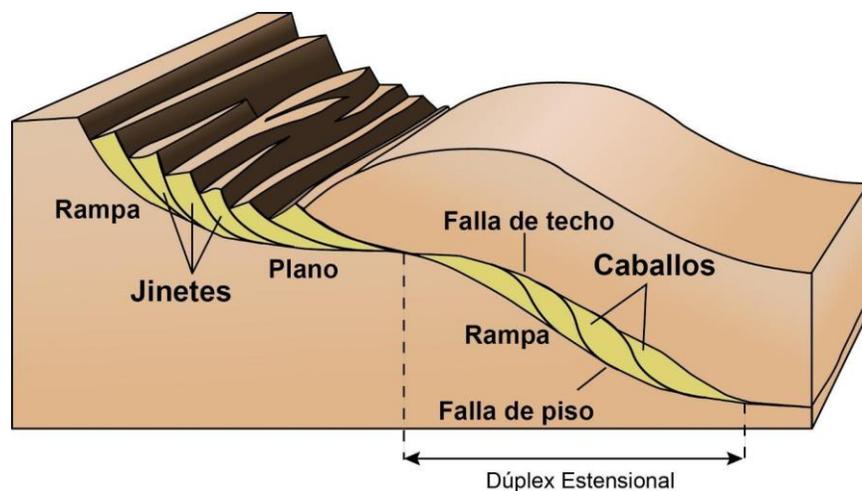


Figura 4.2.17. Estructuras extensionales asociadas con planos y rampas. Modificado de *Structural Geology* (p. 341), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

4.1.2. Fallas normales en límites destructivos o de convergencia tectónica

Durante el proceso de subducción se pueden formar fallas normales en la placa que se subduce debido a la flexión y estiramiento que ésta experimenta (Van der Pluijm y Marshak, 2004). Algunas fallas normales se forman en la región de retroarco de un margen convergente, su desarrollo puede ser durante o después de la colisión continental (Fossen, 2010).

En los límites convergentes la generación de esfuerzos distensivos se asocia principalmente con la generación de un flujo convectivo debajo del arco magmático y por encima de la placa subducida, este flujo convectivo favorece el desarrollo de procesos de adelgazamiento y extensión en la corteza superior pudiendo llegar a formar una depresión o cuenca tras arco (Figura 4.18) y posteriormente evolucionar a la expansión de un nuevo fondo marino (Ramsay,2011). La expansión de la región tras arco en una zona de convergencia tectónica puede estar influenciada por los cambios de dirección y velocidad de las placas convergentes (Burg, 2011).

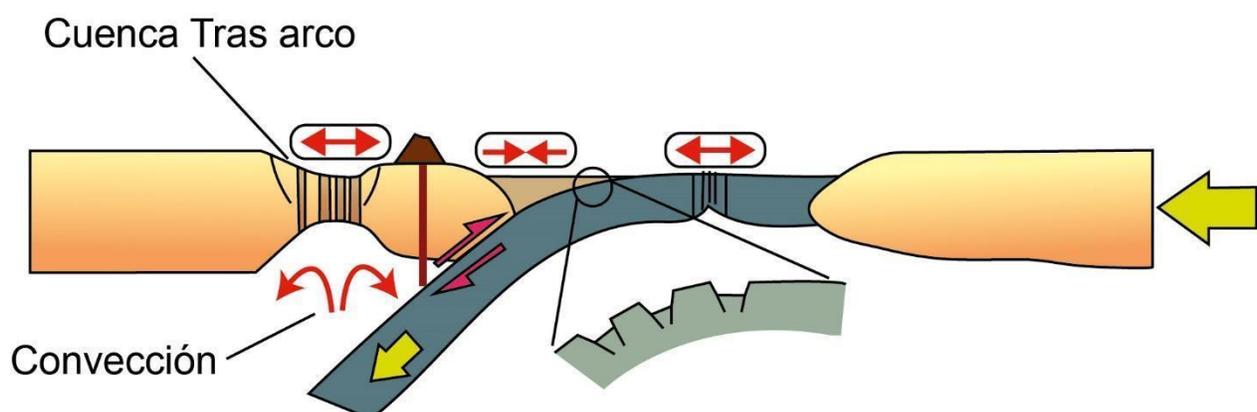


Figura 4.18. División de arco de islas en etapas tempranas de subducción. Modificado de *Structural Geology* (p. 348), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

Durante la formación de un orógeno algunos bloques se pueden desprender y ascender debido al incremento de la temperatura y disminución de la densidad, este tipo de bloques que asciende de manera boyana puede causar el desarrollo de una falla inversa en la base del bloque y una falla normal en la parte superior (Figura 4.19).

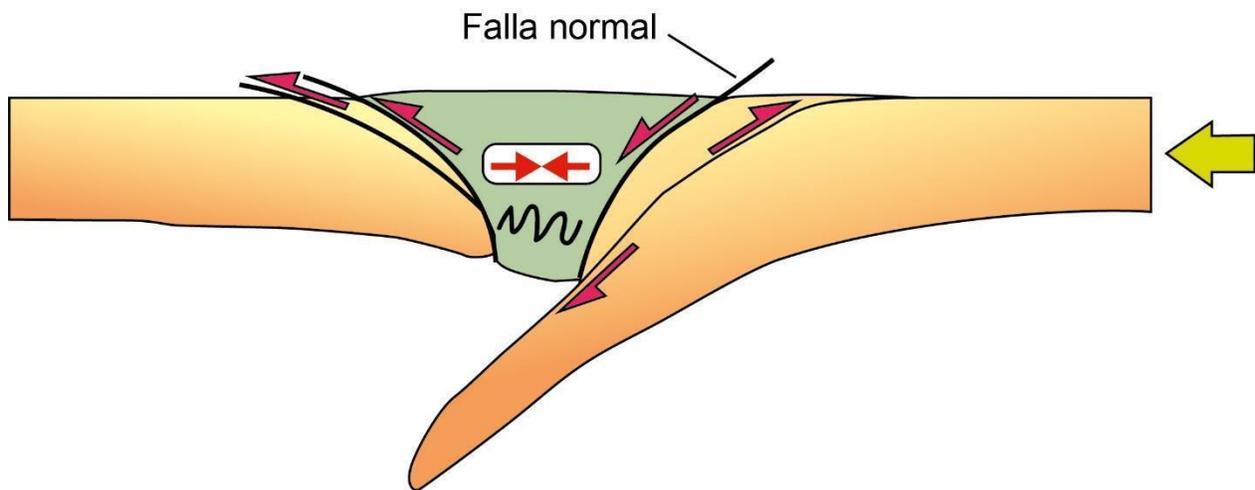


Figura 4.19. Fallas normales formadas durante la colisión continental. Modificado de *Structural Geology* (p. 348), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

En las etapas tardías de la formación de un orógeno también se pueden formar conjuntos de fallas normales. El desarrollo de fallas normales en sistemas convergentes ocurre debido a que el progresivo acortamiento y engrosamiento de la litósfera continental provoca un incremento y acumulación de energía potencial, esta energía acumulada es liberada a través de colapsos gravitacionales y el desarrollo de fallas normales en las zonas más elevadas del orógeno (Figura 4.20). Durante la colisión algunas fallas inversas pueden llegar a cambiar su desplazamiento y convertirse en fallas normales mediante un proceso denominado inversión tectónica.

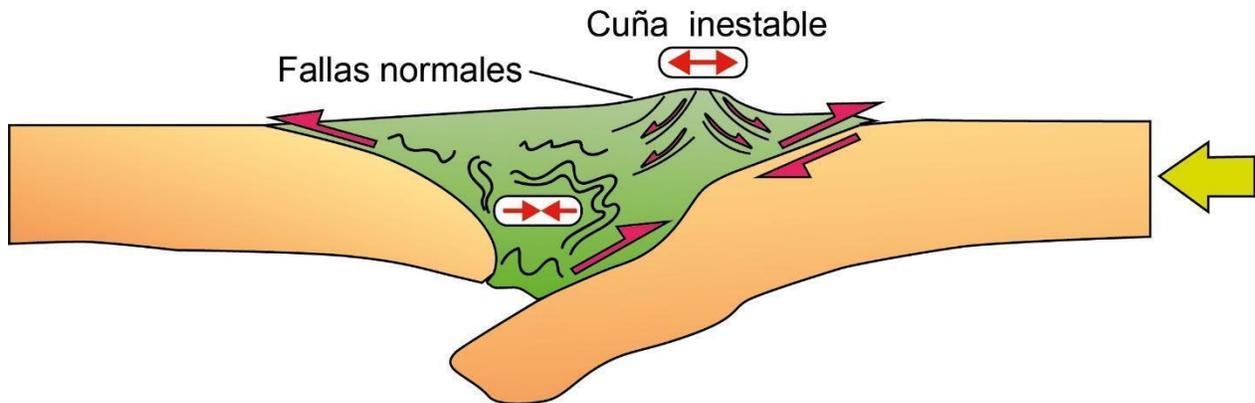


Figura 4.20. Fallas normales formadas durante la colisión continental. Modificado de *Structural Geology* (p. 348), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

4.1.3. Fallas normales en zonas de transferencia

Durante la segmentación y apertura continental se desarrollan segmentos de rift que se propagan y se fusionan mediante estructuras de deformación dúctil y/o frágil denominadas de transferencia; éstas estructuras en conjunto definen una zona de acomodación o de transferencia que puede estar conformada por estructuras plegadas, por una sola falla o por un conjunto de fallas oblicuas o paralelas a las estructuras principales; por lo general en las zonas de extensión cortical las estructuras de transferencia más comunes son las rampas de relevo, fallas de transferencia y/o estructuras dúplex (Twiss y Moores, 2007; Fossen, 2010).

Las rampas de relevo y las fallas de transferencia se forman por la interacción y superposición de los campos de deformación entre dos fallas adyacentes y pseudo paralelas durante el crecimiento y propagación de una falla normal de mayor tamaño (Fossen, 2010). En la figura 4.21 se ilustra la evolución de una falla normal y la formación de una rampa de relevo en un volumen de roca conformado por capas intercaladas de caliza y lutita. En una etapa inicial las fracturas de extensión se forman

en las capas más competentes, en este caso sucede en las capas de caliza de estratos gruesos (Figura 4.21A). Las fracturas se propagan y evolucionan en segmentos de falla con echados marcadamente diferentes, siendo de mayor ángulo en las calizas que en las lutitas. A medida que continúa el desplazamiento se forma una rampa de relevo entre las fallas adyacentes (Figura 4.21B); como etapa final la rampa formada se rompe y las fallas quedan totalmente vinculadas formando una sola falla denominada de transferencia (Figura 4.21C). Una falla de transferencia se caracteriza por presentar una amplia zona de falla circundante, un escalón horizontal y un patrón curvo en superficie (Davis et al., 2012; Fossen, 2010).

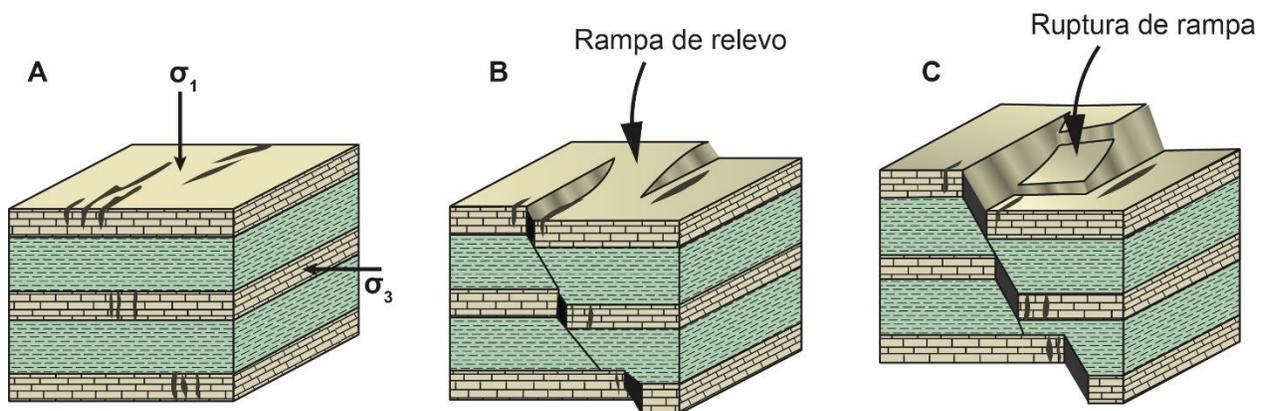


Figura 4.2.21. Evolución de una rampa de relevo en un volumen de roca conformado por calizas y lutitas intercaladas. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 327), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

En los márgenes de divergencia tectónica las zonas de transferencia dividen y modifican las características geométricas y dinámicas predominantes en un conjunto de fallas segmentando la zona en diferentes dominios de extensión, orientación e inclinación (Twiss y Moores, 2007). En la figura 4.22 se muestra una zona de transferencia dividida en diferentes dominios de desplazamiento, los cuales se

encuentran separados por fallas de transferencia; de color verde un sistema de hemigrabens desarrollados en el bloque superior que se echan hacia el este, de amarillo otro sistema de hemigraben desarrollados en el bloque superior, pero con echados hacia el oeste.

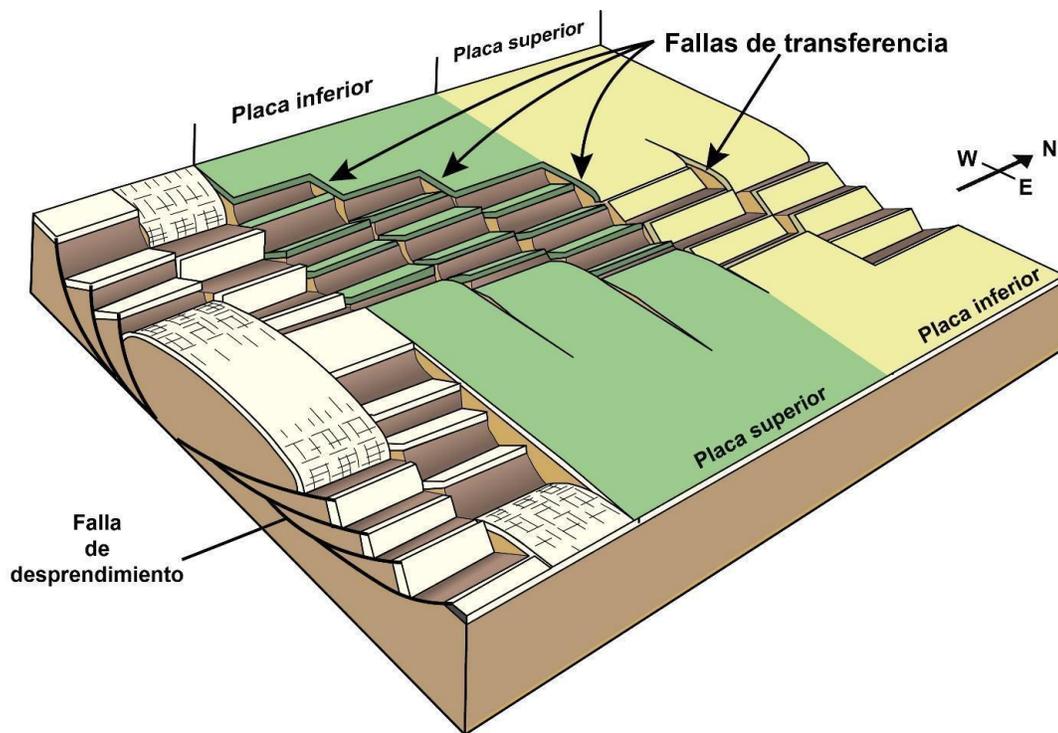


Figura 4.22. Modelo representativo de una zona de transferencia en una provincia extensional donde se ejemplifican diferentes dominios de fallas normales. Modificado de *Structural Geology* (p.100), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

Las zonas de transferencia o de acomodación favorecen la propagación y extensión de las dorsales oceánicas mediante la unión de segmentos de rift; los segmentos de rift se propagan hasta que se superponen e interactúan entre sí llegando a fusionarse para formar una zona continua de extensión. La fusión entre los segmentos de rift no siempre ocurre de forma alineada ya que en la zona de transferencia se desarrollan todo tipo de fallas, lo que conduce al desarrollo de geometrías complejas (Figura 4.23).

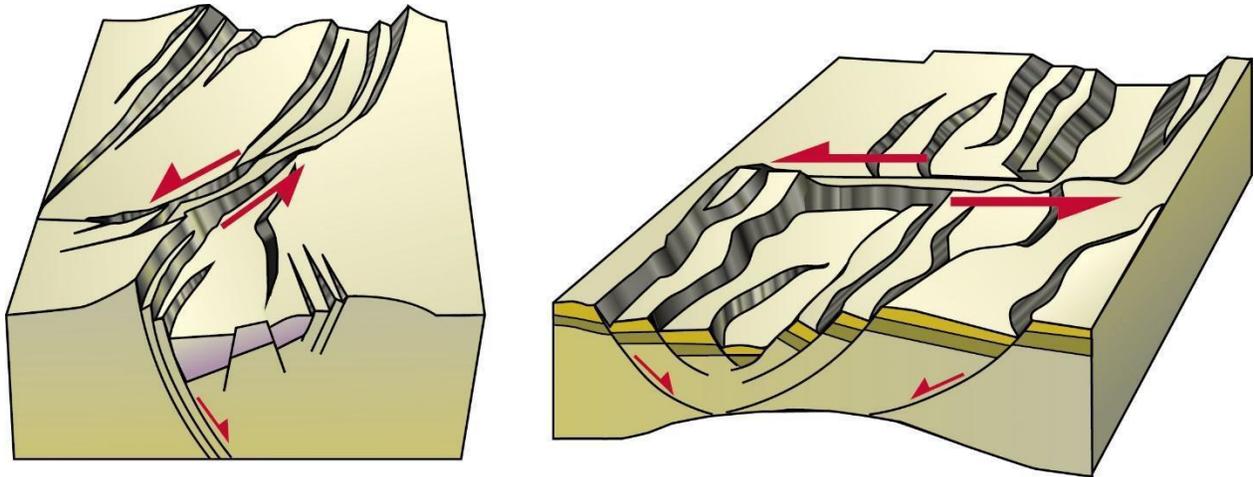


Figura 4.23. Zonas de transferencia. Modificado de *Earth Structure* (p. 395), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Burg (2011) describe de manera general la evolución de las zonas de transferencia como la siguiente secuencia de eventos.

1. Propagación de fallas normales a lo largo del rumbo
2. Reorientación de capas entre dos fallas normales adyacentes cuyos buzamientos son semejantes. La flexión o inclinación de la estratificación favorece la formación de rampas de relevo entre fallas adyacentes como resultado de la disminución de la propagación de las fallas en sus extremos (puntas de falla).
3. A medida que aumenta el número de fallas, las rampas de relevo fallan con una componente de rumbo y finalmente las fallas adyacentes o superpuestas quedan conectadas.
4. Eventualmente las fallas de transferencia pueden evolucionar a fallas transformantes

4.1.4. Fallas normales asociadas a colapsos gravitacionales

La fuerza gravitatoria y los esfuerzos tectónicos intervienen en todo tipo de fallas normales, sin embargo, algunas fallas normales se forman solo por la influencia de la gravedad, esto ocurre debido a la presencia de horizontes de baja o nula resistencia mecánica. Muchas de estas fallas se desarrollan en una cuenca de margen pasivo, las que en general presentan una forma de cuña que tiende a inclinarse suavemente en dirección hacia el mar profundo, esta inclinación favorece los desplazamientos por desprendimiento y el desarrollo de fallas normales si hay un horizonte de comportamiento plástico infrayacente, por lo general, esta capa plástica suele ser un horizonte evaporítico o una gruesa capa de arcilla (Figura 4.24).

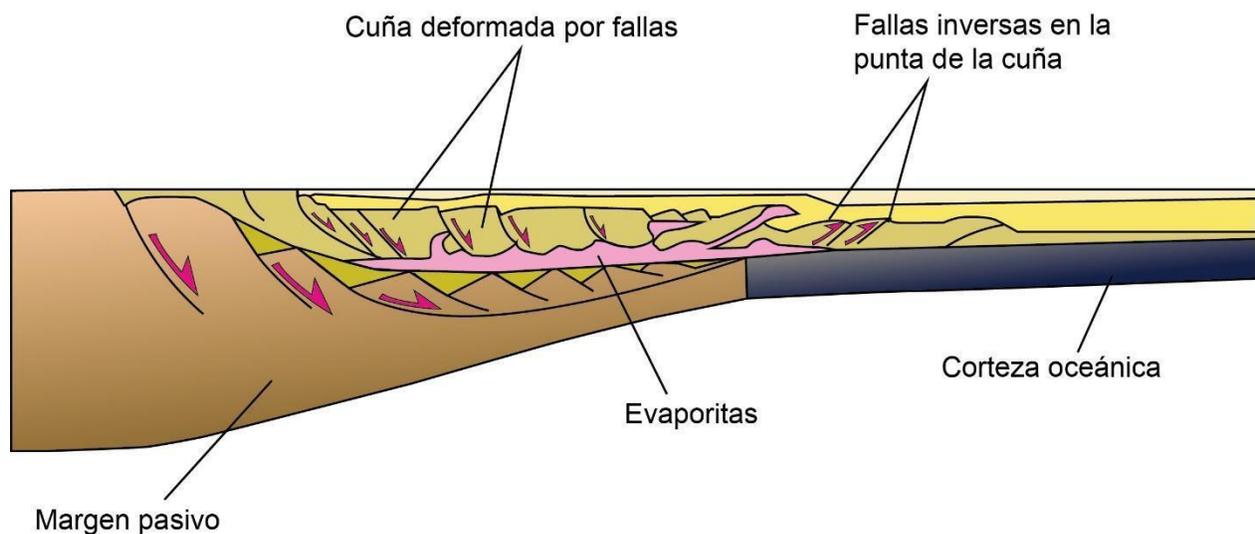


Figura 4.24. Zonas de transferencia. Modificado de *Earth Structure* (p. 407), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Los deslizamientos gravitacionales que ocurren en las cuencas de margen pasivo suelen formar un sistema de hemigrabens, grabens, pliegues de vuelco y algunas fallas inversas en la punta de la cuña (Van Der Plujim y Marshak).

Los deslizamientos gravitacionales pueden dar lugar a la formación de un complejo de fallas, que consta de una zona de extensión con fallas normales, una zona de contracción con fallas inversas y una falla de deslizamiento lateral que las une como se ilustra en la figura 4.25.

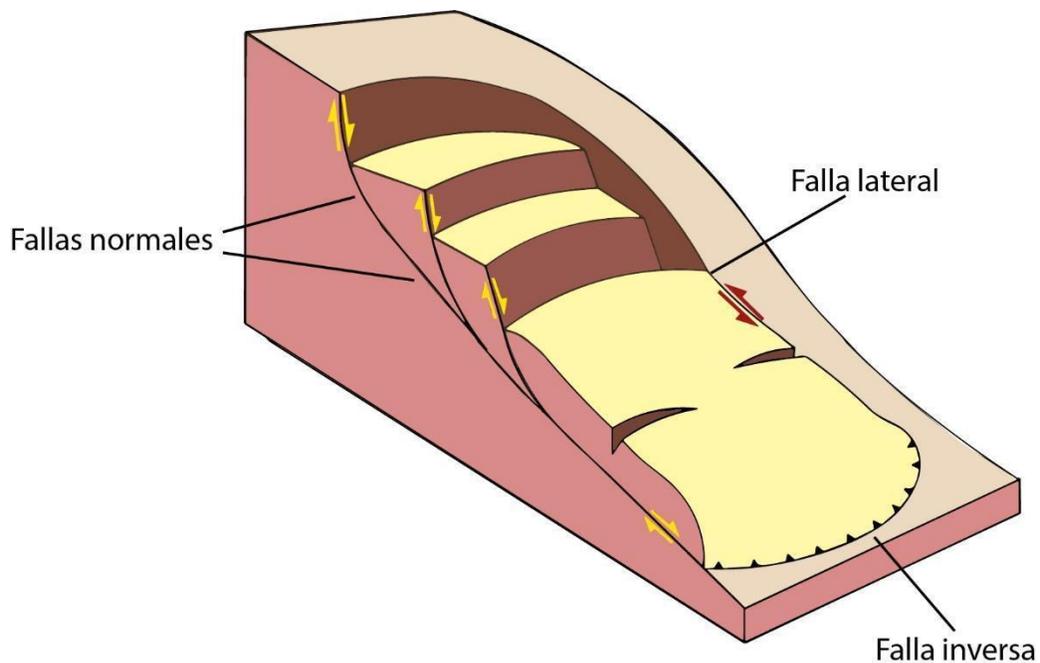


Figura 4.25. Colapso gravitacional. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.24), R. Padilla y Sánchez, 2021. Facultad de Ingeniería, UNAM.

4.1.4.2. Fallas concéntricas o fallas anulares

El desarrollo de cavidades a profundidad provoca inestabilidad en las rocas superficiales las cuales pueden colapsar y formar una serie de fallas dispuestas de

manera concéntrica o en forma de anillo. Las fallas anulares pueden ser causadas por la disolución de rocas carbonatadas, evaporíticas, o por el colapso de rocas superficiales en una cámara magmática vacía (Twiss y Moores, 2007). El desarrollo de fallas anulares en una caldera volcánica comienza con un hundimiento generalizado del terreno que se extiende desde el centro hacia el exterior mediante el desarrollo de fallas normales semicirculares arqueadas o lineales que se propagan alrededor de la caldera, definiendo una estructura poligonal general (Burg, 2011). En la figura 4.26 se ejemplifican las fallas resultantes producto del colapso de una caldera.

Fallas alrededor de la caldera que se desarrolla progresivamente hacia el exterior

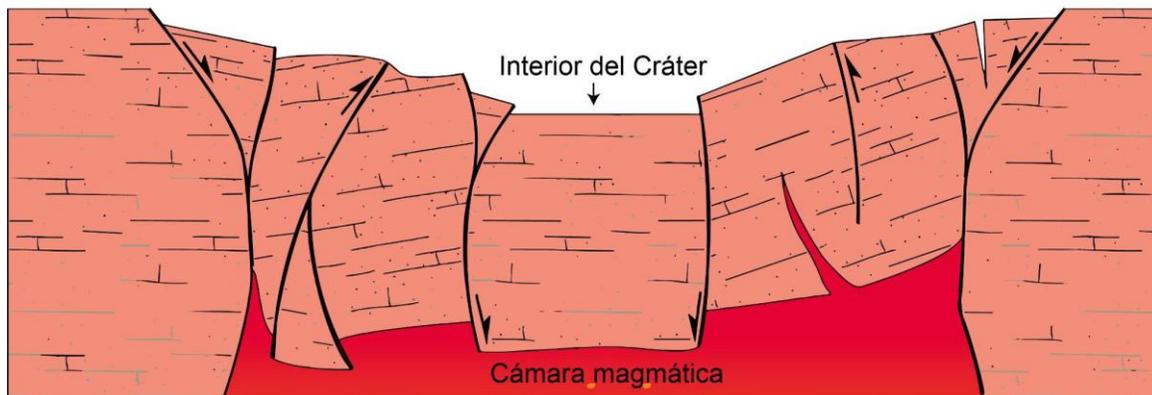


Figura 4.26. Fallas concéntricas formadas por el colapso de una cámara magmática. Modificado de *Tectonics, Extension Systems* (p. 70), por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

4.1.5. Fallas normales por emplazamientos salinos.

Las evaporitas son residuos sólidos acumulados por la evaporación de cuencas en ambientes continentales, transicionales y marinos. De acuerdo con el registro geológico las acumulaciones de mayor abundancia corresponden con ambientes marinos desde someros a profundos formados durante el proceso de rifting (Davis et al., 2012; Padilla y Sánchez, 2021). Las sales como el yeso, anhidrita, halita o silvita son ejemplo de

evaporitas y se caracterizan por tener una baja o casi nula resistencia mecánica, y una baja viscosidad con respecto de otras rocas sedimentarias, estas características físicas provocan que tengan un comportamiento semejante al de un fluido viscoso y se desplacen de zonas de mucha presión por sobrecarga hacia zonas de menor presión (Padilla y Sánchez, 2021).

Los cuerpos de sal se pueden movilizar de manera ascendente o lateral, dependiendo de las condiciones geológicas circundantes y la sobrecarga diferencial presente. La migración de cuerpos salinos ocurre cuando las fuerzas de resistencia de los sedimentos y la fricción interna de la sal es sobrepasada por la fuerza de sobrecarga, si esto no ocurre la sal permanecerá estática (Padilla y Sánchez, 2021). La movilización de la sal puede estar vinculada con la presencia y actividad de fallas; si el desplazamiento de las fallas provoca una disminución de sobrecarga, la sal puede fluir y ascender a través de la superficie de falla (Davis et al., 2012).

Los volúmenes de sal al desplazarse pueden adquirir diferentes formas, dependiendo de las condiciones estructurales del entorno y de las fuerzas de resistencia de las rocas circundantes y suprayacentes al cuerpo de sal en movilización. Los cuerpos salinos pueden emplazarse en una variedad de formas reconocidas como: domos, diapiros, troncos (stocks), rodillos (rollers), almohadas (pillows), bulbos, tallos (stems), paredes y lengüetas; estos cuerpos de sal se fusionan y forman grandes toldos, también conocidos como sábanas o mantos (Padilla y Sánchez, 2021).

Los mecanismos de ascenso y emplazamiento de los cuerpos salinos se desarrollan de manera activa, reactiva o pasiva. Un emplazamiento activo ocurre cuando el

desplazamiento de sal provoca deformación en las rocas circundantes, pudiendo levantarlas, rotarlas o desplazarla lateralmente (Padilla y Sánchez, 2021; Davis et al., 2012). Cuando la movilización de un volumen de sal ocurre como respuesta a la sobrecarga se dice que es un emplazamiento de tipo reactivo y cuando el cuerpo de sal asciende a través de los sedimentos suprayacentes a un ritmo aproximadamente igual que el ritmo de sedimentación se dice que es un emplazamiento pasivo (Padilla y Sánchez, 2021; Fossen, 2010).

El emplazamiento activo puede verse afectado si el espesor de los sedimentos incrementa ya que será de mayor dificultad para los cuerpos salinos deformar los estratos suprayacentes y seguir ascendiendo; las condiciones tectónicas de expansión pueden contrarrestar este efecto al adelgazar y fracturar las capas suprayacentes (Padilla y Sánchez, 2021).

Si la movilización de la sal es más rápida que la sedimentación, erosión o disolución, se forman toldos, también denominados mantos, estos cuerpos de sal pueden desplazarse de diferentes maneras dependiendo si se forma una cubierta sedimentaria sobre ellos y de la velocidad de movilización de la sal con respecto de la velocidad de sedimentación.

Algunas fallas normales se desarrollan en la parte apical de los mantos de sal, si el avance del cuerpo salino ocurre por dispersión gravitacional y si la velocidad de sedimentación y erosión han sido superadas por el ascenso de los materiales evaporíticos (Figura 4.27, Padilla y Sánchez, 2021).

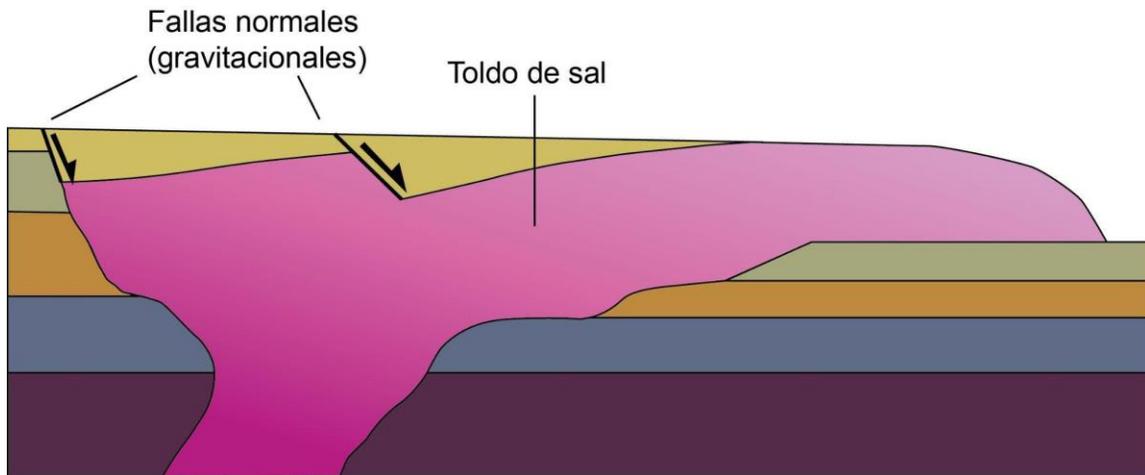


Figura 4.27. Fallas normales en la cima de un manto de sal. Modificado de *Geología estructural, métodos modernos* (p.152), por R. Padilla y Sánchez, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

La intrusión de cuerpos salinos también pueden generar un conjunto de fallas normales como se muestra en la figura 4.28, en donde se aprecia un domo salino que se emplaza a profundidad produciendo un sistema ramificado de fallas normales que se unen y se cortan entre sí describiendo terminaciones en forma de “y” cerca de la superficie en una vista en sección, en planta tienen una distribución radial.

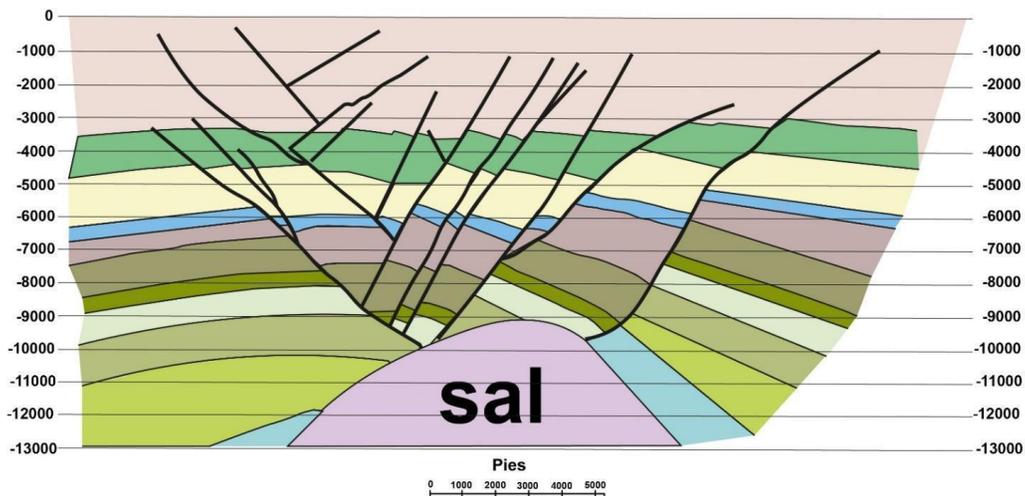


Figura 4.28. Sistemas de falla asociados a la intrusión de un domo salino. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss., E. Moores., (p.97), Freeman.

5. FALLAS INVERSAS

La mayoría de los conjuntos de fallas inversas se encuentran asociados a los límites convergentes de placas tectónicas, también conocidos como límites destructivos o, márgenes de convergencia. En estos límites, la corteza superior experimenta acortamiento y engrosamiento mediante el desarrollo de pliegues y fallas inversas, adicionalmente las rocas también experimentan metamorfismo y magmatismo a profundidad.

Un rasgo característico de los márgenes convergentes es la presencia de estructuras volcánicas y sistemas montañosos formados por la subducción, obducción y colisión de placas tectónicas. Este tipo de elevaciones también denominados orógenos, suelen tener una orientación preferencial, controlada por la dirección de convergencia entre ambas placas (Burg, 2011).

5.1. Evolución tectónica de los márgenes convergentes

De acuerdo con (Burg, 2011), las estructuras de deformación desarrolladas en los límites convergentes de placas tectónicas se forman durante tres etapas de un proceso transicional de evolución tectónica (subducción, colisión y post colisión); cada etapa se desarrolla según la posición entre las placas tectónicas durante el cierre de un océano.

5.1.1. Subducción

La subducción es el proceso que ocurre cuando dos placas tectónicas convergen y una de las placas, debido a su alta densidad, se flexiona, se hunde y se desliza por debajo de la otra placa. La litosfera oceánica al ser más densa que la astenosfera y que la

litósfera continental siempre se subduce al converger con algún fragmento de corteza continental o de corteza oceánica de menor densidad, esto ocurre debido a que la composición litológica de la corteza oceánica le confiere una mayor densidad, además, el progresivo enfriamiento que experimenta al trasladarse desde la dorsal hasta una zona de subducción también provoca que su densidad aumente. (Tarbuck y Lutgens, 2005; Plujim y Marshak, 2004).

Es difícil precisar cómo inicia la subducción entre placas tectónicas, sin embargo, Plujim y Marshak (2004) mencionan, que existe la posibilidad de que la subducción ocurre como respuesta a la compresión a través de una debilidad preexistente, por ejemplo, a través de una falla transformante, en el límite entre corteza oceánica y continental a través de un margen pasivo o en un segmento inactivo de una dorsal oceánica.

La subducción puede ocurrir en márgenes de placas tectónicas donde converge corteza oceánica con corteza continental o corteza oceánica con corteza oceánica, en ambos casos se generan procesos magmáticos que dan lugar a la formación de estructuras volcánicas y estructuras de deformación principalmente de carácter compresivo distribuidas en diferentes zonas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

5.1.1.1. Configuración general de las zonas de subducción

El proceso de subducción implica el desarrollo de diversas estructuras de deformación localizadas en cinco diferentes zonas de la placa suprayacente (Figura 5.1) como se describe a continuación.

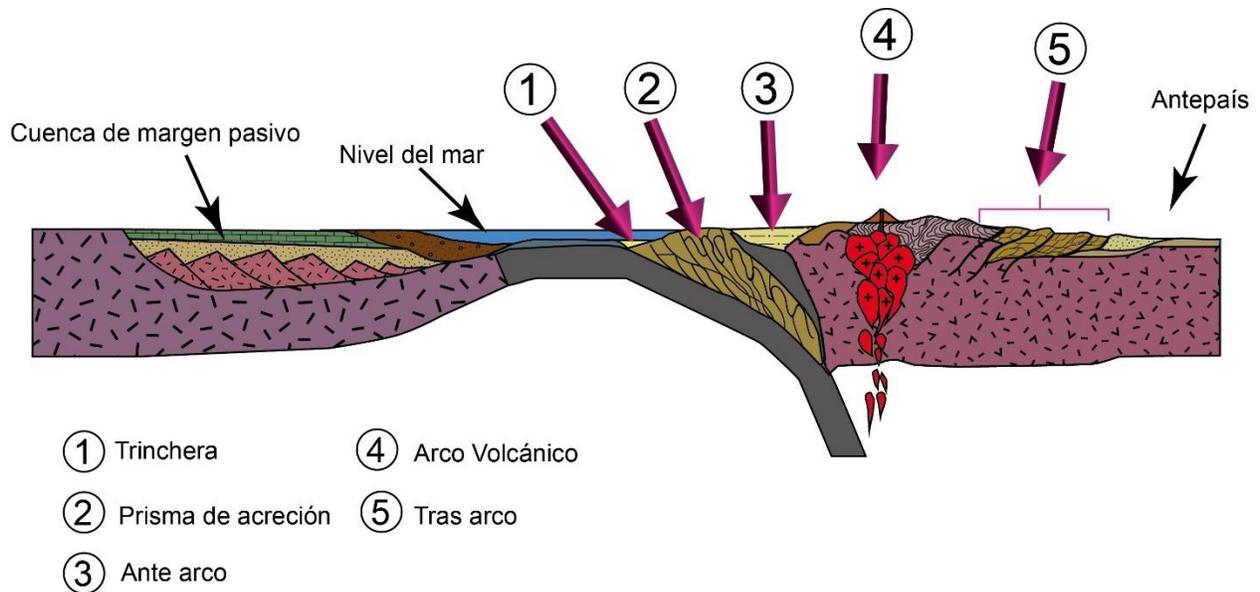


Figura 5.1. Regiones de deformación en una zona de subducción entre corteza oceánica y corteza continental. Modificado de *Earth Structure* (p.432), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

1. Trinchera

Es una zona que delimita el contacto entre placas tectónicas en una zona de subducción, son depresiones topográficas en forma de V con profundidades variables en función de la densidad de la corteza subducida y de la cantidad de sedimentos acumulados (Figura 5.2). Los sedimentos acumulados en las trincheras son de tipo turbidítico y flujos de escombros provenientes del arco volcánico (Ramsay, 2011; Van der Plujim y Marshak, 2004).

2. Prisma de acreción

En una zona aledaña a la trinchera donde se deforma un paquete de sedimentos denominado prisma de acreción (Figura 5.2), que corresponden con cuñas conformadas por materiales desprendidos de la placa que se subduce y por sedimentos

provenientes de la placa suprayacente (continental u oceánica). En algunas zonas de subducción los prismas pueden ser muy pequeños o inexistentes. En otras zonas, la subducción prolongada y la acumulación de sedimentos pueden dar lugar a prismas de acreción muy grandes que pueden sobresalir del nivel del mar. Los sedimentos acumulados en las cuñas de acreción experimentan deformaciones mediante pliegues, fallas inversas, y metamorfismo de alta presión y baja temperatura (facies de esquisto azul) (Van der Plujim y Marshak, 2004).

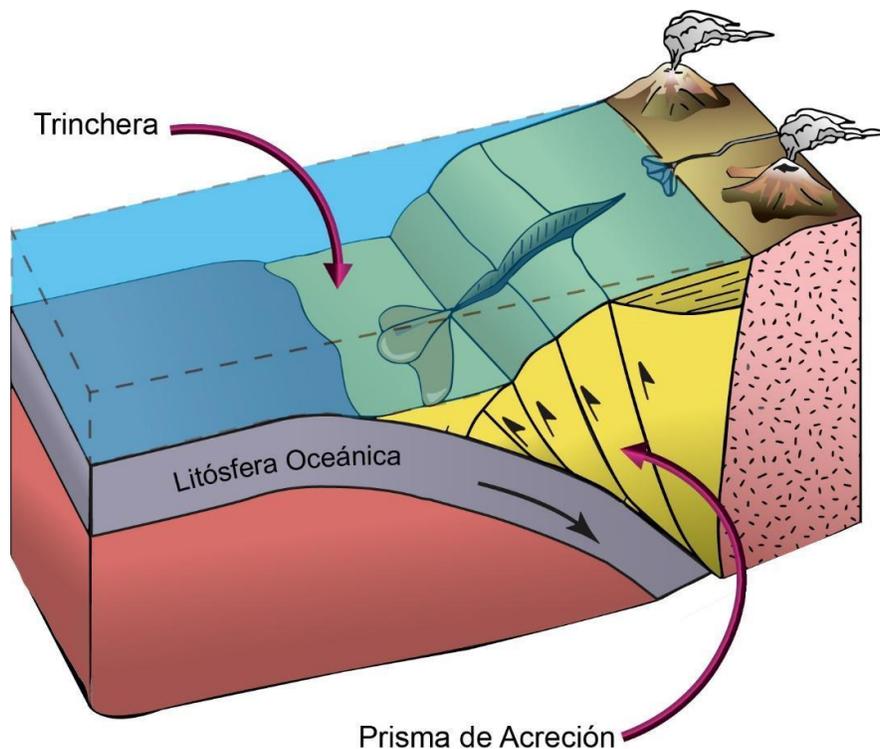


Figura 5.2. Trinchera y Prisma de acreción. Modificado de *Earth Structure* (p.420), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

3. Región de antearco.

La región de antearco se ubica entre la trinchera y el arco volcánico (Figura 5.3), su ancho depende del ángulo de inmersión de la placa subducida, si el ángulo es muy

pronunciado se forma un espacio estrecho entre la trinchera y el arco volcánico, por otro lado, si el ángulo de la placa que se subduce es suave, el espacio entre la trinchera y el arco es más amplio. En la región antearco se puede formar una cuenca de sedimentación donde pueden acumularse sedimentos hemipelágicos y clásticos derivados principalmente del arco volcánico (Van der Plujim y Marshak, 2004).

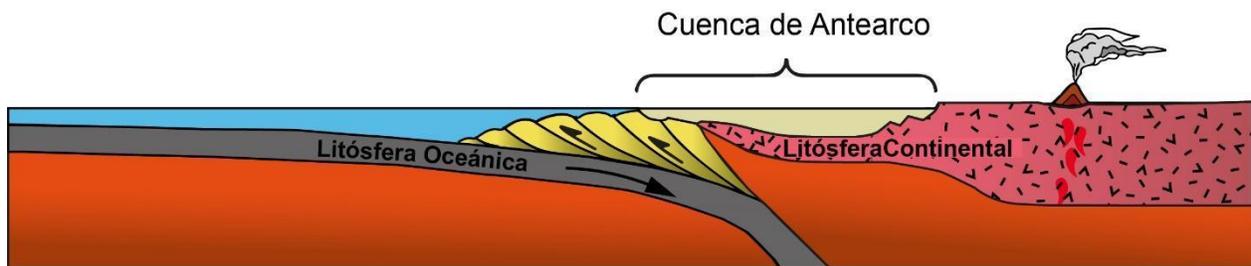


Figura 5.3. Región de ante arco. Modificado de *Earth Structure* (p.420), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

4. Región de Arco (Arcos volcánicos y Arcos de islas)

Hay una estrecha relación entre la actividad magmática y las zonas de subducción, ya que la corteza oceánica al subducirse es sometida a condiciones termodinámicas que provocan la fusión parcial de la placa subducida y parte de la placa suprayacente, esto propicia el ascenso de magmas, el emplazamiento de cuerpos plutónicos y la formación de cadenas volcánicas denominadas arcos volcánicos o arcos de islas en el borde de la placa suprayacente. Estas cadenas de volcanes conforman la región de arco y se diversifican en cuanto a su morfología y composición de acuerdo con el tipo de corteza involucrada en el proceso de subducción. Cuando la subducción ocurre en márgenes convergentes de tipo Andino, donde corteza oceánica se subduce por debajo de corteza continental se forman arcos volcánicos (Figura 5.4) los cuales se caracterizan

por presentar volcanismo dominado por la erupción de lavas y materiales piroclásticos de composición intermedia y silícica, incluidos batolitos graníticos (Tarbuck y Lutgens, 2005; Van der Plujim y Marshak, 2004).

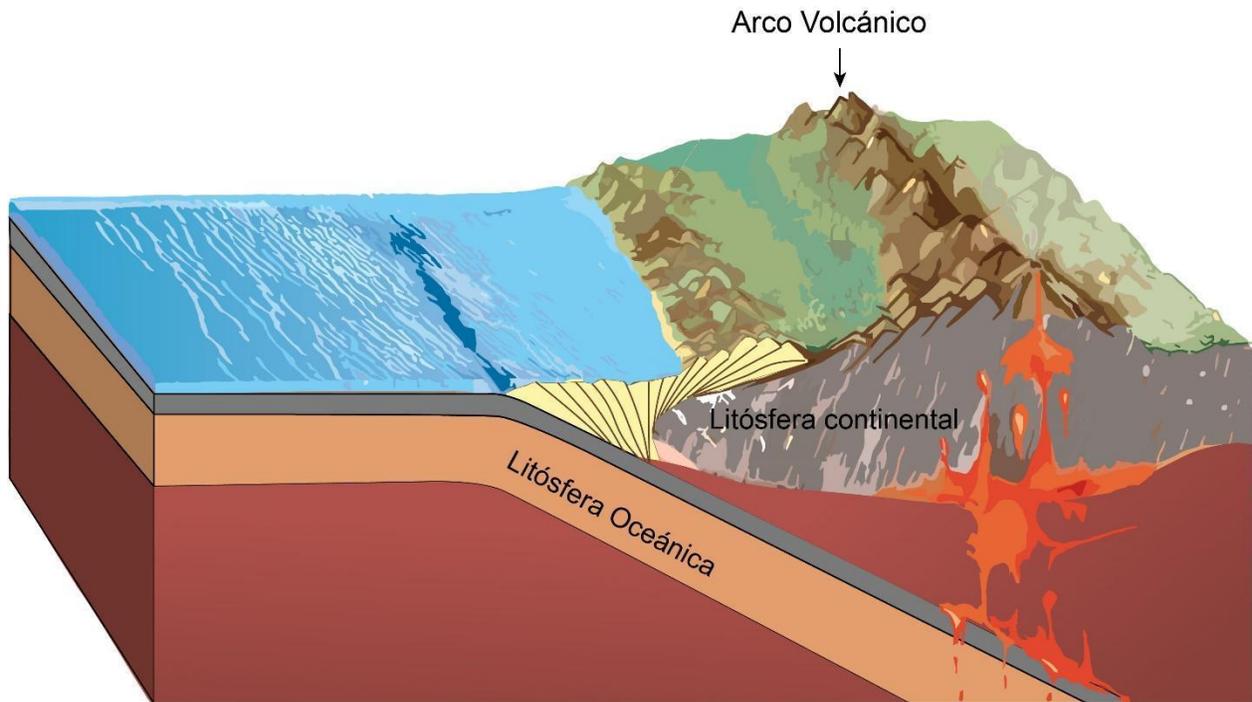


Figura 5.4. Modificado de *Arco volcánico continental* de Geofrik blog, 2014, <https://geofrik.com/2014/02/14/arco-volcanico-continental>

Cuando la subducción ocurre en márgenes de tipo Alpino es decir entre dos placas oceánicas se forman arcos de islas, también denominados arcos insulares, que se caracterizan por tener rocas ígneas máficas e intermedias y se pueden formar por la extensión de una placa continental en la región de tras arco como se ilustra en la figura 5.5 (Ramsay, 2011; Van der Plujim y Marshak, 2004).

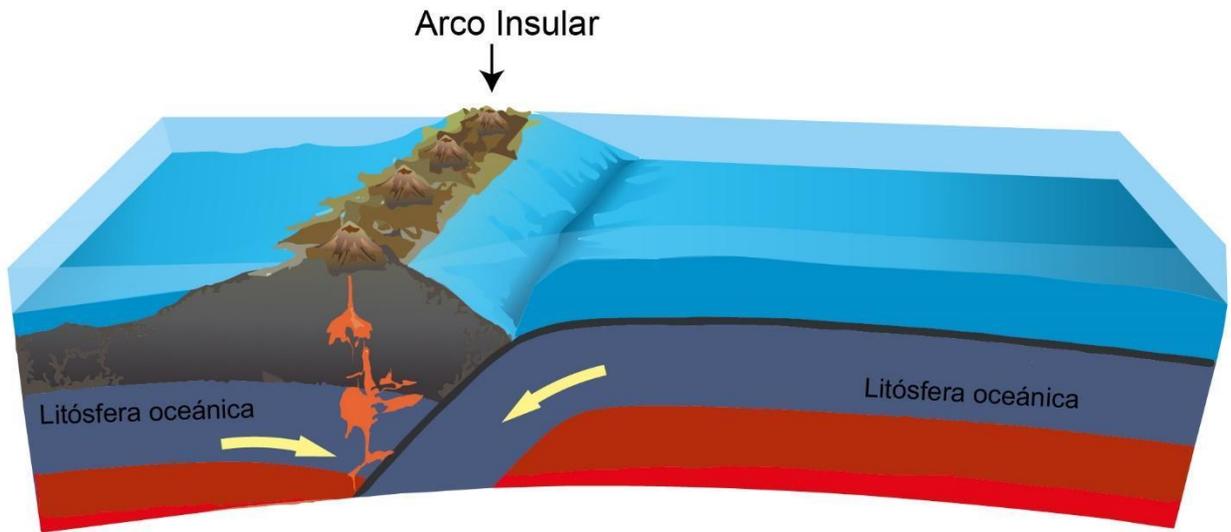


Figura 5.5. Modificado de *Arco de islas* de Geofrik blog, 2014, <https://geofrik.com/2014/02/13/arco-de-islas-volcanicas/>

5. Región tras arco

La región de tras arco, también conocida como de retro arco, se encuentra en la parte opuesta del arco volcánico en una zona distal a la trinchera en dirección hacia el continente sin deformar. Esta región puede presentar estructuras de deformación de carácter compresivo o extensivo dependiendo del entorno tectónico, principalmente de la dirección de desplazamiento y la velocidad relativa entre la placa que se subduce con respecto de la placa suprayacente (Van der Plujim y Marshak, 2004).

A) Tras arco con deformación de tipo compresiva

Las regiones de tras arco contractivas también suelen denominarse regiones tras arco de tipo Andino (Van der Plujim y Marshak, 2004) y se caracterizan por presentar estructuras de compresión como “Cinturones de pliegues y cabalgaduras” que son un sistema de pliegues y fallas inversas que en conjunto tienen la misma dirección de

desplazamiento (vergencia) y conforman geometrías semejantes a una cuña desde una vista en sección transversal (Burg, 2011).

La deformación compresional en las regiones trasarco se relaciona principalmente con el ángulo en que la litósfera oceánica se subduce, la naturaleza de la placa suprayacente y el movimiento relativo entre las placas convergentes (Van der Plujim y Marshak, 2004).

A medida que avanza la subducción la placa subducida retrocede, alejándose en dirección hacia el mar profundo. Durante el retroceso la placa suprayacente y la placa subducida se desplazan en la misma dirección; si la placa suprayacente tiene una tasa de desplazamiento mayor que el retroceso, se desarrolla una región de retro arco de contracción como se ilustra en la figura 5.6 (Van der Plujim y Marshak).

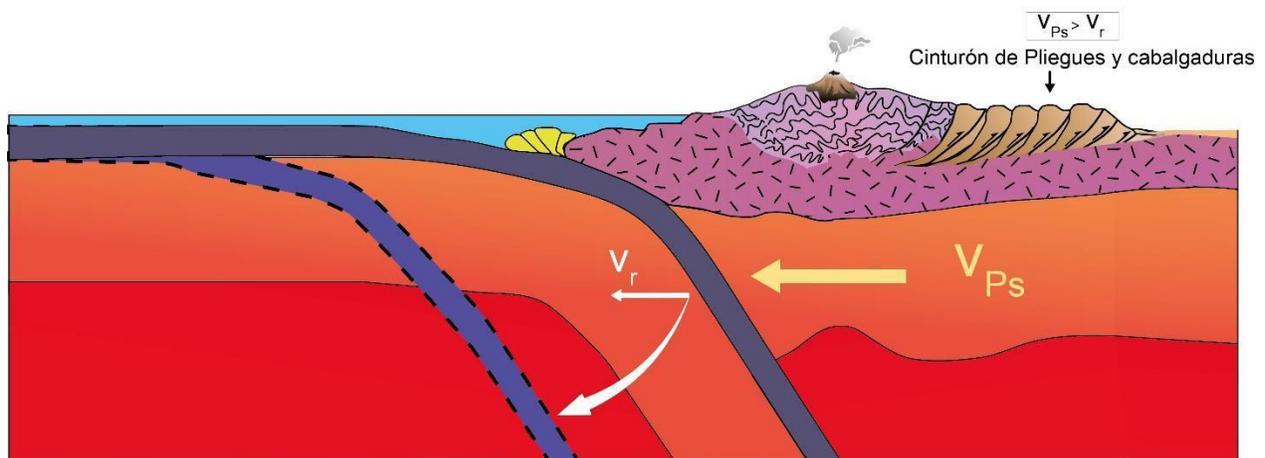


Figura 5.6. Deformación compresional de la región retro arco. Modificado de *Earth Structure* (p.426), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

B) Deformación extensional

La extensión de la zona tras arco puede formarse como resultado de ciclos convectivos en la astenosfera sobre la placa en subducción, este tipo de expansión ocurre de manera similar a la expansión del fondo marino en las dorsales oceánicas. La deformación extensional ocurre cuando la velocidad de la placa superior es menor que la velocidad de la placa subducida en retroceso (Van der Plujim y Marshak), o bien, cuando la dirección de la placa superior es opuesta a la dirección de la placa subducida en retroceso (Figura 5.7).

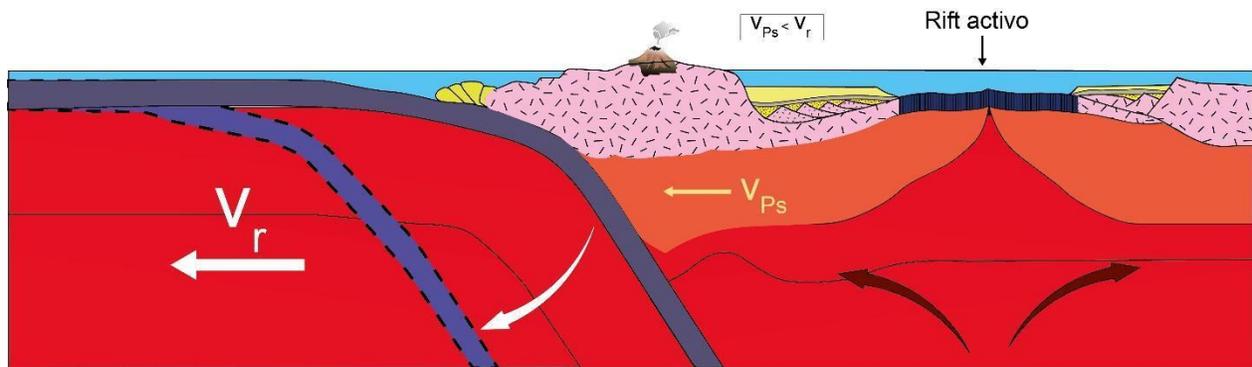


Figura 5.7. Deformación extensional de la región retroarco. Modificado de *Earth Structure* (p.426), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

5.1.2. Colisión tectónica

En esta etapa, la formación del sistema montañoso (orógeno) experimenta un aumento en el engrosamiento vertical de la corteza y el acortamiento horizontal. Durante el proceso de colisión la deformación se intensifica en la zona de contacto entre dos litósferas continentales y se transmite de manera gradual y decreciente hacia la periferia (Burg, 2011). En la zona de contacto algunos fragmentos de corteza oceánica son emplazados en el interior del orógeno por un proceso denominado "Obducción", estos bloques pueden formar una banda de rocas máficas y ultramáficas intensamente

cizalladas denominada banda de sutura (Figura 5.8), esta banda marca el límite entre las dos placas que han colisionado (Tarbuck y Lutgens, 2005; Van der Plujim y Marshak, 2004).

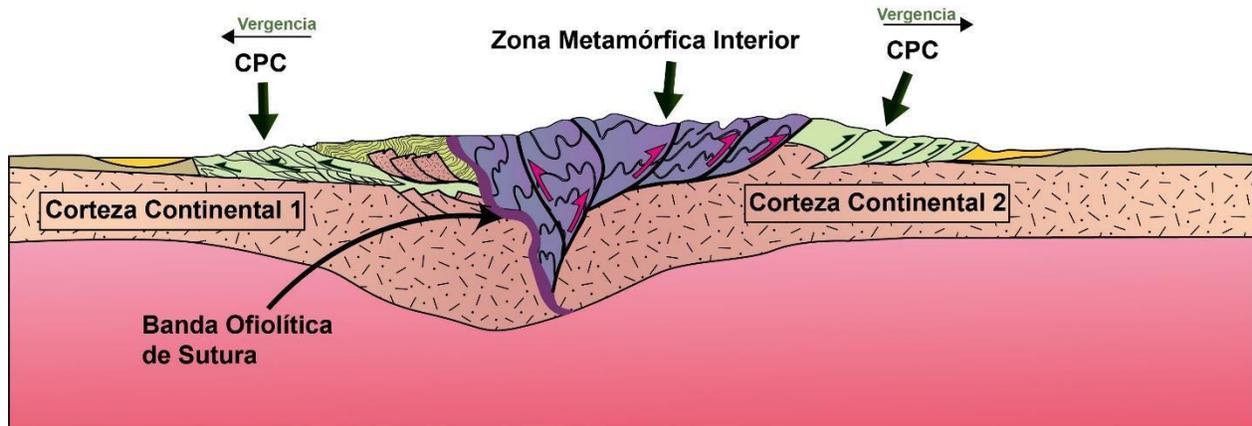


Figura 5.8. Colisión tectónica. Modificado de *Earth Structure* (p.432), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

En un orógeno se distinguen dos principales zonas denominadas como antepaís y traspáis, estos términos se han utilizado para describir ubicaciones relativas de los orógenos. El antepaís (foreland) refiere a la región marginal del orógeno no deformada, o bien hacia el interior del continente. El traspáis (hinterland) indica la región hacia la zona interna del orógeno, es decir hacia la zona de contacto entre las placas que colisionaron (Plujim y Marshak, 2004).

El antepaís y el traspáis son zonas estructuralmente diferenciadas en donde se distinguen dos estilos de deformación denominados de "piel delgada" y de "piel gruesa". La deformación de "piel delgada" se desarrolla en el antepaís mediante estructuras controladas por una sucesión de desprendimientos superpuestos y secuenciales que se forman por encima de una falla inversa de desprendimiento basal.

La deformación de “piel gruesa” se desarrolla en la región del traspais o el interior del orógeno (Hinterland) donde los bloques desplazados por fallas inversas imbricadas son de mayor tamaño que en la zona marginal pudiendo incluir fragmentos del basamento (Fossen, 2010).

Las fallas inversas imbricadas en el interior de un orógeno tienen echados mayormente pronunciados en comparación con las estructuras formadas hacia el antepais, esto puede ocurrir debido a la reactivación e inversión de fallas normales relictas que fueron transportadas y emplazadas durante la colisión de placas tectónicas, adicionalmente las rocas en el interior de un orógeno se caracterizan por experimentar metamorfismo y deformación predominantemente de tipo dúctil a profundidad como se ilustra en la figura 5.8 (Van der Pluijm y Marshak, 2004; Ramsay, 2011).

La acumulación de grandes espesores de rocas deformadas hacia la zona de antepais provoca la flexión de la corteza y la formación de cuencas de antepais (Figura 5.9). En las cuencas de antepais se acumulan sedimentos provenientes del orógeno, estos sedimentos conforman estratos que pueden incorporarse a los cinturones de pliegues y cabalgaduras al experimentar esfuerzos de cizalla horizontal (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

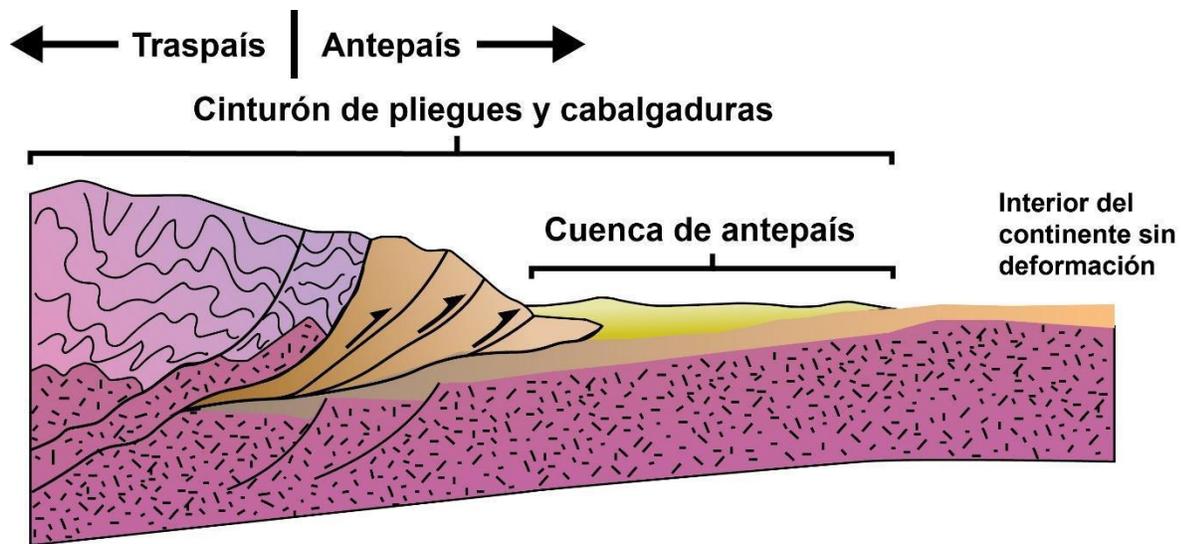


Figura 5.9. Cuenca de antepaís. Modificado de *Earth Structure*. (p. 449), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

La presencia de horizontes dúctiles en la región del antepaís favorece el desarrollo de fallas inversas de ángulo bajo, este tipo de fallas también se denominan Decóllement y se caracterizan por permitir extensos desplazamientos entre los bloques fallados. Cuando un bloque de techo ha sido desplazado a distancias significativamente alejadas de su posición inicial se le denomina bloque alóctono (Burg, 2011), los bloques que no han sido desplazados y se encuentran en su posición original se les denomina bloques autóctonos.

De acuerdo con la magnitud del desplazamiento, las fallas inversas se clasifican como: cabalgadura si su desplazamiento neto es de 1 a 10 km, como sobrecorrimiento si el desplazamiento neto es de 10 km a 40 km y se denominan napa a las fallas inversas cuyo desplazamiento neto es superior a los 40 km (Arellano et al., 2002).

5.1.3. Post Colisión

Durante esta etapa ocurre deformación intraplaca como consecuencia del aumento del espesor del orógeno y un consecuente aumento de la temperatura a profundidad que provoca el debilitamiento por ablandamiento; el aumento de espesor en un orógeno crea una sobrecarga que supera el límite elástico de la roca, provocando que la roca comience a “fluir” a profundidad; esto facilita el colapso gravitacional de los orógenos engrosados y por ende una disminución de su espesor (Plujim y Marshak, 2004).

Además de la deformación intraplaca y el colapso gravitacional, la meteorización y la erosión provocan que los orógenos engrosados disminuyan su espesor y, en ocasiones provoca la formación de estructuras denominadas como ventanas e islas tectónicas (Figura 5.10).

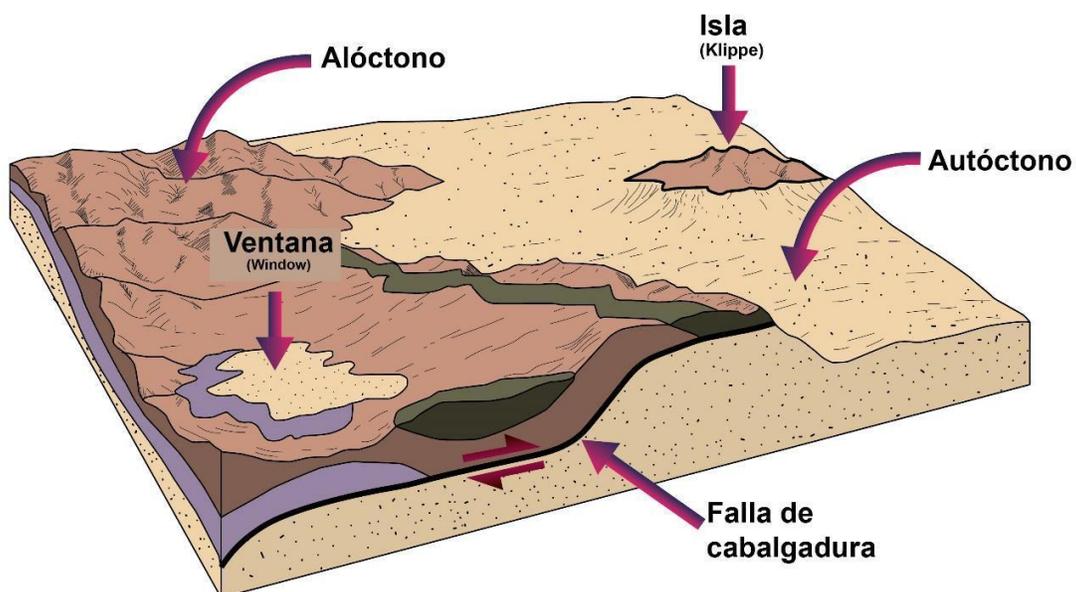


Figura 5.10. Ventanas e Islas. Modificado de *Structural Geology* (p. 127), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman

5.1.3.1. Ventana tectónica

Una ventana tectónica es una superficie generada por la erosión y se caracteriza por presentar rocas pertenecientes al bloque autóctono rodeadas por rocas del bloque alóctono (Twiss y Moores, 2006), es decir, es una superficie que permite ver las rocas más antiguas pertenecientes al bloque de piso (autóctono) que la subyacen cual si fuera una ventana.

5.1.3.2. Isla (klippe)

Se denomina isla (klippe) a la superficie que pertenece al bloque alóctono y que por procesos de erosión se encuentra aislada y rodeada por un volumen de roca que pertenece al bloque autóctono, es decir es un remanente del bloque de techo que su entorno fue erosionado y queda rodeado por rocas que pertenecen al bloque de piso.

5.2. Principales estructuras formadas por un conjunto de fallas inversas

Los sistemas de fallas inversas son un conjunto de fallas que se relacionan cinemáticamente entre sí y se desarrollan en los límites convergentes de placas tectónicas, suelen formar estructuras imbricadas de ángulo alto en la zona interna de un orógeno y, pliegues controlados por fallas junto con estructuras de imbricación como dúplex y abanicos imbricados en la región del antepaís.

En la región del antepaís los sistemas de fallas inversas definen una geometría de cuña, la cual se caracteriza por disminuir su espesor hacia el antepaís y está delimitada por la superficie topográfica en la parte superior y, por un desprendimiento basal con inclinación hacia la zona de subducción, en su parte inferior. La superficie de

desprendimiento basal es una falla inversa principal que separa las rocas deformadas que se encuentran por encima del desprendimiento, del basamento no deformado en su parte inferior y, es conocida como desprendimiento basal único, dicha falla suele formarse a lo largo de una interfaz de baja o nula competencia como evaporitas, lutitas sobre presionadas o esquistos (Davis et al., 2012).

De manera experimental se estableció el modelo de ahusamiento crítico (“Cuña de Coulomb”), el cual explica el desarrollo de las cuñas orogénicas como el equilibrio dinámico entre el engrosamiento por deformación de la cuña, el desplazamiento del bloque engrosado y la erosión superficial de la cuña engrosada (Davis et al., 2012; Burg, 2011).

De acuerdo con la teoría de “ahusamiento crítico” el engrosamiento de la cuña por deformación ocurre mediante el desarrollo de pliegues y fallas inversas en el interior de la cuña, esto provoca que la pendiente de su superficie se incline hasta alcanzar un valor angular crítico llamado ángulo de conicidad crítica (Burg, 2011). Cuando la cuña supera el ángulo crítico, esta se desplaza en la misma dirección del empuje horizontal y comienzan a ocurrir varios procesos que hacen que disminuya su inclinación. Estos procesos incluyen la erosión de las partes más elevadas y el desarrollo de colapsos extensionales en la parte más engrosada.

Una vez que la inclinación de la cuña ha disminuido por debajo del ángulo de conicidad crítica, la cuña ya no se desplaza, y vuelve a incrementar su espesor e inclinación mediante la adición de material rocoso y la formación de fallas inversas en la punta de

la cuña, junto con la deformación de las rocas en su interior a través de pliegues y fallas inversas (Davis et al., 2012).

La diversidad geométrica de las estructuras definidas por un sistema de fallas inversas está influenciada por múltiples factores, entre los cuales destacan las características físico-químicas de las placas tectónicas involucradas (forma, rigidez, espesor, densidad, temperatura, composición y presión de poro), de las condiciones mecánicas y cinemáticas de las mismas (estratificación mecánica, dirección y velocidad de desplazamiento de las placas convergentes) y de la zona dónde se desarrollan, es decir si se encuentran cerca o lejos de la zona de contacto entre las placas (Burg, 2011; Van der Pluijm y Marshak, 2004).

Los sistemas de fallas que se forman en el antepaís ocurren por encima del desprendimiento basal único y se desarrollan a través de múltiples fallas de desprendimientos de menor magnitud con segmentos de rampas y planos que favorecen el desarrollo de abanicos de fallas lítricas imbricadas, estructuras dúplex, pliegues por acortamiento y pliegues controlados por fallas (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

Por lo general las rampas se desarrollan con echados de 15° a 30° a través de capas rígidas y competentes (areniscas, dolomitas o calizas) y los segmentos de falla planos se forman de manera horizontal o paralelamente a la estratificación y ocurren en capas blandas e incompetentes como evaporitas, lutitas o esquistos (Davis et al., 2012; McClay, 1997). Las rampas pueden ser frontales, laterales u oblicuas de acuerdo con la dirección de desplazamiento del bloque de techo con respecto del echado de la

rampa, si la dirección de desplazamiento del bloque de techo es paralela a la dirección del echado y perpendicular al rumbo de la rampa se trata de una rampa frontal, cuando el desplazamiento incide de manera oblicua se trata de una rampa oblicua y si el desplazamiento ocurre perpendicularmente al echado de la rampa y paralelamente a su rumbo; se trata de una rampa lateral como se ilustra en la figura 5.11 (Fossen, 2010.)

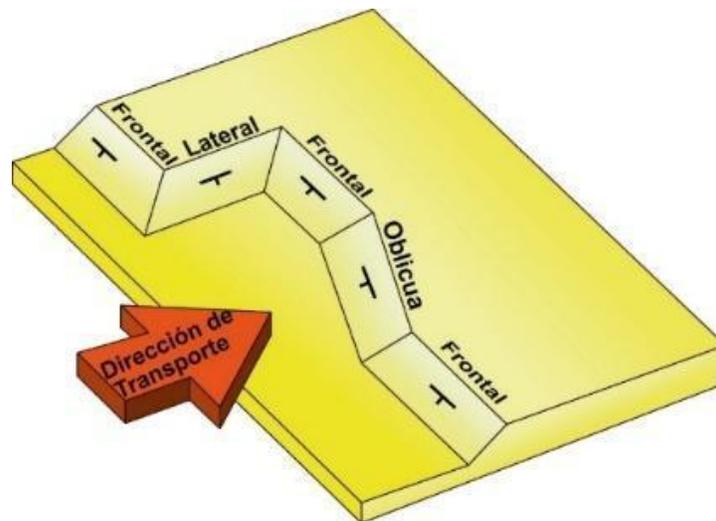


Figura 5.11. Cuenca de antepaís. Modificado de *Earth Structure* (p. 471), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

5.2.1. Pliegues asociados con fallas

Los pliegues controlados por fallas son aquellos cuya morfología está determinada por la geometría y desplazamiento de una falla subyacente (Fossen, 2010); estos pliegues se clasifican con base en la relación específica entre un pliegue y la falla subyacente, esta clasificación es una simplificación, ya que los pliegues asociados con fallas inversas se pueden desarrollar como un continuo evolutivo entre cada clase (Van der Pujim y Marshak).

5.2.1.1. Pliegues por desprendimiento

Los pliegues por desprendimiento tienden a formarse por encima de una falla de desprendimiento que separa dos bloques de roca con un notable contraste entre sus competencias mecánicas (Figura 5.12).

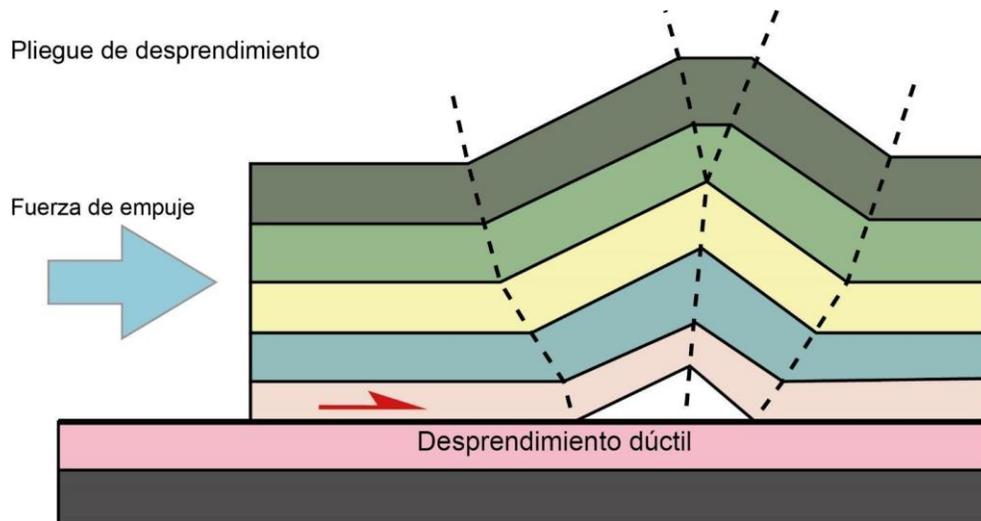


Figura 5.12. Pliegue por desprendimiento. Modificado de *Structural interpretations in Sedimentary Basins*, MSc Course Notes. (p.202), por K.R. Mc Clay, 1997,

El bloque menos competente es deformado mediante pliegues cuando el desplazamiento en la punta de falla se ve interrumpido o disminuido con respecto del sustrato (Fossen, 2010). Los pliegues de desprendimiento son generalmente verticales y paralelos, sin embargo, pueden adquirir diversas geometrías dependiendo del grosor y de la ductilidad de la capa deformada pudiendo formar anticlinales asimétricos o pliegues en forma de caja (Burg, 2011). En ocasiones, estos pliegues pueden estar limitados por un desprendimiento inferior y superior (Figura 5.13).

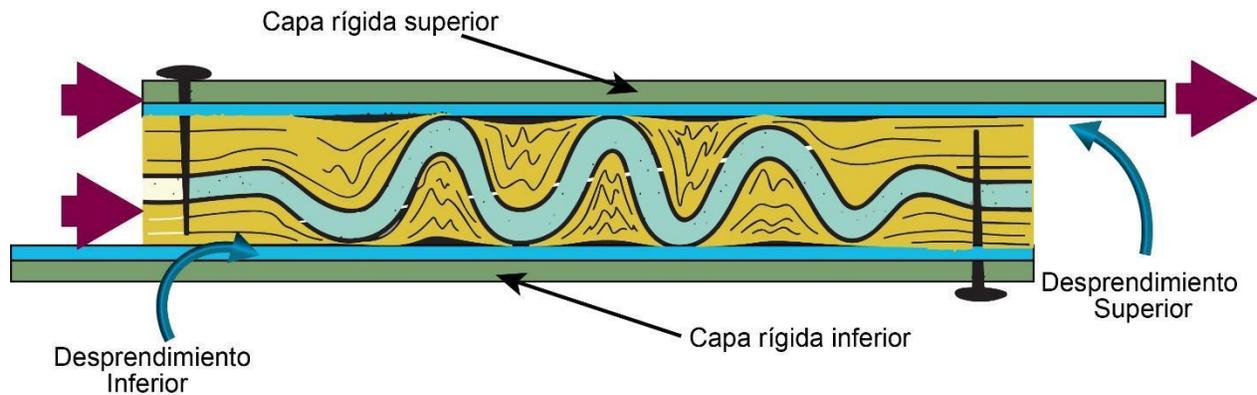
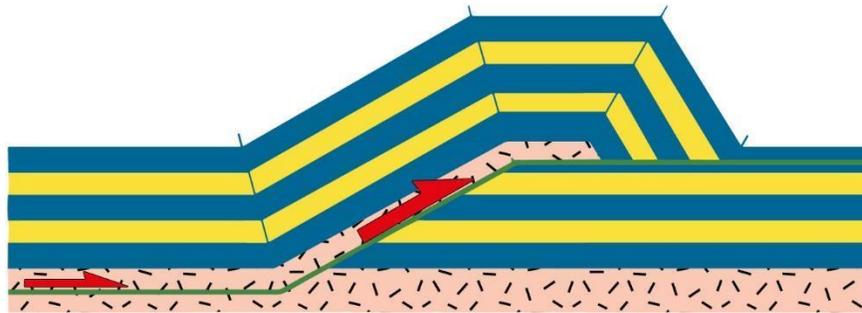


Figura 5.13. Pliegues de desprendimiento. Modificado de *Structural Geology* (p. 323), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

5.2.1.2. Pliegues por flexión de falla

Los pliegues por flexión de falla se forman cuando las capas de roca se desplazan a lo largo de una falla inversa con trayectoria de planos y rampas. La geometría de estos pliegues está determinada por la inclinación de las rampas y por la cantidad de desplazamiento que se produce; las rampas angulares provocan pliegues angulosos (Figura 5.14a) y las rampas más suaves generan pliegues menos angulares (Figura 5.14b, Fossen, 2010).

a) Rampa angular → Pliegue angular



b) Rampa curva → Pliegue suave

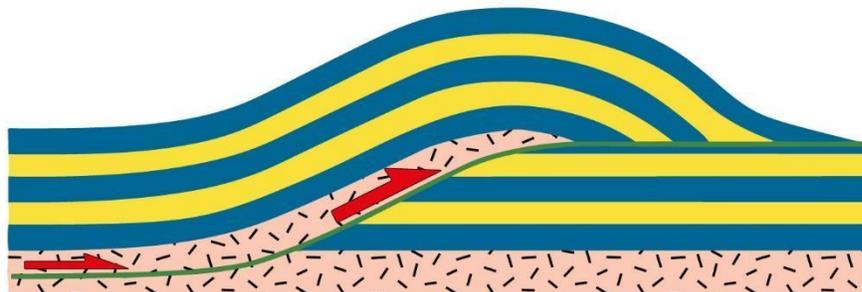


Figura 5.14. Pliegues por flexión de falla. Modificado de *Structural Geology* (p. 320), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

Los pliegues por flexión de falla se forman cuando un bloque es cabalgado a lo largo de una falla inversa cuya geometría se compone de segmentos intercalados entre planos y rampas, particularmente de la forma plano – rampa – plano.

Cuando las capas se desplazan a lo largo del segmento de falla inclinado, estas se flexionan formando sinclinales y anticlinales para adaptarse a la forma de la superficie de desprendimiento. Durante el desplazamiento del bloque cabalgado a través del segmento inclinado de la falla subyacente las capas que conforman el bloque de techo se flexionan formando el flanco trasero y frontal del pliegue por flexión (Figura 5.15).

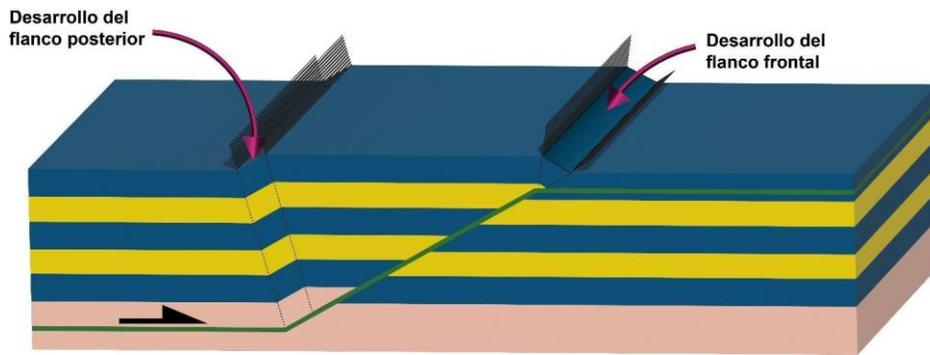


Figura 5.15. Formación del flanco frontal y flanco trasero de un pliegue por flexión de falla. Modificado de *Structural Geology* (p. 320), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

El flanco trasero del pliegue por flexión está definido por un sinclinal chevrón con un flanco paralelo al segmento plano de la falla y otro flanco paralelo a la rampa (Padilla y Sánchez, 2021); el flanco frontal del pliegue por flexión se desarrolla con una inclinación opuesta a la rampa. A medida que continúa el desplazamiento ambos flancos rotan, el flanco frontal rota en dirección del desplazamiento y el flanco trasero en dirección opuesta, adicionalmente el flanco frontal y trasero crecen longitudinalmente (Figura 5.16).

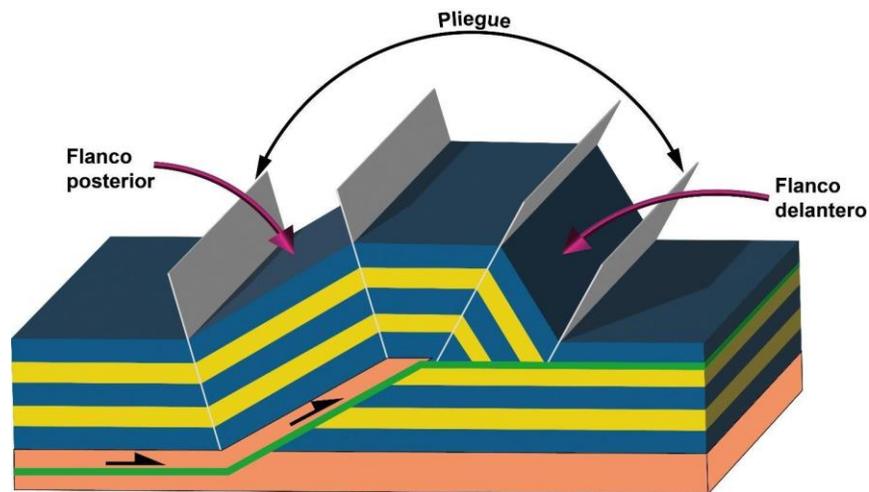


Figura 5.16. Incremento de la dimensión longitudinal del flanco delantero y posterior. Modificado de *Structural Geology* (p. 320), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

El incremento longitudinal de los flancos continúa hasta que el flanco frontal se vuelve inactivo (Figura 5.17), esto ocurre cuando la amplitud del pliegue por flexión es igual a la altura de la rampa (Burg, 2011).

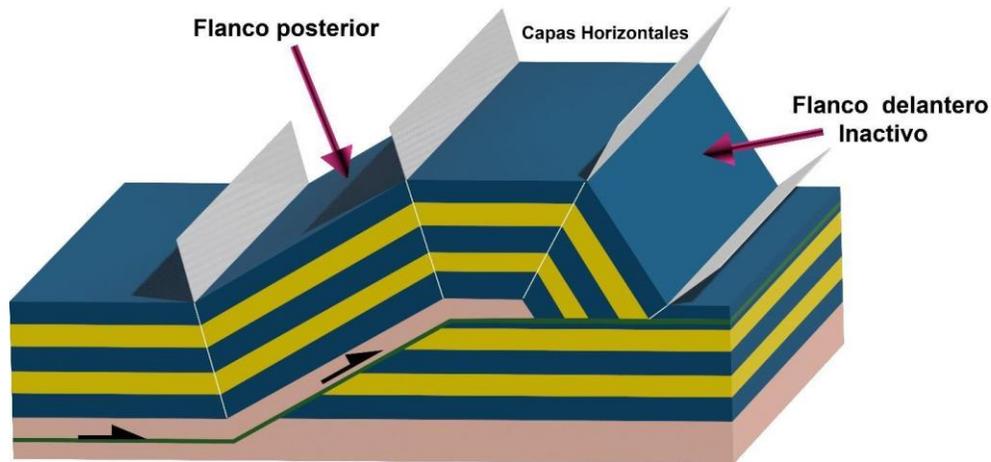


Figura 5.17. Amplitud máxima e inactivación del flanco frontal. Modificado de *Structural Geology* (p. 320), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

A partir de que el pliegue por flexión ha alcanzado su amplitud máxima, el desplazamiento de las capas horizontales en el bloque de techo que se encuentran entre ambos flancos continúa pasivamente su desplazamiento hacia el antepaís (Figura 5.18), esto ocurre sin que el ángulo de los flancos se modifique (Burg, 2011) provocando que el pliegue por flexión siga creciendo en longitud, pero no en amplitud (Suppe, 1983 como se citó en Padilla y Sánchez, 2021).

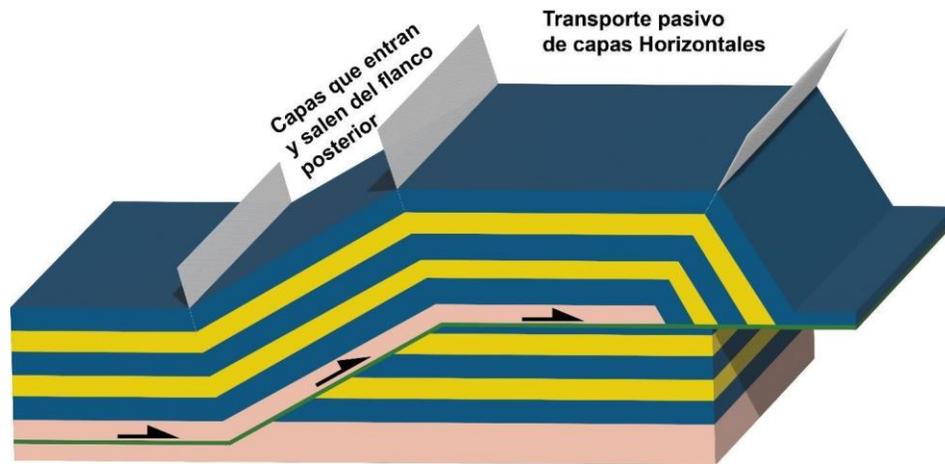


Figura 5.18. Transporte pasivo de capas horizontales interflanco. Modificado de *Structural Geology* (p. 320), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

5.2.1.3. Pliegue por propagación de falla

Un pliegue por propagación de falla se desarrolla cuando el bloque de techo de una falla inversa se desplaza a lo largo de un segmento plano y una rampa, los estratos del bloque de techo al ser desplazados a través de la rampa y no conectarse con otro plano superior de desprendimiento se van deformando de manera dúctil a la lejanía de la punta de falla, a medida que el desplazamiento continúa, se desarrolla un flanco frontal y un flanco posterior delimitados por planos axiales paralelos (Padilla y Sánchez, 2021; Van der Pluijm y Marshak, 2004).

El flanco posterior se delimita por un plano axial que permanece fijo en la base de la rampa y por un plano paralelo que es desplazado a medida que incrementa el acortamiento; el flanco frontal está delimitado por un plano axial vinculado con la punta de la falla y por un plano paralelo a este (Burg, 2011).

En la figura 5.19 se ilustra el par de planos axiales que delimitan el flanco posterior como el plano A_1 y el plano A_2 , siendo el plano A_1 el que permanece fijo; y los planos axiales del flanco frontal como A_3 y A_4 , delimitan el flanco frontal, siendo el plano A_4 el que permanece fijo a la punta de la falla.

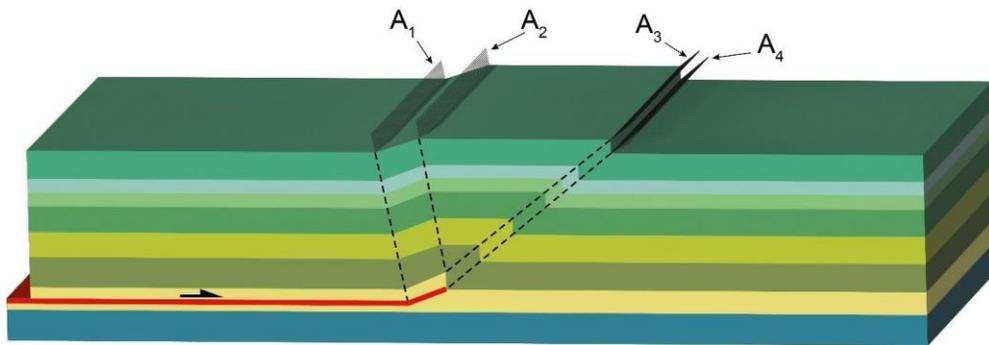


Figura 5.19. Planos axiales que delimitan los flancos de un pliegue por propagación de falla. Modificado de *Earth Structure* (p.463), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

A medida que continúa el desplazamiento, los flancos crecen y el plano axial A_4 vinculado con punta de la rampa se propaga hacia delante junto con la rampa, lo que provoca que los planos axiales que delimitan el flanco frontal pierdan su paralelismo (Figura 5.20).

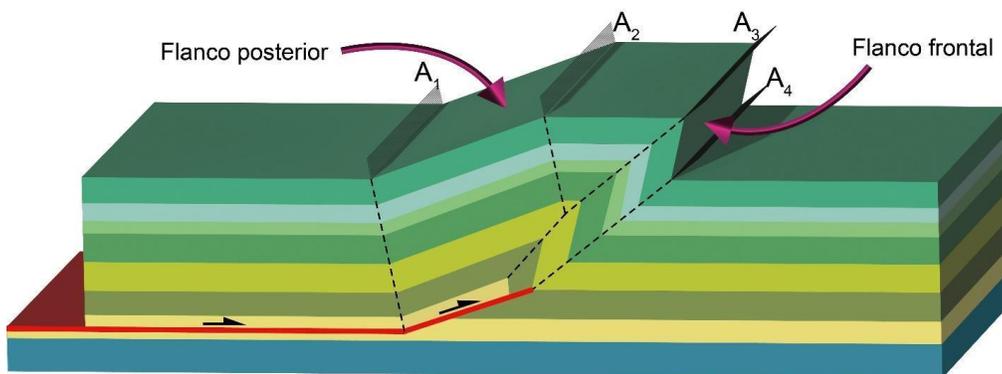


Figura 5.20 Crecimiento de los flancos en un pliegue de propagación de falla. Modificado de *Earth Structure* (p.463), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

A medida que el pliegue se amplifica, el flanco posterior se desarrolla con una inclinación menor que el flanco frontal (Figura 5.21), el flanco frontal se inclina en la dirección en que las rocas son transportadas y el pliegue adquiere una geometría asimétrica (Padilla y Sánchez, 2021; Van der Plujim y Marshak, 2004).

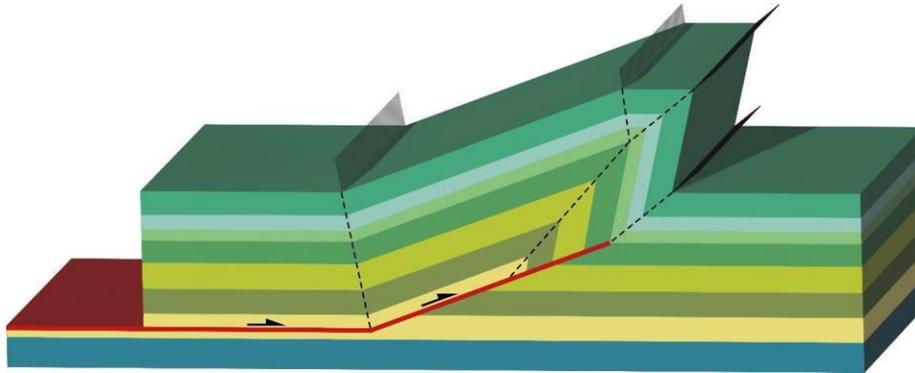


Figura 5.21. Formación de una falla de retroceso. Modificado de *Earth Structure* (p.463), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

La evolución y configuración geométrica descrita y ejemplificada anteriormente corresponde con una construcción idealizada propuesta por John Suppe en 1983, sin embargo, existen otros modelos que explican la geometría de los pliegues por propagación de falla como el modelo cinemático Trishear desarrollado por Erslev en 1991; este modelo establece que un pliegue por propagación de falla se desarrolla mediante dos principales tipos de deformación, deformación por cizalla en una zona triangular en la punta de la falla y deformación traslacional en los bloques adyacentes a la rampa como se ilustra en la figura 5.22 (Plotek et al., 2023). El modelo de Erslev se basa en la construcción de vectores de velocidad y trayectorias de deformación que definen la zona de deformación triangular en la punta de la falla, este enfoque ha sido la

base teórica para el desarrollo de modelos numéricos y programas de cómputo con los que se ha podido reproducir diversas formas de plegamiento (Padilla y Sánchez, 2021).

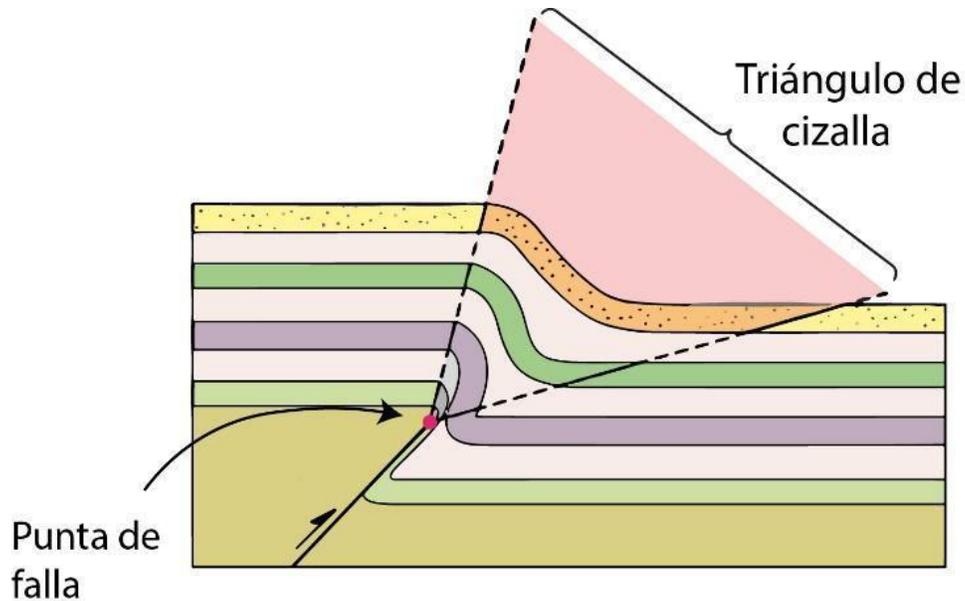


Figura 5.22. Zonas triangulares. Modificado de *Earth Structure* (p.464), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

5.2.1.4 Pliegues de rotura

Los pliegues de ruptura se forman debido a que los esfuerzos de compresión ya no se pueden adaptar mediante la deformación dúctil y se generan rupturas a través de fallas inversas (Figura 5.23), esto provoca que se formen anticlinales asimétricos con desplazamientos paralelos a la dirección del empuje (Van der Plujim y Marshak).

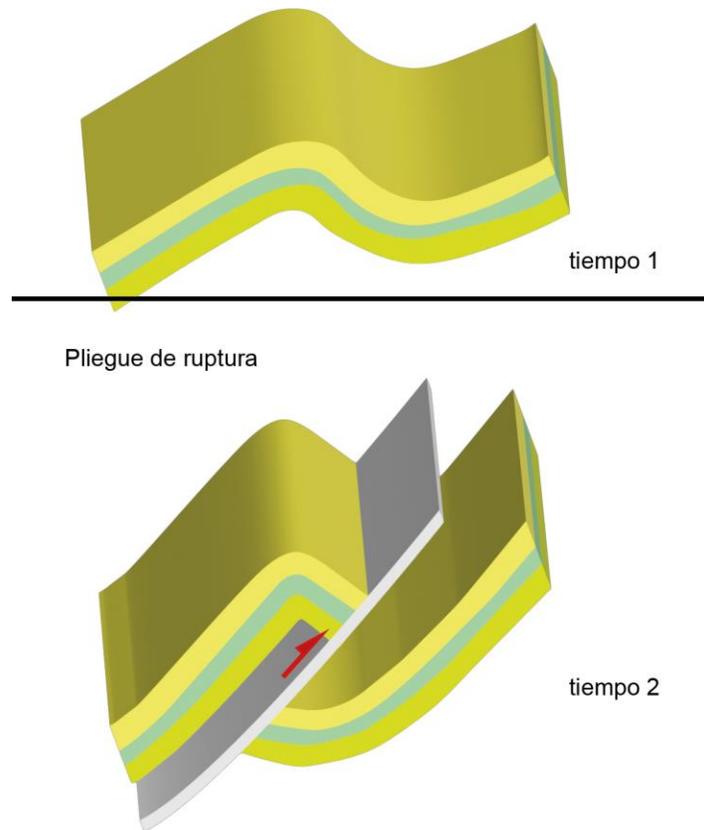


Figura 5.23. Pliegue de rotura. Modificado de *Earth Structure* (p.461), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

5.2.2. Sistemas imbricados

Son un conjunto de fallas inversas adyacentes entre sí que se vinculan con una falla de desprendimiento en común o principal. En general su desarrollo consiste en el apilamiento progresivo y secuencial de bloques mediante fallas inversas con trayectorias de rampas y planos, éstas fallas definen estructuras tipo dúplex o abanicos de imbricación.

5.2.2.1 Dúplex

Un dúplex es una estructura formada por un conjunto de fallas inversas que se ramifican a partir de un desprendimiento inferior (falla de piso) en común y que se encuentran delimitadas por una falla inversa en la parte superior (falla de techo). Los bloques individuales que conforman un dúplex se denominan “caballos”. El término caballo refiere a un bloque de roca delimitado por una falla superior e inferior con echados semejantes y que se ramifican entre sí (Davis et al., 2012).

Las estructuras dúplex se forman a través de una serie de rampas formadas secuencialmente hacia la zona del antepaís, su formación inicia cuando el desplazamiento de una falla inversa con una trayectoria de plano y rampa se ve interrumpido por alguna perturbación o punto de estancamiento, esta interrupción o inactivación provoca que el desplazamiento sea transferido hacia una nueva falla con un segmento de rampa formada en la dirección de desplazamiento. La secuencia en la que se forman las fallas que conforman los dúplex se denomina “piggy back” (Figura 5.24), también reconocida como “secuencia normal” donde la falla más joven transporta a los bloques segmentados por fallas anteriores e inactivas hacia el antepaís (Burg, 2011).

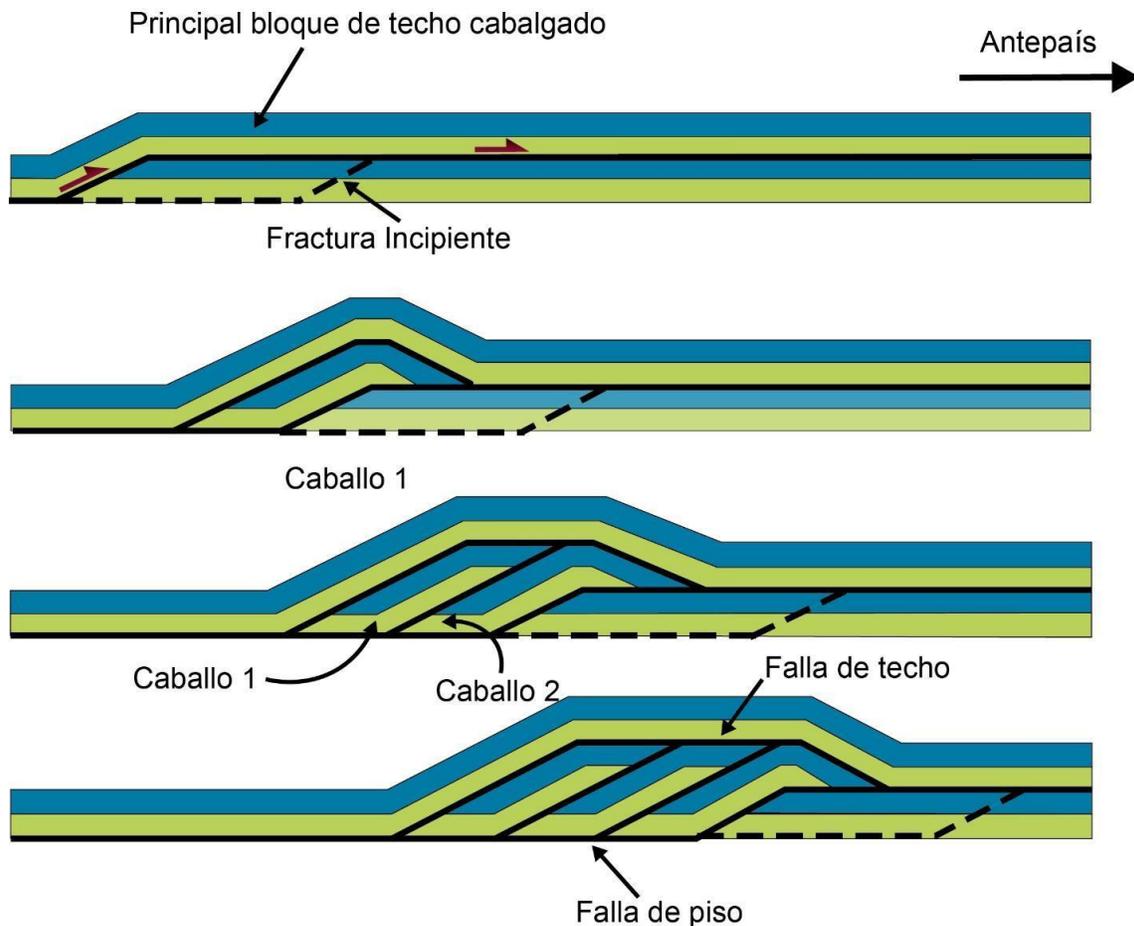


Figura 5.24. Desarrollo de un dúplex, secuencia "Piggy back". Modificado de *Structural Geology for Petroleum Geoscientist*. (p.91), por D. Mukhopadhyay, 2006, Association of petroleum Geologists.

5.2.2.1.1 Tipos de dúplex

Las diversas formas que exhiben los dúplex se distinguen por la disposición de los caballos y la geometría de las fallas que los delimitan, su geometría depende de múltiples factores, entre los cuales se involucran aspectos mecánicos de las rocas como los coeficientes de fricción interna de los bloques desplazados, así como la cohesión de las superficies de desprendimiento, el espesor de los bloques y rigidez, estos factores afectan principalmente la cantidad de desplazamiento y el ángulo de inclinación de las rampas en que se desplazan los bloques levantados. En general, la

cantidad de desplazamiento y el ángulo de inclinación de las rampas determinan la geometría de los dúplex (Davis et al., 2012).

Entre la diversa gama de estructuras dúplex se pueden generalizar en tres principales tipos, los dúplex que se inclinan hacia el antepaís, dúplex que inclinan hacia el traspais y los dúplex antiformes (Figura 5.25); esta clasificación está basada en la cantidad de desplazamiento. Con base en la secuencia normal en la que se forman los dúplex, las fallas que los conforman, inicialmente se inclinan en dirección hacia el interior o zona de subducción, a medida que el desplazamiento de los bloques aumenta un dúplex puede llegar a desarrollar una geometría antiforme o llegar a cambiar de inclinación y transformarse en un dúplex con fallas que se inclinan hacia el antepaís (Twiss y Moores, 2006).



Figura 5.25. Principales tipos de dúplex. Modificado de *Tectonics, Thrust Systems* (p. 100), por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

5.2.2.1.2 Abanicos de fallas inversas

Son un conjunto de fallas ramificadas que se bifurcan y ascienden secuencialmente desde una falla de desprendimiento basal en común. A diferencia de los dúplex, en estas estructuras no se alcanza a crear un caballo, el desplazamiento de la falla se ve

limitado y extinguido sin llegar a superponerse sobre otras fallas; las fallas imbricadas pueden llegar a distribuir el desplazamiento sobre un gran volumen de roca a través de pliegues por propagación de falla (Van der Plujim y Marshak, 2004). Las fallas inversas imbricadas producen geometrías parecidas a los abanicos, este tipo de estructuras también pueden formarse a partir de dúplex erosionados (Burg, 2011). Un abanico imbricado se desarrolla a través de un proceso progresivo y secuencial, la secuencia es de tipo normal como ocurre en los dúplex como se ilustra en la figura 5.26.

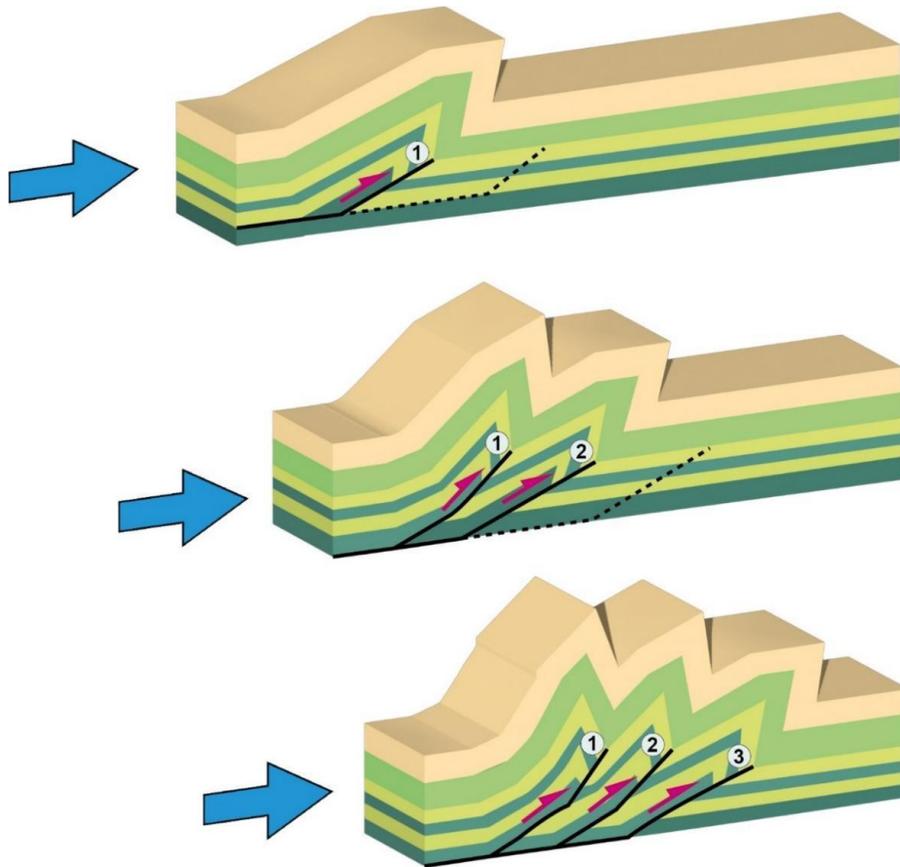


Figura 5.26. Sistema de fallas inversas, abanicos imbricados. Modificado de *Earth Structure* (p.457), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

5.2.3. Fallas de retroceso

No todas las fallas inversas dentro de un sistema de fallas tienen la misma vergencia, en ocasiones se forman algunas fallas inversas subsidiarias con una dirección de desplazamiento opuesta a la vergencia principal del sistema, este tipo de fallas se denominan fallas de retroceso y pueden formarse debido al acuñaamiento tectónico (Figura 5.27).

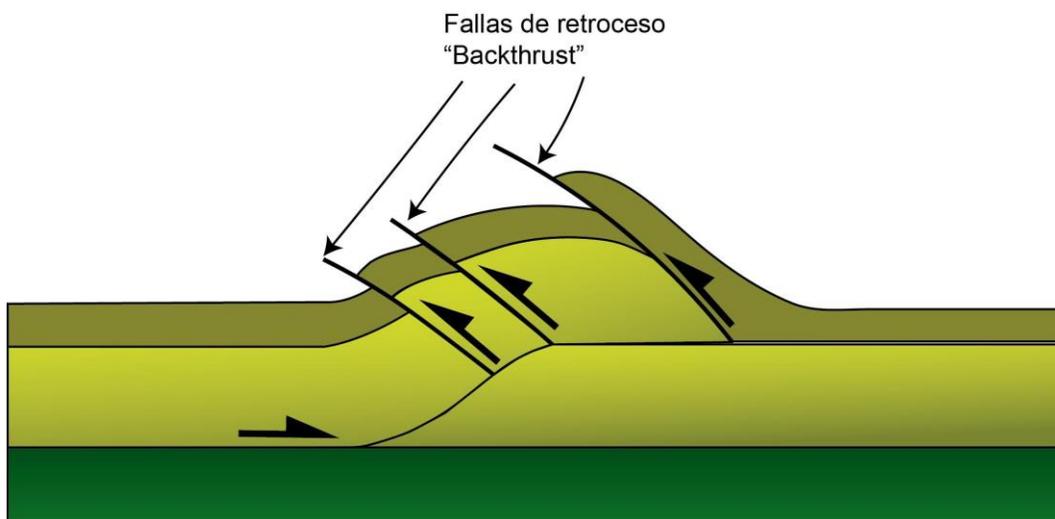


Figura 5.27. Formación de una falla de retroceso. Modificado de *Earth Structure* (p.459), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

El acuñaamiento tectónico es un proceso en el que el desplazamiento de un bloque cabalgado se ve interrumpido por un estrechamiento (Figura 5.28), es decir el bloque cabalgado se encaja por debajo de otro bloque de roca que es desplazado de manera pasiva por una falla inversa con vergencia opuesta (Twiss y Moores, 2006).

Cuña cabalgada intercutánea

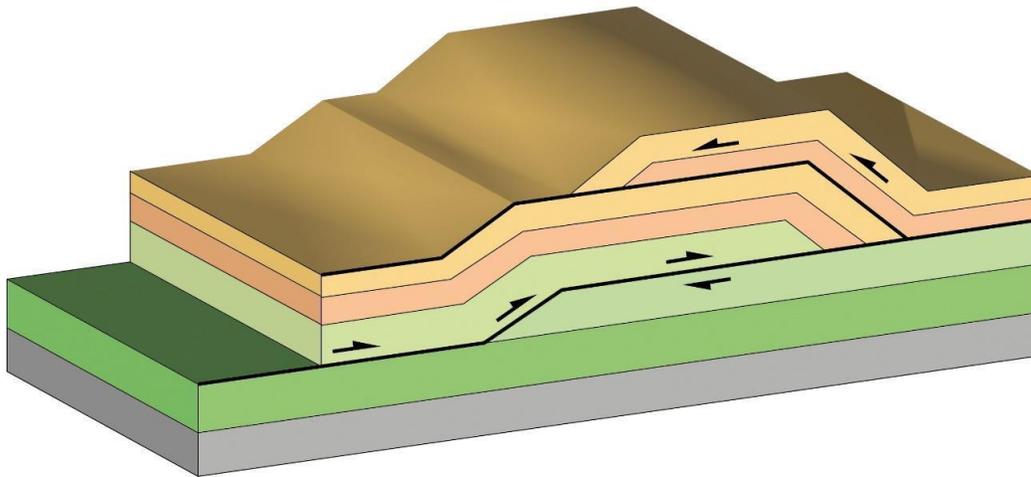


Figura 5.28. Cuña intercutánea. Modificado de *Structural interpretations in Sedimentary Basins*, MSc Course Notes. (p.210), por K.R. Mc Clay, 1997,

5.2.4. Zonas triangulares

Son estructuras formadas por dos fallas inversas que se vinculan a una misma falla de desprendimiento basal y que tienen vergencias y echados opuestos, como se muestra en la figura 5.29 (Mc Clay, 1997).

Zona triangular

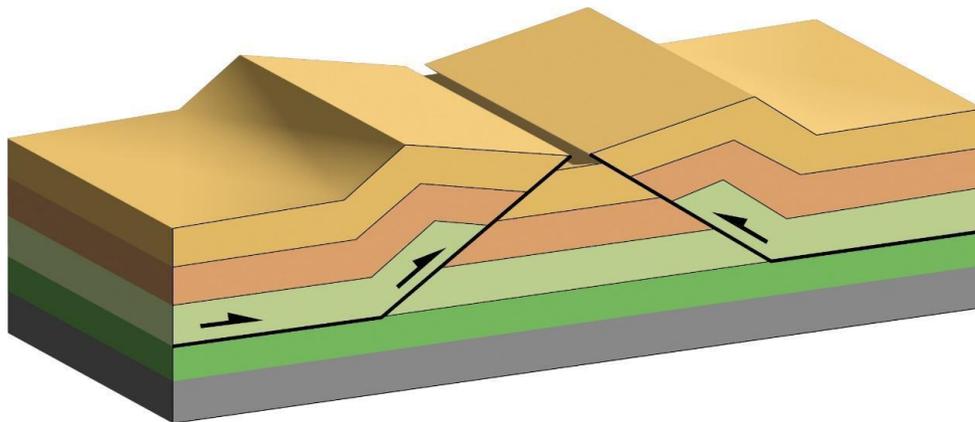


Figura 5.29. Zona triangular. Modificado de *Structural interpretations in Sedimentary Basins*, MSc Course Notes (p.210), por K.R. Mc Clay, 1997.

5.2.5. Fallas inversas asociadas con sistemas extensivos

Los sistemas de fallas inversas no siempre se forman en zonas de convergencia o colisión. En ocasiones se forman en los bordes de las cuencas de margen pasivo (Figura 5.30), donde la gravedad puede provocar el desarrollo de un conjunto de fallas inversas con cierta semejanza a un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Van der Plujim y Marshak, 2004).

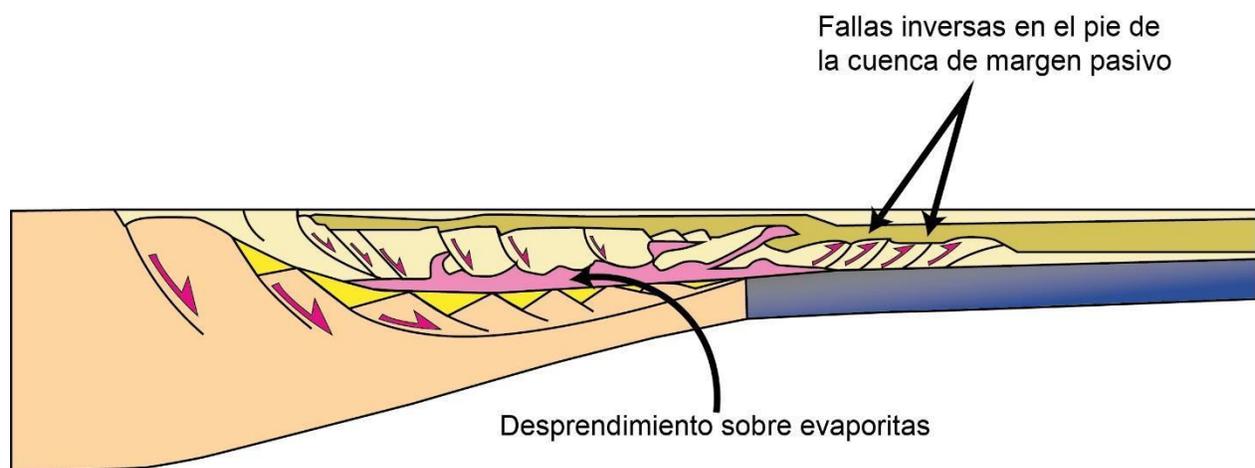


Figura 5.30. Cuenca de antepaís. Modificado de *Earth Structure*. (p. 449), por B. Van der Plujim y S. Marshak., 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

5.2.5. Fallas de desgarre

Algunas fallas de transurrencia se desarrollan durante la orogénesis debido a un marcado contraste de rigidez entre las placas en colisión, esto puede ocurrir debido a la presencia de fallas preexistentes con una orientación favorable para su reactivación y la formación de fallas de transurrencia (Van der Plujim y Marshak, 2004). En ocasiones los bloques desplazados a través de fallas inversas pueden dividirse en segmentos más pequeños a través de fallas de desgarre o de transferencia (Figura 5.31). Esto puede

provocar que una parte del bloque desplazado pueda deformarse mediante plegamiento, mientras que la otra parte continúe desplazándose a lo largo de la falla inversa (Twiss y Moores, 2006).

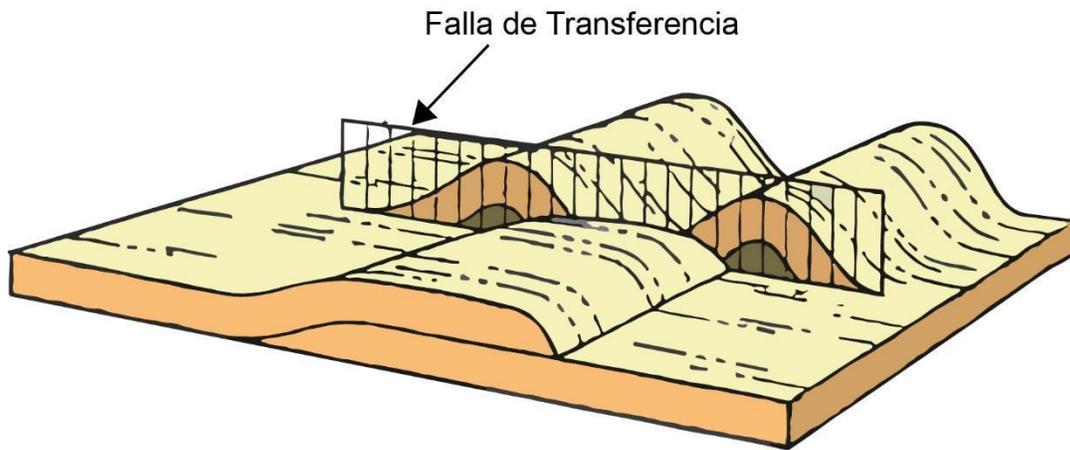


Figura 5.31. Falla de desgarre. Modificado de *Structural Geology* (p. 124), por R. Twiss y E. Moores, 2006. Freeman.

6. FALLAS TRANSCURRENTES

Dentro de las fallas denominadas fallas laterales se distinguen dos principales tipos, fallas transformantes y fallas transcurrentes. La principal diferencia entre ambos tipos es su longitud y la región donde ocurren. Las fallas transformantes son fallas regionales de gran longitud y profundidad cuya extensión puede ser de cientos de kilómetros, y a profundidad pueden llegar a atravesar la corteza y el manto superior por lo que llegan a segmentar placas tectónicas. Este tipo de fallas delimitan placas tectónicas, es por esto que se consideran fallas interplaca, ya que se encuentran entre dos placas. Las fallas transcurrentes son fallas locales y solo afectan la parte superior de la litósfera, son fallas intraplaca ya que se desarrollan dentro de las placas tectónicas.

En los márgenes transformantes se encuentran varios tipos de fallas con desplazamiento lateral que se distinguen de acuerdo con su geometría y cinemática. Estas fallas pueden ser de tipo dextral o sinistral, a continuación, se describen cada una de ellas.

6.1. Falla transcurrente

Es una falla cuyo desplazamiento es paralelo al rumbo de la falla, se desarrollan principalmente en regiones intraplaca y se caracterizan por presentar un desplazamiento que disminuye progresivamente hacia sus extremos, siendo de mayor magnitud en el centro de la falla; suelen culminar en una serie de fallas subsidiarias de compresión o extensión denominadas “cola de caballo” (Figura 6.1, Van der Plujim y Marshak, 2004).

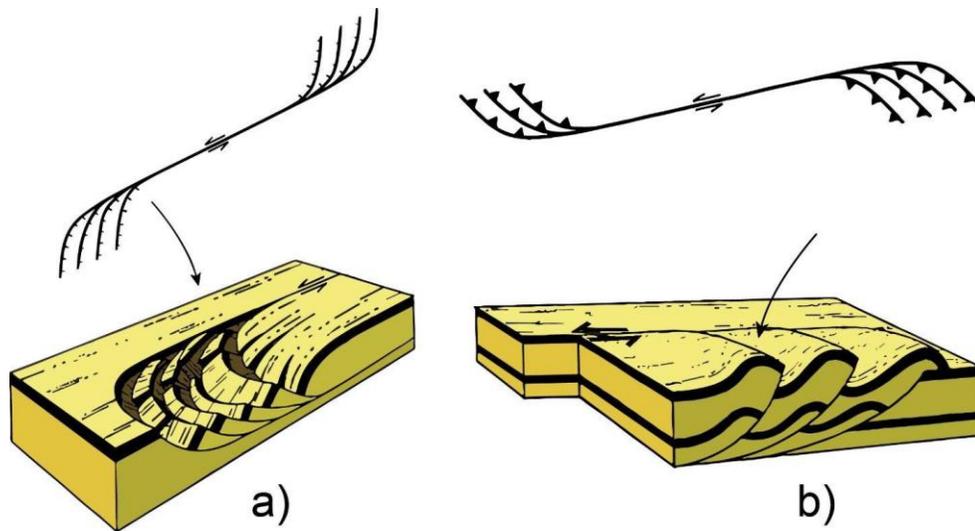


Figura 6.1. Extinción de una falla transcurrente. a) Cola de caballo de tipo extensiva; b) Cola de caballo de tipo. Modificado de *Earth Structure* (p.479), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

6.2. Falla de transferencia

Las fallas de transferencia ocurren en todo tipo de límite tectónico, se llaman así porque favorecen la transferencia del desplazamiento entre fallas normales, inversas o laterales que se encuentran dispuestas de manera adyacente, no colineal. En zonas de extensión y convergencia tectónica, las fallas de transferencia se caracterizan por presentar un desplazamiento que tiende a ser paralelo a la dirección regional de desplazamiento y marcan el límite entre dos zonas con dominios distintivos de deformación, es decir, estructuras de diferente geometría, orientación y desplazamiento.

En márgenes transcurrentes, las fallas de transferencia se caracterizan por conectar fallas laterales que se encuentran adyacentes, escalonadas y casi paralelas entre sí, estas pueden ser conjuntos de fallas normales, inversas, laterales u oblicuas, con una

diversa disposición espacial con respecto de la dirección principal de desplazamiento de las fallas laterales principales. Las fallas de transferencia pueden modificar su cinemática si las condiciones geológicas lo permiten; este cambio puede ocurrir en función del tipo de deformación, ya sea de cizalla simple o pura, y de la cantidad de desplazamiento.

6.3. Fallas de desgarre

Las fallas de desgarre son fallas subsidiarias de otras estructuras como fallas inversas, normales y pliegues; se forman cuando el bloque desplazado se segmenta en dos partes individuales con diferentes velocidades de desplazamiento (Figura 6.2); por lo general son de escala relativamente pequeña, suelen tener una pendiente pronunciada y una orientación casi paralela a la dirección regional de desplazamiento (Twiss y Moores, 2006; Fossen, 2010).

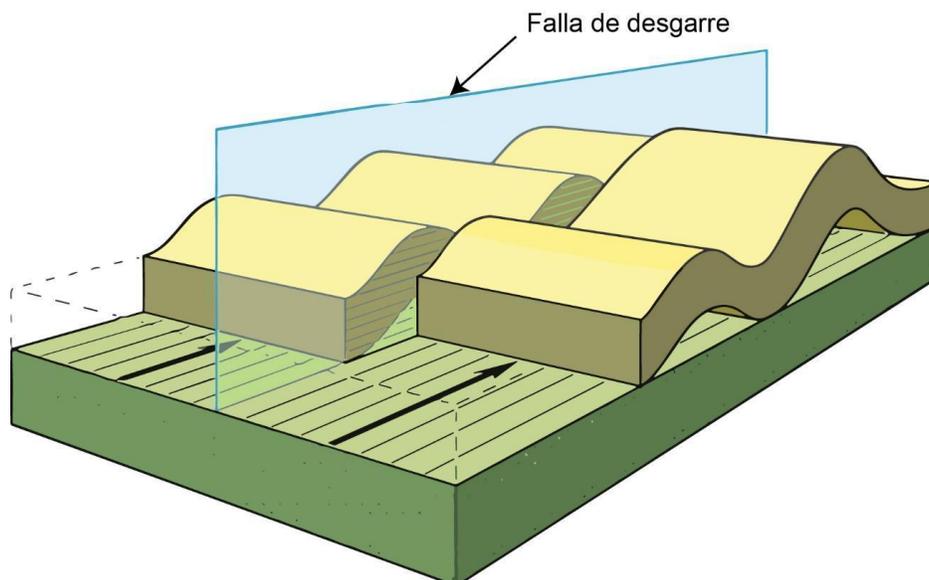


Figura 6.2. Falla de desgarre. Modificado de *Tectonics, Thrust Systems* (p. 156), por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

6.4. Falla Transformante

Son fallas de desplazamiento lateral que delimitan placas tectónicas. Se desarrollan en zonas de expansión oceánica (Zonas de Rift) y en regiones continentales asociadas con zonas de subducción.

6.4.1. Fallas transformantes intra oceánicas

Las fallas transformantes intra oceánicas se originan a partir de fallas de transferencia presentes en zonas de acomodación en un rift, este tipo de fallas se caracterizan por intersecar límites tectónicos convergentes o divergentes en sus extremos. De acuerdo con Burg (2011) las fallas transformantes intra oceánicas se pueden clasificar en tres tipos básicos con sus respectivas variantes como se muestra en la tabla 6.1.

Tabla 6.1. Tipos de fallas transformantes de acuerdo con las estructuras que interseca

Tipo	Estructura inicial	Estructura final
1 (R-R)	Cresta	Cresta
2 a (R-T)	Cresta	Trinchera (Margen dominante)
2 b (R-T)	Cresta	Trinchera (Margen de subducción)
3 a (T-T)	Trinchera Cóncava	Trinchera Cóncava
3 b (T-T)	Trinchera Cóncava	Trinchera Convexa
3 c (T-T)	Trinchera Convexa	Trinchera Convexa

Tabla 2. Tipos de fallas transformantes. Modificado de *Tectonics, Thrust Systems* (p. 156), por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

6.4.1.1. Fallas transformantes tipo 1

Ocurren entre dos dorsales oceánicas (Figura 6.3), también denominadas como de tipo Cresta-Cresta o R-R por sus siglas en inglés (Ridge-Ridge).

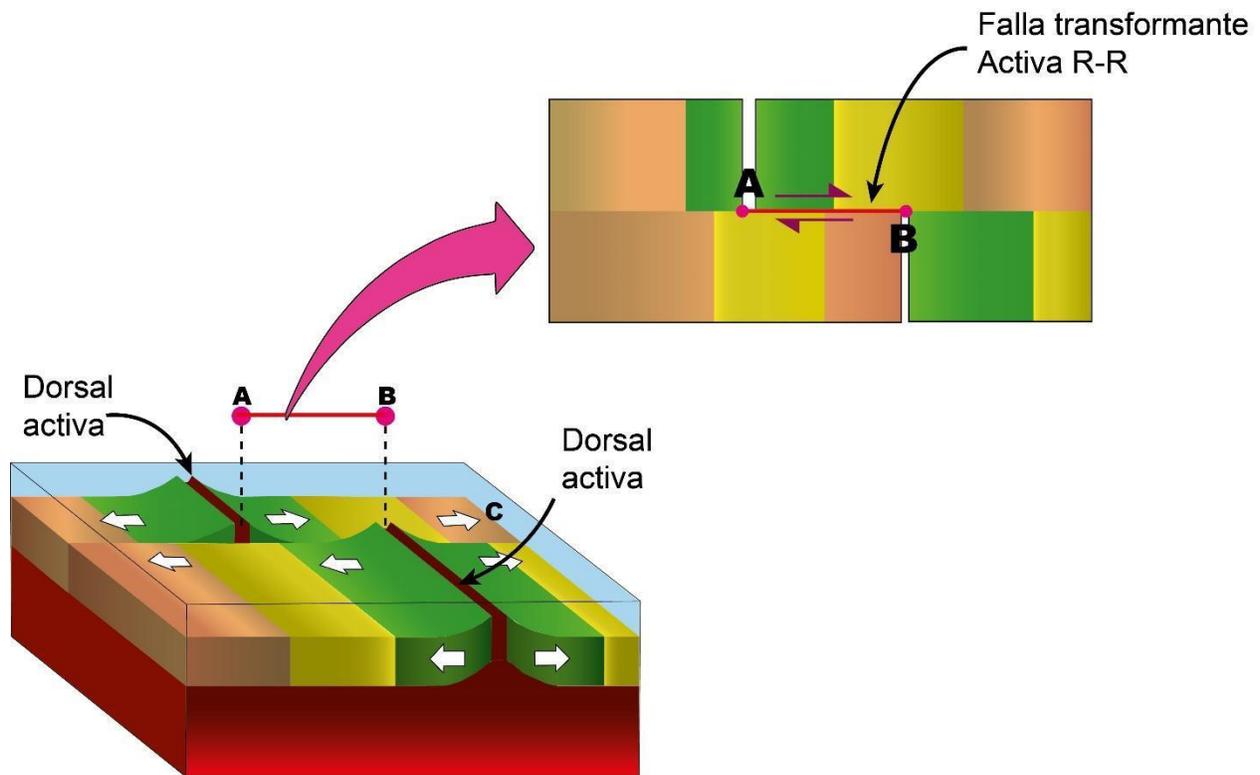


Figura 6.3. Representación de una falla transformante dextral que une dos segmentos de rift. Modificado de *Structural Geology* (p.602), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

6.4.1.2. Fallas transformantes tipo 2

Entre una dorsal oceánica y una trinchera (Figura 6.4), también denominadas como de tipo Cresta-Trinchera o R-T por sus siglas en inglés (Ridge-Trench).

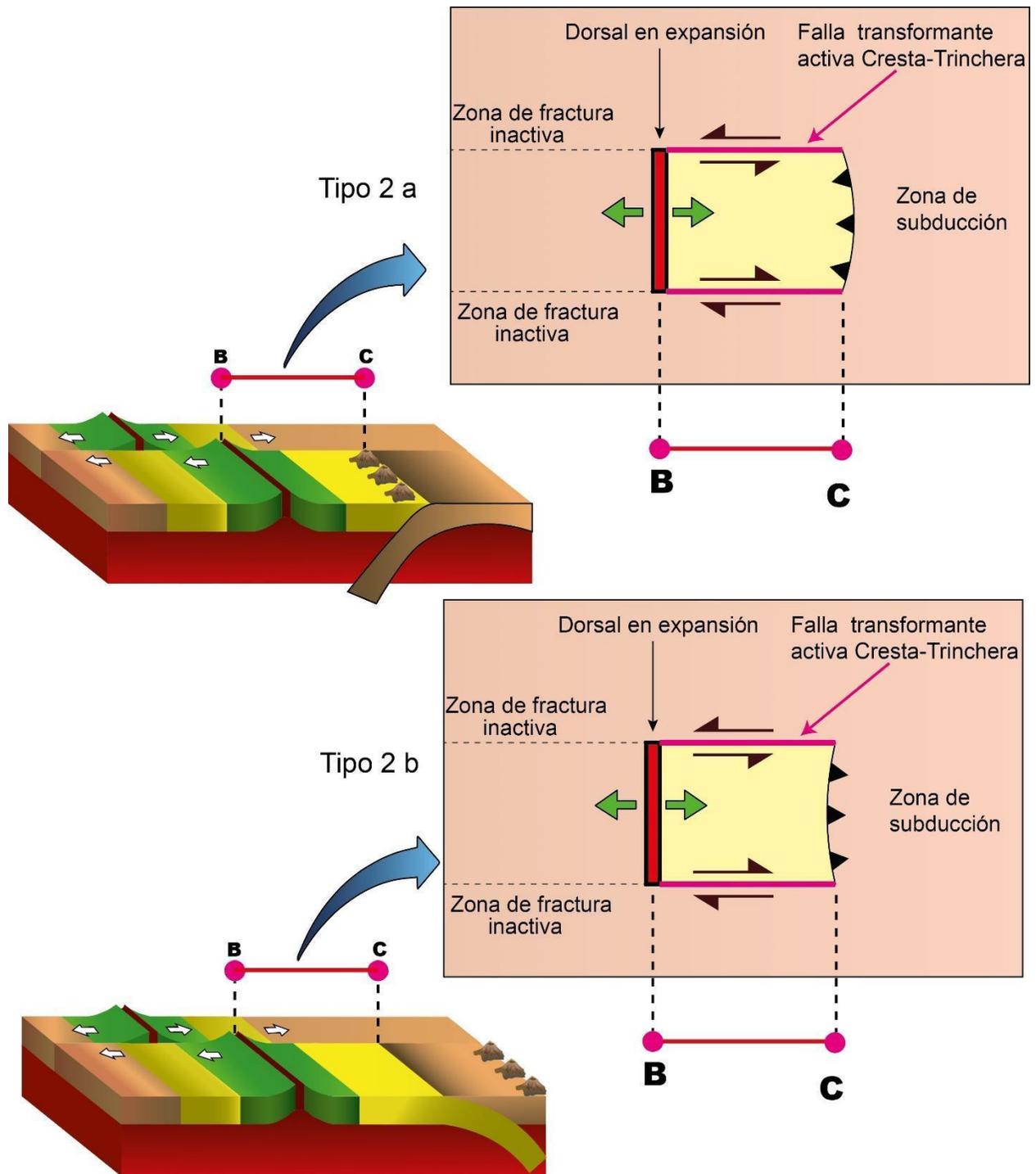


Figura 6.4. Representación de una falla transformante entre cresta y trinchera. Modificado de *Structural Geology* (p.602), R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

6.4.1.3. Fallas transformantes tipo 3

Son las que se forman entre dos trincheras (Figura 6.5), también denominadas como de tipo Trinchera - Trinchera o T-T por sus siglas en inglés (Trench -Trench).

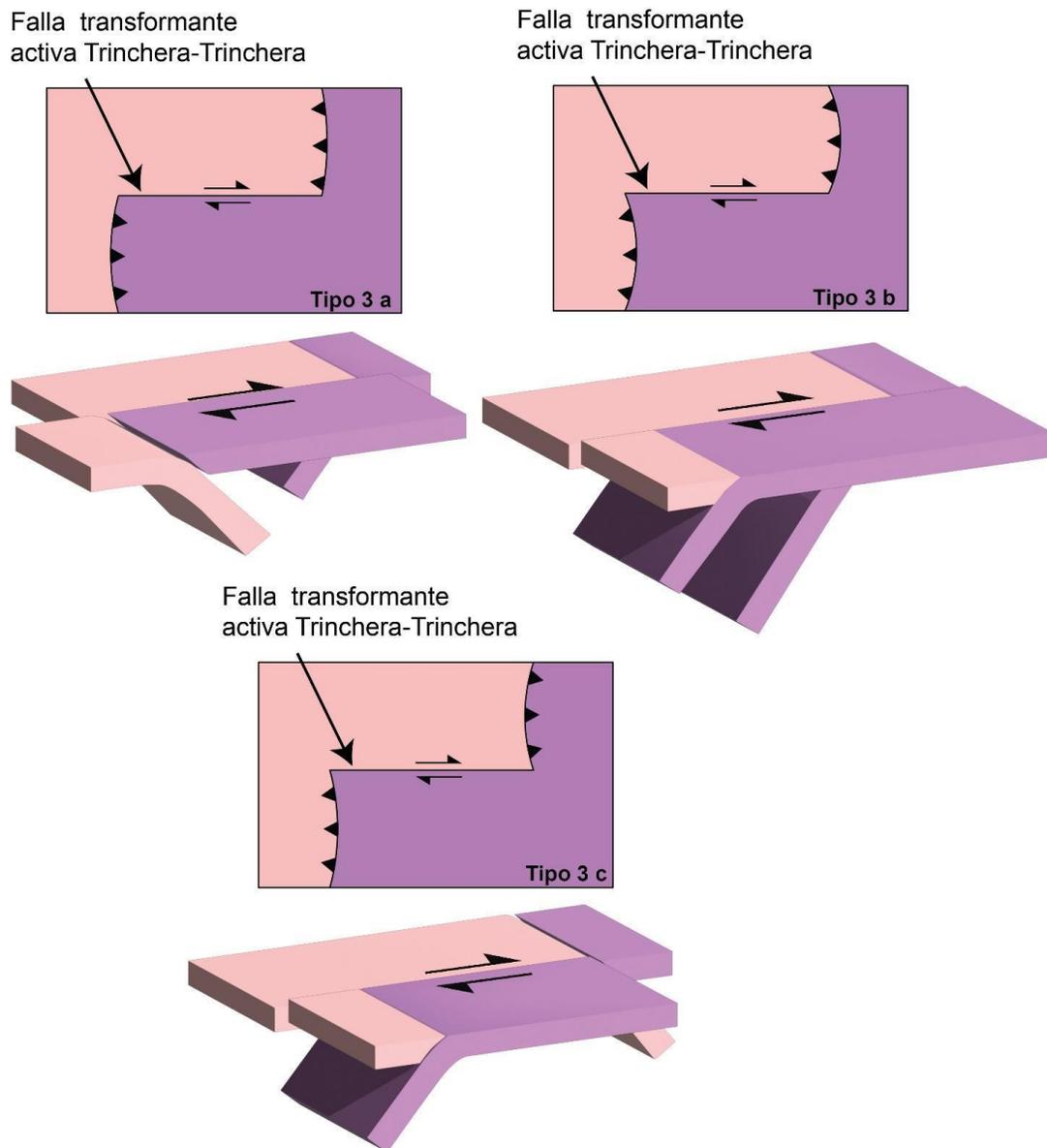


Figura 6.5. Representación de una falla transformante dextral que une dos zonas de subducción.

Modificado de *Structural Geology* (p.603), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

6.4.2. Fallas transformantes continentales

Algunas fallas de este tipo pueden formarse a lo largo de límites de placas convergentes, donde la subducción ocurre de manera oblicua (Figura 6.6). La colisión oblicua entre dos masas litosféricas implica que el vector de desplazamiento tenga una componente vertical y otra horizontal, siendo la componente horizontal uno de los principales factores involucrados en el desarrollo de esfuerzos de cizalla que al disiparse pueden provocar la formación de sistemas de fallas laterales (Van der Plujim y Marshak, 2004).

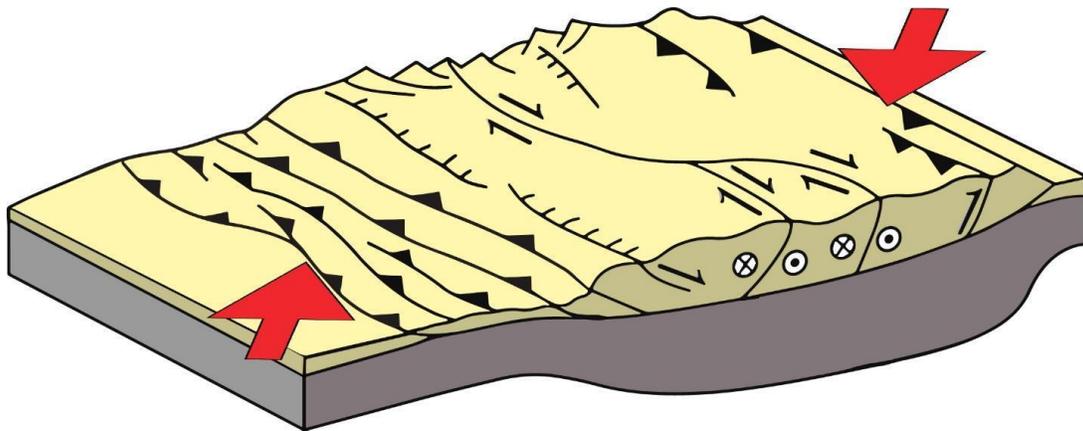


Figura 6.6. Desarrollo de fallas laterales por convergencia oblicua. Modificado de *Earth Structure* (p.494), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Este tipo de sistema de fallas generalmente ocurren durante el acoplamiento de dos masas continentales (Figura 6.7).

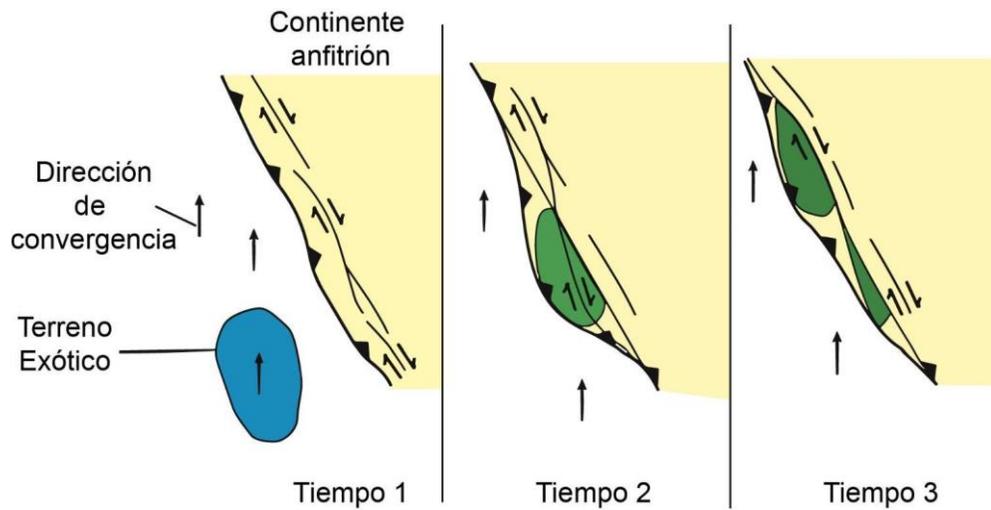


Figura 6.7. Desarrollo de fallas laterales en un margen convergente. Modificado de *Earth Structure* (p.494), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Los sistemas de fallas laterales asociados con un límite transformante ocurren en una variedad de ubicaciones a lo largo del margen convergente, incluyendo la cuña de acreción, el arco volcánico y la región de arco posterior (Figura 6.8, Van der Plujim & Marshak, 2004).

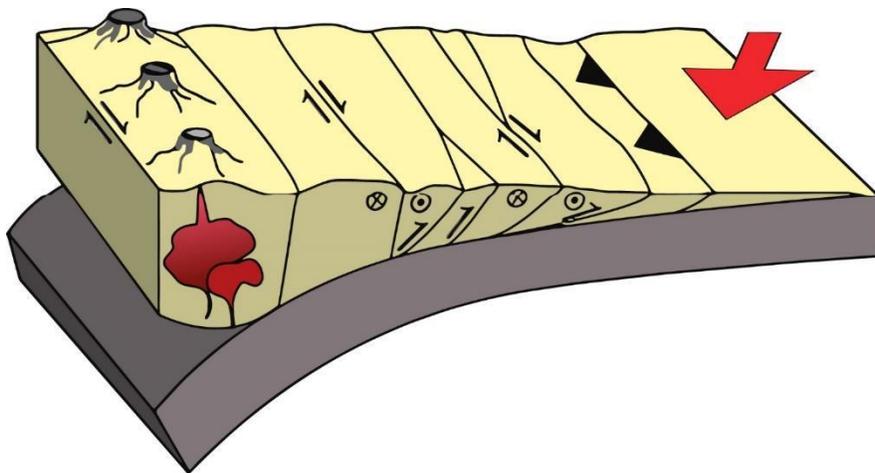


Figura 6.8. Fallas laterales en la región de arco volcánico. Modificado de *Earth Structure* (p.494), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Las fallas de desplazamiento lateral asociadas con la convergencia de placas tectónicas se forman por un proceso llamado escape lateral. Este proceso implica que un bloque de roca se desplace lateralmente a lo largo de una cabalgadura, debido a un cambio en la dirección de su vector de desplazamiento original. Este cambio de dirección se produce por un contraste en las resistencias mecánicas de los bloques de roca (Van der Plujim y Marshak, 2004).

6.5. Estructuras subsidiarias asociadas con fallas laterales

6.5.1. Estructuras de transferencia

Los límites transformantes se caracterizan por ser zonas de deformación donde ocurren esfuerzos tectónicos de cizalla horizontal pura o cizalla horizontal simple, lo que propicia la formación de conjuntos de fallas laterales y una variedad de estructuras subsidiarias o de transferencia que pueden ser de carácter compresional o extensional.

Las fallas laterales suelen presentarse de manera casi lineal o ligeramente curvada en la superficie; por lo general definen conjuntos anastomosados, paralelos o escalonados.

Las irregularidades geométricas de las fallas laterales, tales como las curvaturas a lo largo de los planos de falla, repercute en la cinemática y orientación de las estructuras geológicas secundarias asociadas al fallamiento lateral. Este tipo de estructuras pueden ser pliegues, fallas normales, inversas, laterales u oblicuas, la geometría de las estructuras subsidiarias puede presentar cambios discretos a lo largo de la traza de las fallas laterales principales en función de los diferentes episodios de desplazamiento. Estas variaciones dependen de varios factores, como el tipo de roca, la configuración de las estructuras preexistentes, la cantidad de desplazamiento horizontal, el

desplazamiento vertical acumulado y la tasa de deformación (Sylvester, 1988 como se citó en Serrano, 2020).

En los límites transcurrentes las fallas laterales que tiene una geometría aproximadamente lineal, se suelen encontrar de manera pseudo paralela y no coplanar entre sí, entre estos segmentos de falla hay un espacio denominado “paso” (step up), que corresponde con una zona de transferencia en la que la deformación es transferida a través de fallas normales o inversas dispuestas de manera adyacente y escalonada (Figura 6.9), estos cortos segmentos de fallas favorecen el desarrollo de una zona de falla continua (Burg, 2011).

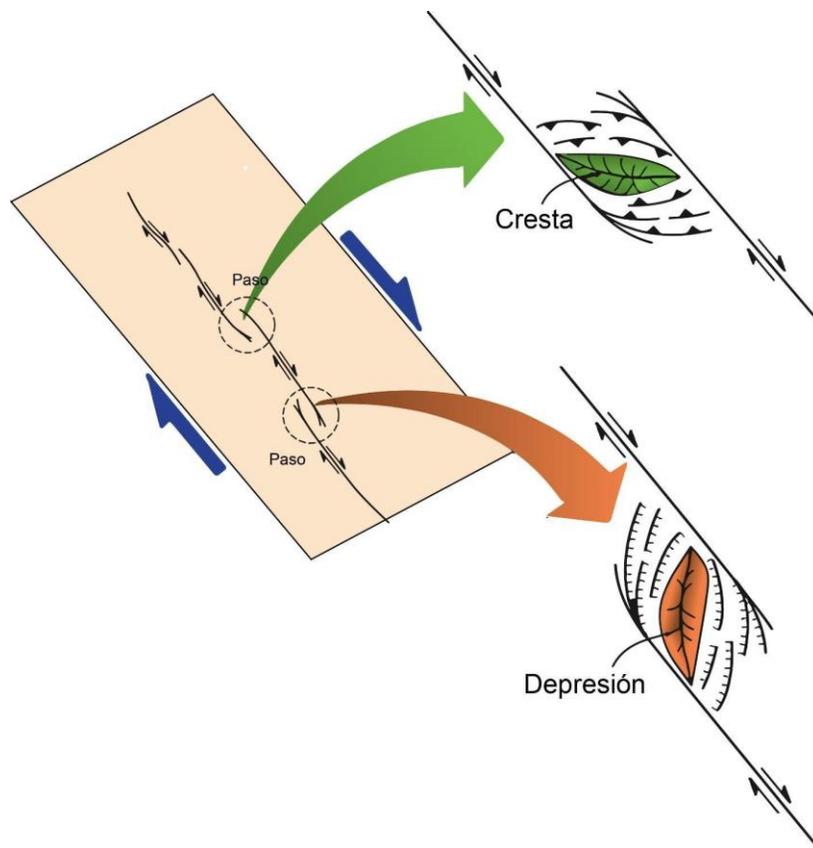


Figura 6.9. Estructuras “stepover”. Modificado de *Earth Structure* (p.484), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Los pasos (Step up) son zonas donde un segmento de falla culmina y comienza otro segmento de falla con la misma orientación; estas zonas se denominan paso hacia la derecha o paso hacia la izquierda de acuerdo con su posición respecto a la dirección de desplazamiento de la falla (Twiss y Moores, 2006).

En zonas de cizalla dextral los pasos y las curvas que se encuentran a la derecha generan una zona de transferencia de carácter extensional y si el paso y las curvas se encuentran a la izquierda provocan una zona de tipo contractiva (Figura 6.10).

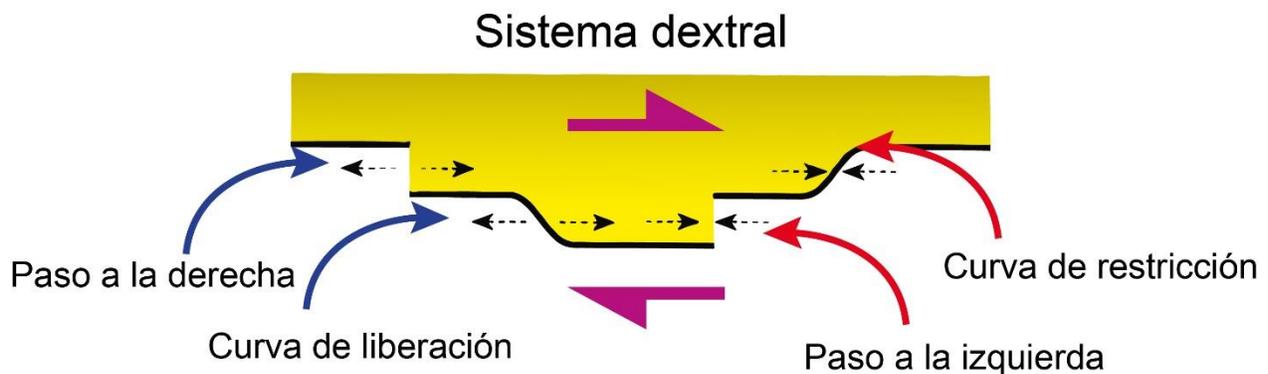


Figura. 6.10. Curvas y pasos en zonas de transcurrancia dextral. Modificado de *Structural Geology* (p.139), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

En zonas de cizalla sinistral, los pasos y las curvas que se encuentran a la derecha generan una zona de transferencia de carácter contractiva y si el paso y las curvas se encuentran a la izquierda provocan una zona de tipo extensiva (Figura 6.11).

Sistema sinestral

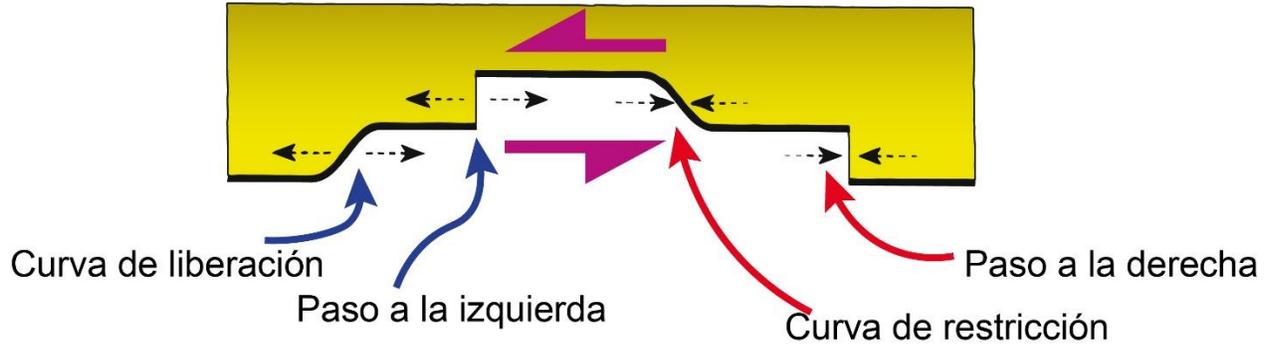


Figura. 6.11. Curvas y pasos en zonas de transcurrancia sinestral. Modificado de *Structural Geology* (p.139), por R. Twiss y E. Moores, 2006, Freeman.

6.5.1.1. Estructuras de transferencia compresiva

Las estructuras de acortamiento, como pliegues y fallas inversas, se forman en las líneas de punta de las fallas principales o de manera escalonada. Estas estructuras suelen orientarse con un ángulo de 135° o más con respecto a la falla principal (Figura 6.12). El ángulo se mide en el mismo sentido del movimiento de la falla principal (Twiss y Moores, 2006).

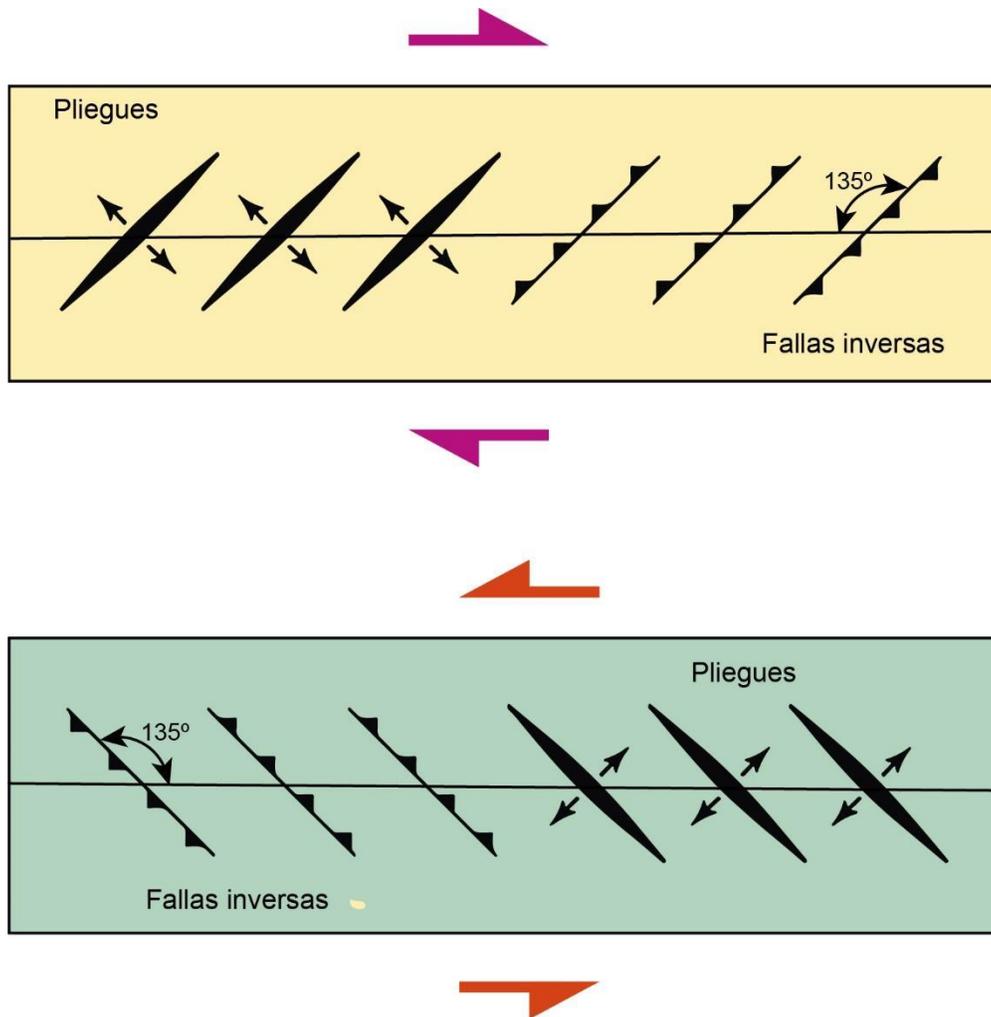


Figura 6.12. Pliegues y fallas asociados con fallas laterales. Modificado de *Earth Structure* (p.485), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

6.5.1.2. Estructuras de transferencia extensivas

Las fallas normales suelen orientarse casi perpendicularmente a las fallas inversas y pliegues. Por lo general las fallas normales forman conjuntos escalonados pseudo paralelos a lo largo de fallas de deslizamiento lateral con orientaciones cercanas a los 45° con respecto de la falla principal (Figura 6.13, Twiss y Moores, 2006).

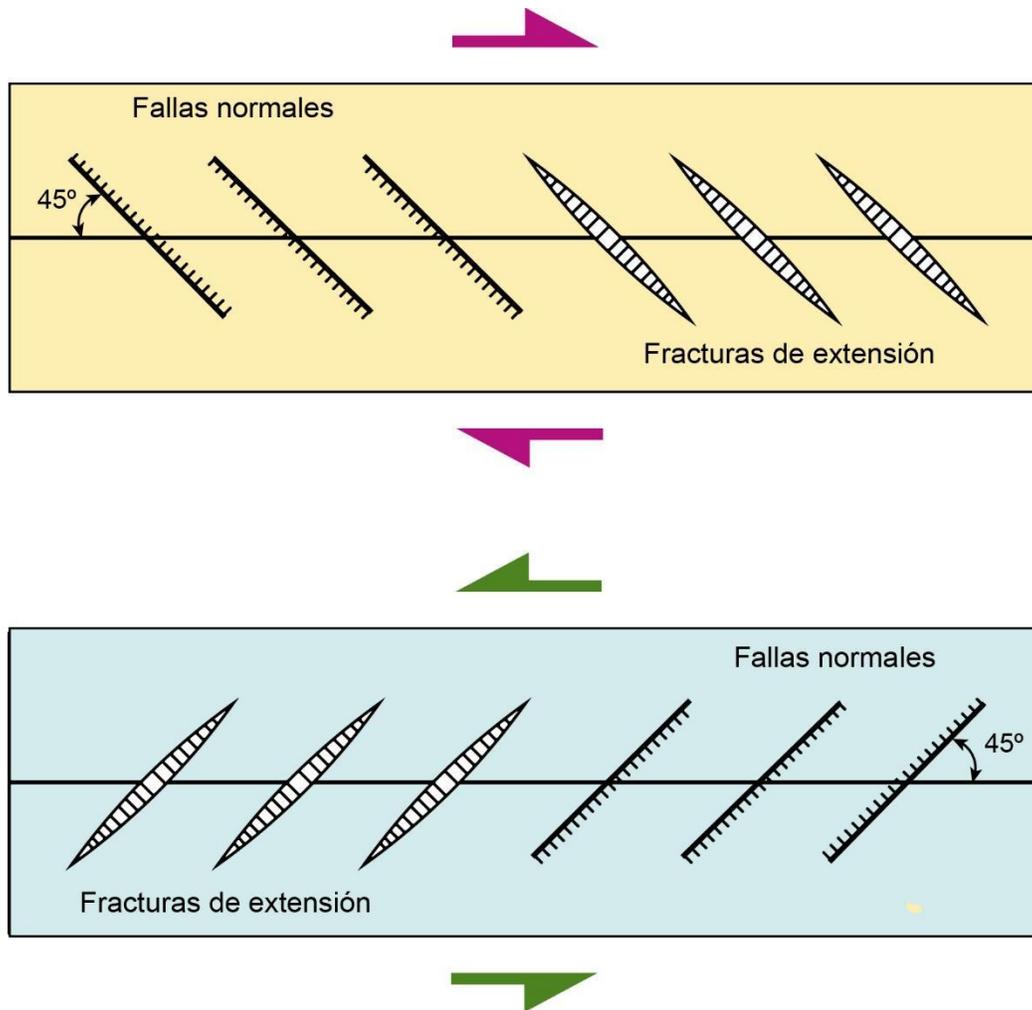


Figura 6.13. Fallas normales asociadas con fallas laterales. Modificado de *Earth Structure* (p.485), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

6.5.2. Orientación de las estructuras subsidiarias

Las fallas laterales pueden formarse como estructuras individuales, como una serie de fallas paralelas, o como pares conjugados que se forman bajo el mismo campo de esfuerzo regional durante el mismo intervalo de tiempo (Fossen, 2010). La orientación de las fallas subsidiarias puede describirse en función del tipo de deformación dominante, si es de cizalla simple o de cizalla pura.

6.5.2.1. Orientación de estructuras subsidiarias de acuerdo con un régimen de cizalla pura

En un régimen de cizalla pura, las fallas laterales se desarrollan como pares conjugados donde el acortamiento en una dirección es compensado por extensión perpendicular en la otra (Figura 6.14). Los pares conjugados coinciden con el modelo de Anderson y el criterio de Mohr-Coulomb, lo que implica que el ángulo agudo entre el par conjugado es bisecado por el esfuerzo principal mayor σ_1 y este ángulo está influenciado por el ángulo de fricción interna de la roca (Fossen, 2010).

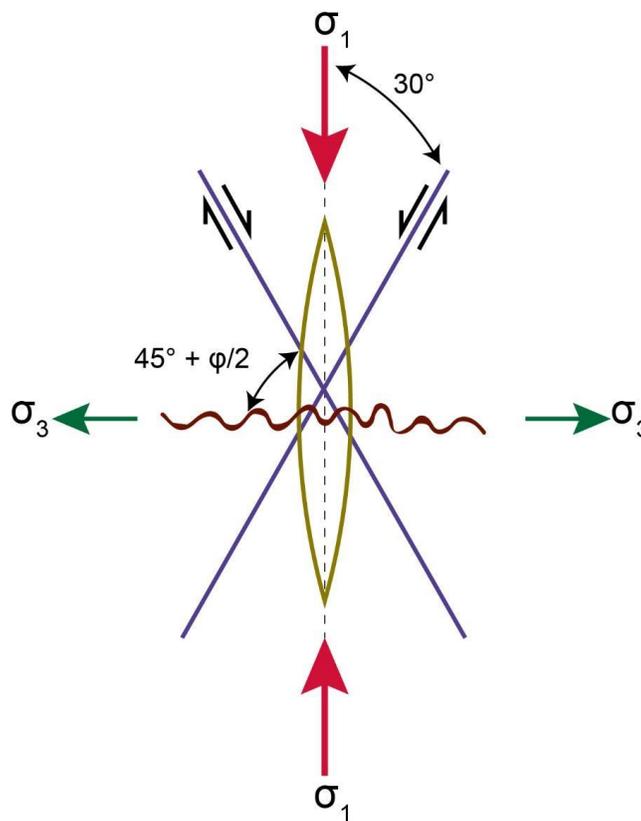


Figura 6.14. Orientación de estructuras subsidiarias de acuerdo con el modelo de Anderson. Modificado de *Revisión de la estratigrafía y estructura del pull-apart de Ixtapa, Chiapas* (p.62), por G. Serrano, 2020. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

6.5.2.2. Orientación de estructuras subsidiarias de acuerdo con un régimen de cizalla simple

El desarrollo de fallas laterales en un régimen de cizalla simple implica el movimiento de partes individuales de la corteza a diferentes tasas de desplazamiento a lo largo de la superficie terrestre. De acuerdo con esto, la orientación de las estructuras subsidiarias se puede explicar mediante las fracturas de Riedel.

6.5.2.2.1. Fracturas Riedel

Con base en los resultados experimentales obtenidos por Riedel a principios del siglo XX, se ha logrado visualizar y entender cómo se forman los sistemas de fallas transcurrentes. Riedel experimentó con una capa de arcilla dispuesta sobre dos bloques rígidos, al deslizar los bloques lateralmente observó que la tensión generada por el deslizamiento es transferida a la arcilla provocando la generación de una zona de deformación que comprende el desarrollo progresivo de una serie de fallas y fracturas Figura (6.15); actualmente estas discontinuidades son reconocidas como de tipo Riedel y se clasifican de acuerdo con su orientación y desplazamiento en relación con la dirección del deslizamiento principal (Fossen, 2010).

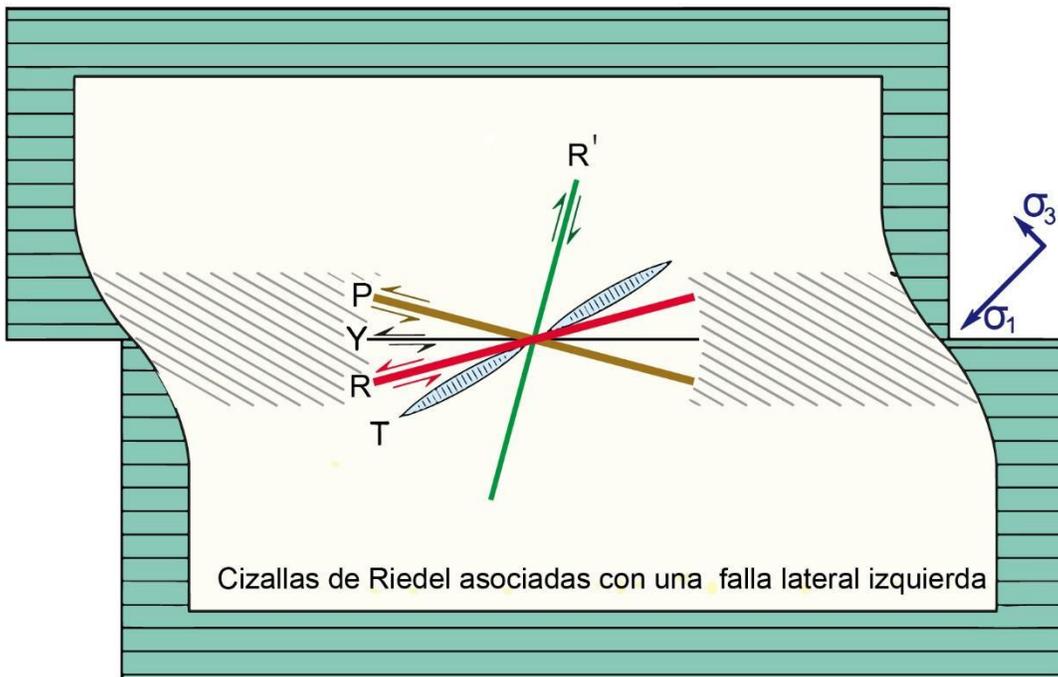
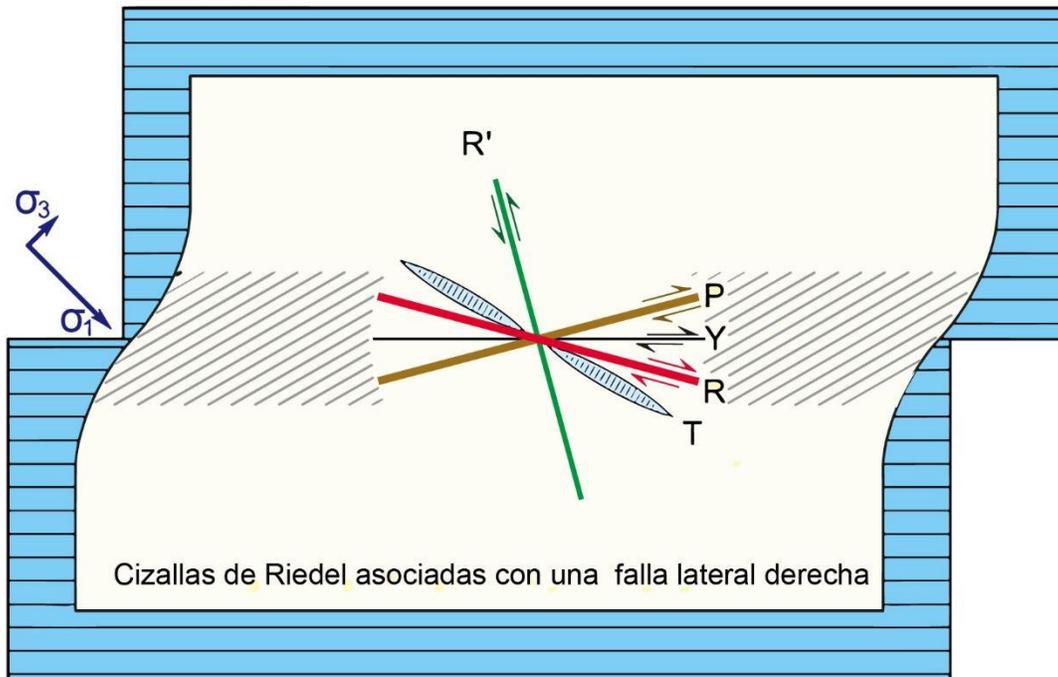


Figura 6.15. Estructuras Riedel. Modificado de *Strike-Slip and Oblique-Slip Tectonics* (p.147), por J. por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

Las fracturas Riedel se forman con ángulos que van de los 10° a 20° con respecto de la dirección del desplazamiento principal. Estas estructuras se suelen formar como un conjunto de fracturas sintéticas escalonadas y superpuestas que se desarrollan como una secuencia de superficies de desplazamiento vinculadas (Burg, 2011).

Las fracturas que se disponen de manera antitética se simbolizan como R' y se orientan con ángulos que van de los 75° a los 90° con respecto de la dirección de desplazamiento principal, y pueden desarrollarse de manera simultánea o posterior a las fracturas R.

Las fracturas P son de tipo contraccional, se pueden formar como una matriz escalonada de manera simultánea o posterior a las fracturas Riedel; suelen formarse cuando ocurre un mayor desplazamiento de cizalla y se disponen de manera sintética a la falla principal, (Burg, 2011).

Las estructuras de tipo "Y" son microfallas que se forman de manera tardía en la zona de falla, se disponen de manera paralela o subparalela a la falla principal y suelen fusionarse entre sí, lo que provoca que se forme una red de fracturas anastomosadas.

Las fracturas de Riedel se forman de manera secuencial siendo las fracturas R las primeras en formarse, después de la formación de las fracturas R se desarrollan las fracturas P, y posteriormente las fracturas antitéticas R'. Además de las fracturas R, R' y P, también se forman fracturas de extensión (fracturas T) perpendiculares al eje de acortamiento máximo instantáneo (Burg, 2011).

Los resultados del experimento de Riedel concuerdan con la disposición angular de las fallas subsidiarias observadas en zonas de transcurrencia. Las diversas formas en las

que se pueden formar las estructuras subsidiarias dependen de la presencia de estructuras previas de debilidad, del comportamiento mecánico de las rocas y a la relación entre el sentido de desplazamiento con la geometría de las fallas transcurrentes (Van der Plujim y Marshak, 2004).

6.5.2.3. Orientación de estructuras subsidiarias con base en una elipse de deformación

La orientación de las estructuras subsidiarias y de transferencia dependen de la orientación del esfuerzo principal máximo de deformación. Esto se puede visualizar mediante un diagrama elíptico de deformación en el que se considera la dirección del esfuerzo principal máximo y la orientación del eje mayor y menor de la elipse como referencia para establecer su relación angular con respecto de la orientación de las estructuras subsidiarias. Las estructuras de compresión tienen una orientación perpendicular a la dirección del esfuerzo máximo y se extienden paralelamente al eje mayor de la elipse de deformación. Las estructuras de extensión se desarrollan con una orientación paralela con respecto del esfuerzo principal máximo y de manera perpendicular a la dirección de elongamiento (Figura 6.16). Las fracturas Riedel son similares a las fracturas conjugadas que se forman en pruebas de compresión. En ambas situaciones, la bisectriz aguda de las fracturas conjugadas es paralela a la dirección de acortamiento o esfuerzo principal mayor (Van der Plujim y Marshak, 2004).

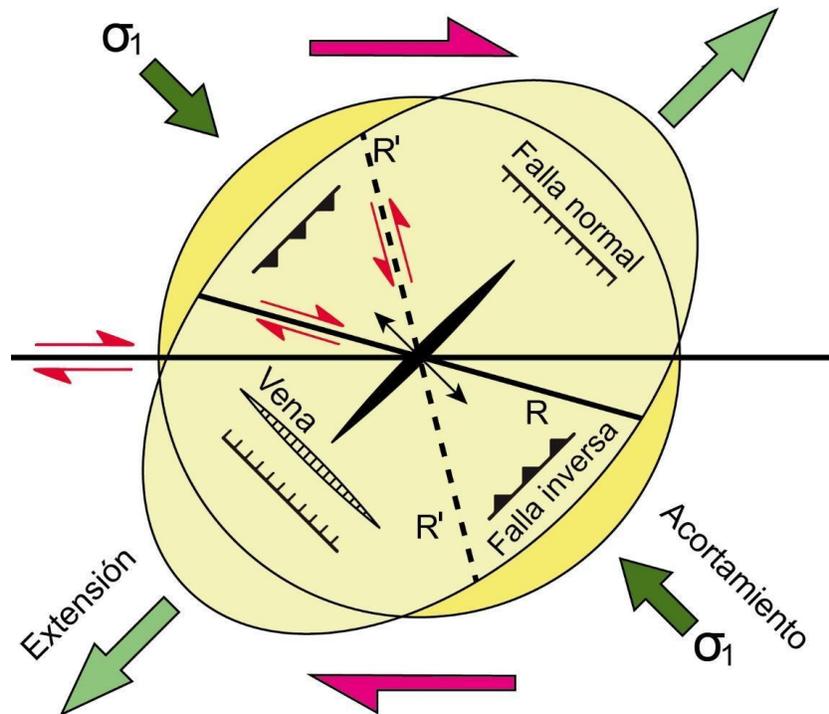


Figura 6.16. Elipse de deformación que explica el origen de las estructuras subsidiarias a lo largo de una falla de deslizamiento lateral. Modificado de *Earth Structure* (p.487), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Wilcox y sus colegas en 1973 realizaron un experimento muy similar al de Riedel, en el que utilizaron una capa de arcilla sobre paneles metálicos desplazables. Para estudiar cómo se desarrollaban las fallas de rumbo utilizaron círculos de referencia impresos en la superficie de arcilla. El movimiento inicial de los paneles metálicos produjo una distorsión de la arcilla que convirtió los círculos de referencia en elipses, con base en esto evaluaron la deformación traslacional y de rotación (Davis et al., 2012).

De acuerdo con los resultados experimentales de Wilcox, se estableció la secuencia en la que se forman las principales estructuras de deformación asociadas con una falla de tipo dextral. Inicialmente se forman los pliegues y fallas inversas con una orientación perpendicular a la dirección de mayor acortamiento instantáneo junto con fallas

normales casi perpendiculares a las fallas inversas. Posteriormente estas estructuras adquieren una componente de desplazamiento lateral de tipo dextral para las fallas inversas y de tipo sinistral en las fallas normales. A grandes rasgos los resultados de este experimento demostraron que las estructuras subsidiarias en un sistema transcurrente están propensas a experimentar rotaciones y, en consecuencia, deformaciones adicionales si el movimiento de cizalla se prolonga como se ilustra en la figura 6.17

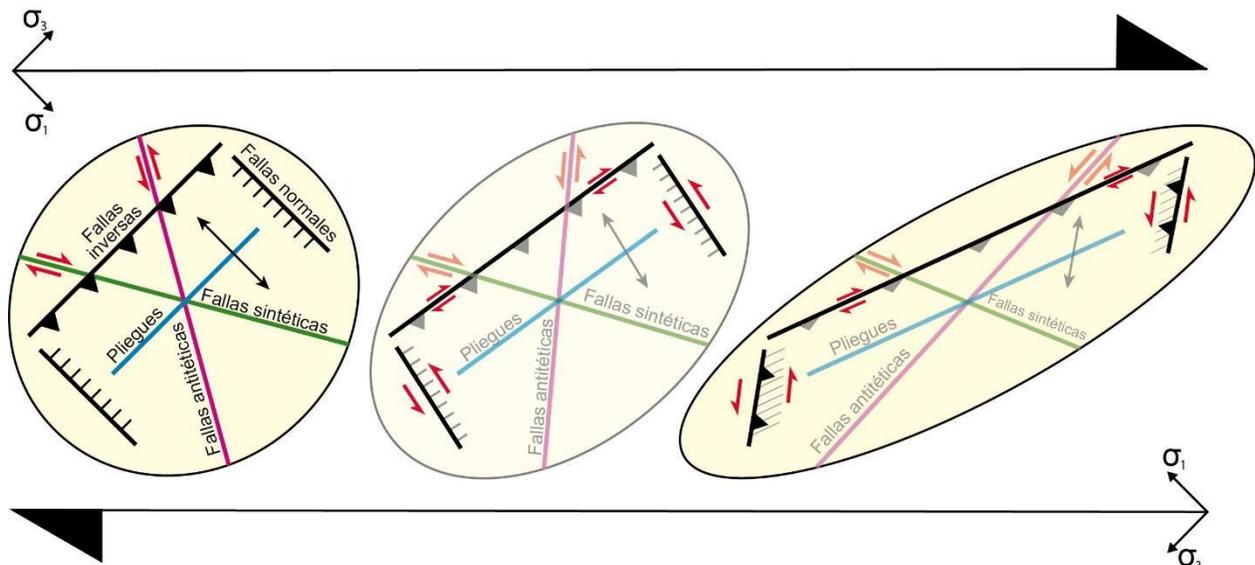


Figura 6.17. Evolución de las estructuras de deformación en una zona de cizalla simple de tipo dextral. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 336), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons.

6.6. Estructuras de Transpresión y Transtensión

Generalmente las trazas de las fallas laterales en sección horizontal suelen ser líneas rectas o suavemente curvadas, no obstante, algunas fallas presentan irregularidades geométricas muy marcadas o curvaturas muy pronunciadas. Idealmente las fallas de

desplazamiento lateral no implican ningún movimiento vertical; sin embargo, las fallas con geometría curva tienden a desarrollar componentes verticales que provocan la formación de estructuras de compresión o extensión denominadas como de transpresión y transtensión (Twiss y Moores, 2006; Van der Plujim y Marshak, 2004).

Los términos de transpresión y transtensión refieren a la combinación cinemática entre el desarrollo de un movimiento de cizalla horizontal y movimientos verticales. Los desplazamientos horizontales con una componente vertical positiva se asocian con la acción simultánea de esfuerzos de compresión y de cizalla, y se les conoce como movimientos de transpresión. Los desplazamientos horizontales con una componente vertical negativa se asocian con la acción simultánea de esfuerzos extensivos y de cizalla, los desplazamientos generados por esta combinación son de transtensión.

Las estructuras de transpresión y transtensión están relacionadas con la presencia de curvaturas a lo largo de la extensión de una falla lateral. Los segmentos curvos que propician la formación de estructuras de transpresión son denominados curvas de restricción y aquellos segmentos curvos que provocan el desarrollo de estructuras de transtensión se les denomina como curvas de liberación (Van der Plujim y Marshak, 2004).

Las curvas de restricción favorecen el desarrollo de lentes de constricción o bandas de restricción, que son áreas con un engrosamiento vertical y el levantamiento de bloques. En cambio, en las curvas de liberación se forman lentes de extensión o bandas de liberación, en donde se desarrolla un adelgazamiento de la corteza y subsidencia (Figura 6.18).

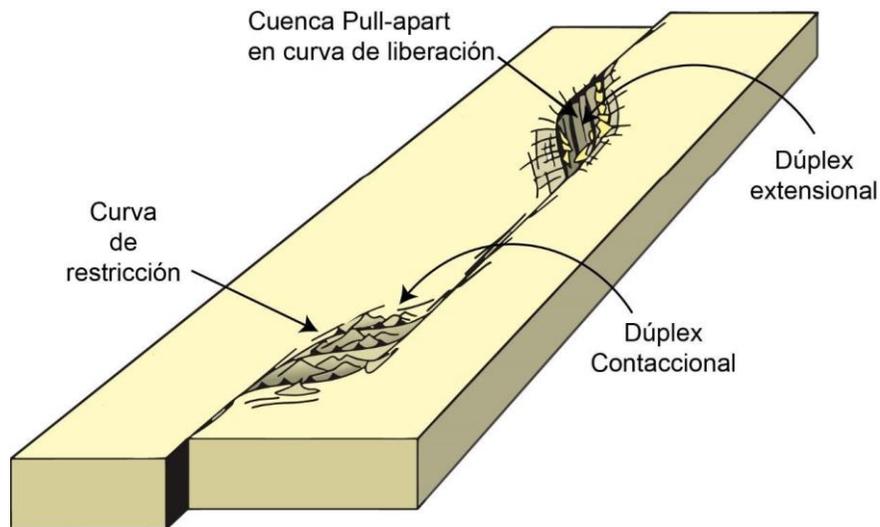


Figura 6.18. Curvas de restricción y liberación. Modificado de *Structural Geology* (p. 363), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

En los lentes de liberación y constricción se encuentran conjuntos de fallas de transferencia que forman geometrías semejantes a la de un dúplex desde una perspectiva de mapa y una geometría semejante a una flor desde una vista transversal (Figura 6.19).

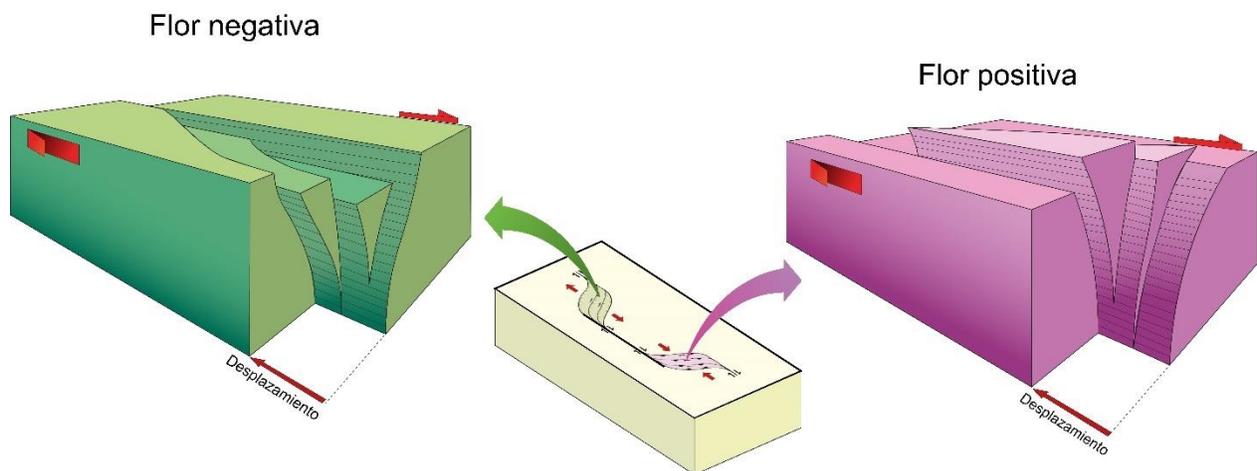


Figura 6.19. Estructuras de flor positiva y negativa. Modificado de *Strike-Slip and Oblique-Slip Tectonics*. (p.152,153) por J.-P. Burg, 2011, ETH Zürich.

Los dúplex en zonas de transcurrencia son un conjunto de fallas de desplazamiento oblicuo que se encuentran imbricadas y delimitadas por segmentos de la falla principal y su desarrollo depende de la geometría curva de la falla principal y de la dirección de desplazamiento. En la figura 6.20 se ejemplifica un dúplex extensivo o transtensivo y un dúplex compresivo o transpresivo, formados en una falla lateral derecha (Twiss y Moore, 2006; Van der Plujim y Marshak, 2004).

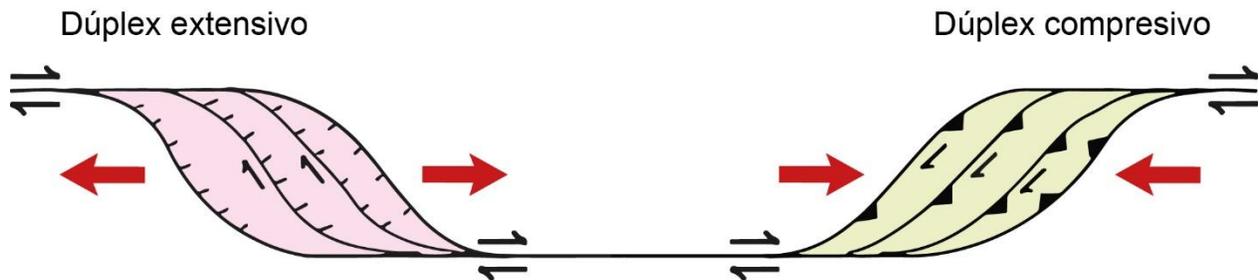


Figura 6.20. Duplex. Modificado de *Earth Structure* (p.492), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004, W. W. Norton & Company, Inc.

Las estructuras de transpresión que se forman a lo largo de una falla son pliegues y fallas inversas con una componente de desplazamiento lateral de tipo dextral o sinistral. Estas fallas de compresión oblicua forman estructuras en flor positiva (Figura 6.21). y a escala regional un cinturón de pliegues y cabalgaduras. Las estructuras de transtensión son fallas normales con una componente horizontal dextral o sinistral que en conjunto definen estructuras de flor negativa (Figura 6.21).

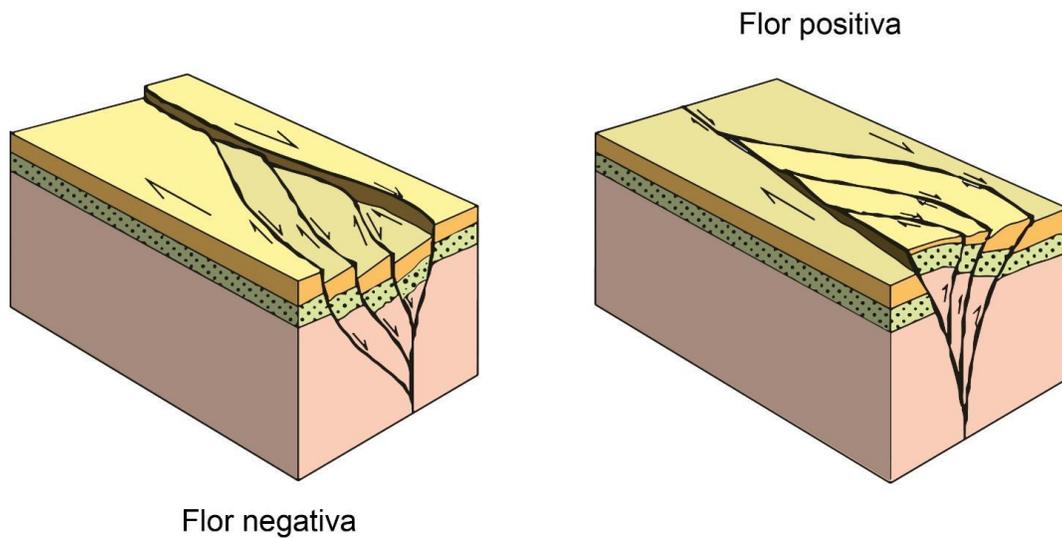


Figura 6.21. Estructuras de flor positiva y negativa. Modificado de *Structural Geology for Petroleum Geoscientist* (p.110), D. Mukhopadhyay.

En zonas donde predominan movimientos de transtensión (extensión oblicua) se forman cuencas de separación denominadas “Pull apart” (Figura 6.22). Este tipo de cuencas se caracterizan por ser depresiones con forma romboidal limitadas por dos fallas laterales subparalelas que se superponen, en este tipo de cuencas se encuentran fallas normales que se desarrollan como estructuras de transferencia ya que conectan las fallas laterales principales. Las fallas normales pueden formarse con una dirección oblicua o perpendicular a las fallas laterales principales (Sylvester, 1987 como se citó en Serrano, 2020).

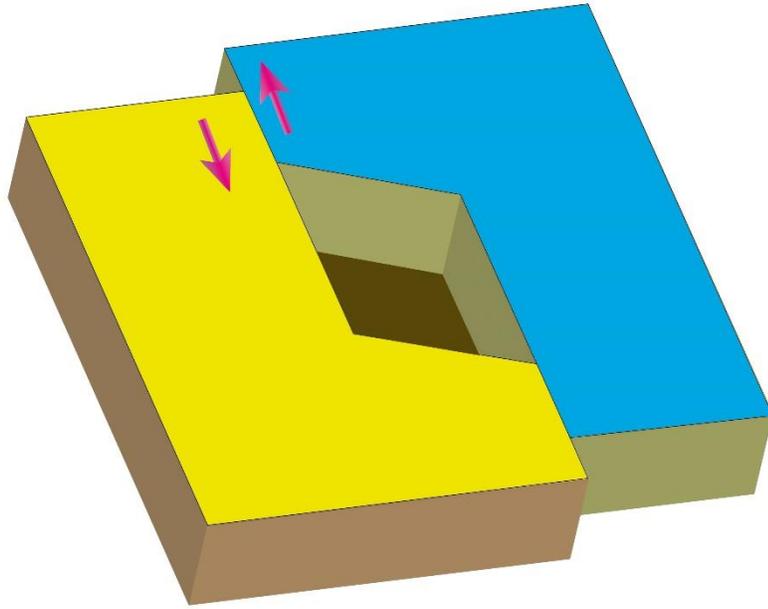


Figura 6.22. Cuenca Pull apart.

7. INDICADORES CINEMÁTICOS

Las características morfológicas y cinemáticas de las estructuras geológicas secundarias se deben a procesos de deformación plástica y/o frágil que son originados por la acción de esfuerzos coaxiales o no coaxiales relacionados con la dinámica de la corteza terrestre. A pesar de que la deformación global en general es de carácter coaxial o "irrotacional", se generan zonas de deformación rotacional (cizalla simple) (Tolson, 1996).

Con base en los modelos de deformación de cizalla simple y pura, se han podido establecer criterios de observación y análisis de estructuras asimétricas presentes en zonas de cizalla que son indicativas de las condiciones cinemáticas y termodinámicas que intervinieron en la deformación y el desplazamiento de bloques de roca en zonas de cizalla o fallas. Estas estructuras se denominan indicadores cinemáticos; antes de describir sus principales características, se precisa describir algunos puntos fundamentales.

Una zona de cizalla es un volumen de roca aproximadamente tabular donde se concentra mayor deformación que la roca circundante, esta zona separa y desplaza bloques de roca a través de estructuras de deformación frágil (fallas y fracturas) y/o dúctil (foliaciones, crenulación y plegamiento). Los límites de esta deformación localizada pueden percibirse como una disminución gradual o abrupta de la deformación en su amplitud y extensión dependiendo de la composición mineralógica y competencia mecánica de las rocas, así como de las condiciones termodinámicas del entorno en las que ocurre la deformación (Tolson, 1996; Fossen, 2010).

Las zonas de cizalla se forman en diferentes escalas, desde una muestra de mano hasta extensiones kilométricas y se encuentran en cualquier régimen tectónico a cualquier profundidad dentro de la corteza, por lo que su desarrollo puede involucrar mecanismos de deformación predominantemente frágiles, plásticos o una combinación de ambos. De acuerdo con el tipo de mecanismo de deformación predominante las zonas de cizalla se subdividen en: Zonas de cizalla frágil, zonas de cizalla frágil-dúctil y zonas de cizalla dúctil (Fossen, 2010; Davis et al., 2012).

Las zonas de cizalla frágil se desarrollan en la parte más superficial de la corteza donde la temperatura y la presión son bajas y los mecanismos de deformación frágil predominan, se caracterizan por la presencia de fallas y numerosas fracturas a través de las cuales los bloques menos deformados se desplazan (Figura 7.1, Davis et al., 2012).

Las zonas de cizalla dúctil generalmente ocurren a mayor profundidad en la corteza donde las condiciones de presión y temperatura propician que las rocas se deformen plásticamente y experimenten metamorfismo. A diferencia de las zonas de cizalla frágil en las zonas de cizalla dúctil el desplazamiento ocurre mediante el flujo plástico de las rocas (Figura 7.1, Davis et al., 2012).

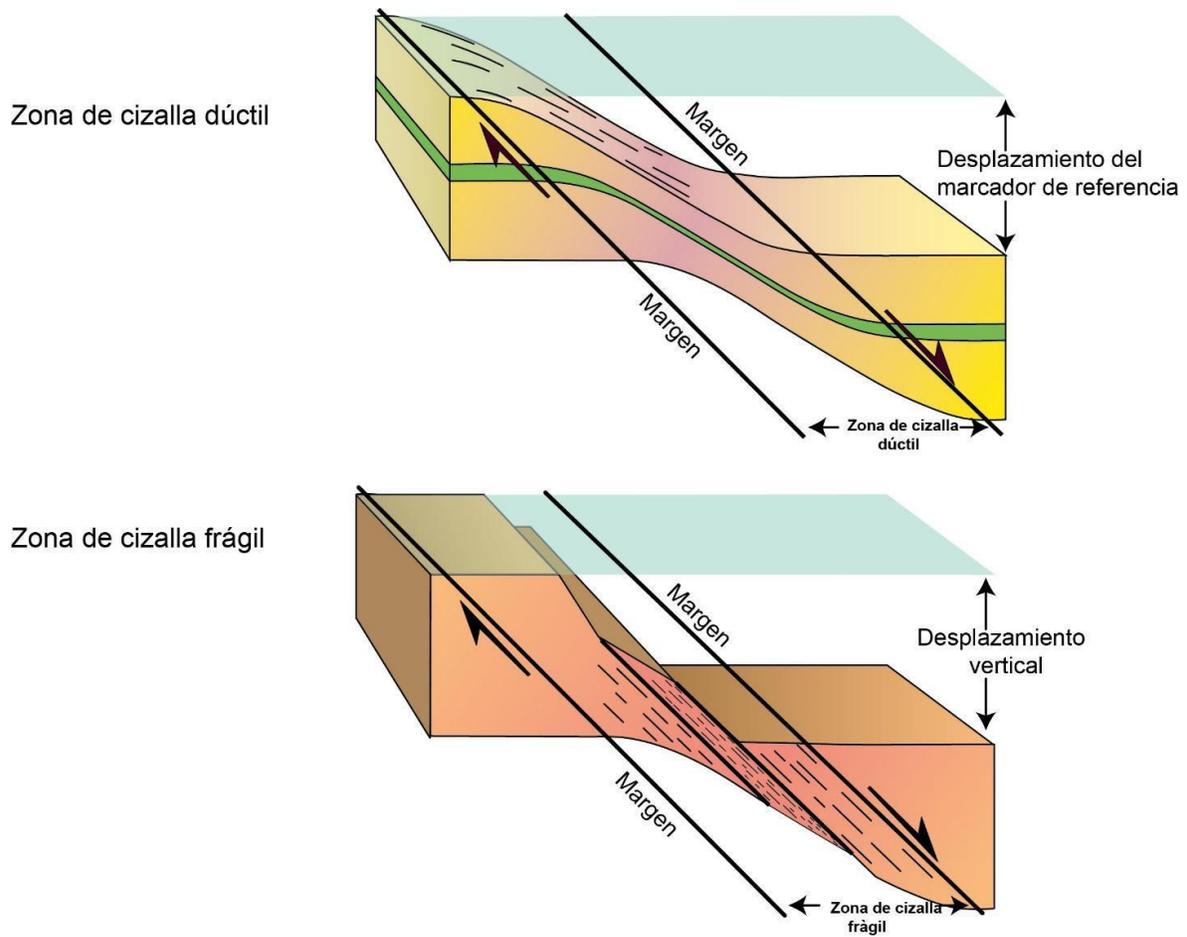


Figura 7.1. Zona de cizalla dúctil y zona de cizalla frágil. Modificado de *Structural Geology* (p.287), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

Aquellas zonas de cizalla con características intermedias (frágiles-dúctiles) pueden originarse por el cambio progresivo de las condiciones de temperatura y presión del entorno, también por la reactivación de antiguas zonas de cizalla que se formaron bajo condiciones físicas diferentes, alternatively, la presencia de rocas con contraste en su competencia mecánica puede desarrollar estructuras frágiles y dúctiles al mismo tiempo en una zona de cizalla (Figura 7.2, Davis et al., 2012).

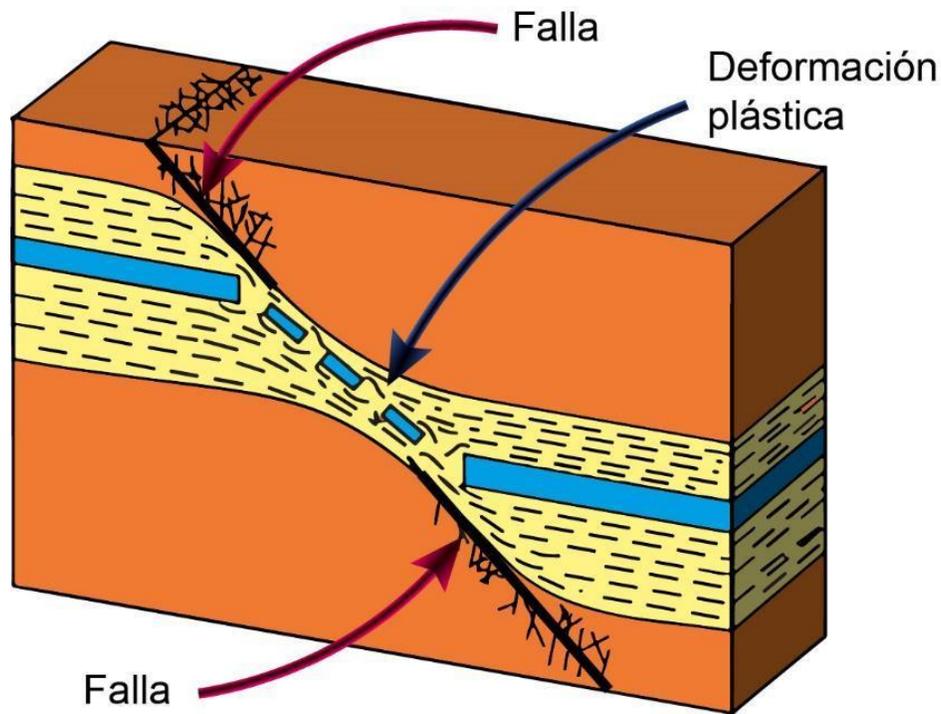


Figura 7.2. Zona de cizalla frágil dúctil. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 545), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc

Las fallas y las zonas de cizalla son estructuras estrechamente relacionadas, ambas involucran el desplazamiento de las paredes que las delimitan y tienden a crecer en anchura y longitud a medida que incrementa el desplazamiento (Fossen, 2010). Las zonas de cizalla también se pueden clasificar según su cinemática relativa, por lo que hay zonas de cizalla que presentan desplazamientos de tipo normal, inverso y transcurrente. Pueden originarse de tres principales maneras, como consecuencia de la deformación no coaxial, la cual involucra componentes de rotación y es denominada cizalla simple, mediante deformación coaxial sin rotación reconocida como cizalla pura, o por una mezcla de ambas denominada como cizalla subsimple (Fossen, 2010; Davis et al., 2012).

La configuración de las estructuras de deformación en una zona de cizalla y sus paredes de roca son indicativas del tipo de cinemática relacionada. Mediante el análisis de variaciones sistemáticas en la geometría y distribución de estas estructuras de deformación a través de referentes geométricos como elipses de deformación finita e instantánea se pueden obtener indicios sobre la dirección y sentido de cizalla, la cantidad de desplazamiento y los tipos de deformación (cizalla simple o pura) involucrados en la generación de la zona de cizalla o falla (Davis et al., 2012).

La elipse de deformación instantánea es un modelo teórico que se utiliza para representar incrementos diferenciales de deformación, es decir la deformación acumulada en el intervalo más pequeño de tiempo (instante). Es una herramienta analítica basada en principios físicos y geométricos que permite entender y cuantificar la deformación progresiva de las rocas bajo diferentes condiciones de esfuerzo. Este modelo elíptico representa las tasas relativas de deformación en diferentes orientaciones, de las cuales destacan aquellas direcciones paralelas a sus ejes mayor y menor (Figura 7.3). El eje mayor representa la magnitud y dirección de la máxima extensión o alargamiento más rápido (\dot{S}_1), el eje menor (\dot{S}_3) indica la magnitud y dirección del acortamiento más rápido (Davis et al., 2012).

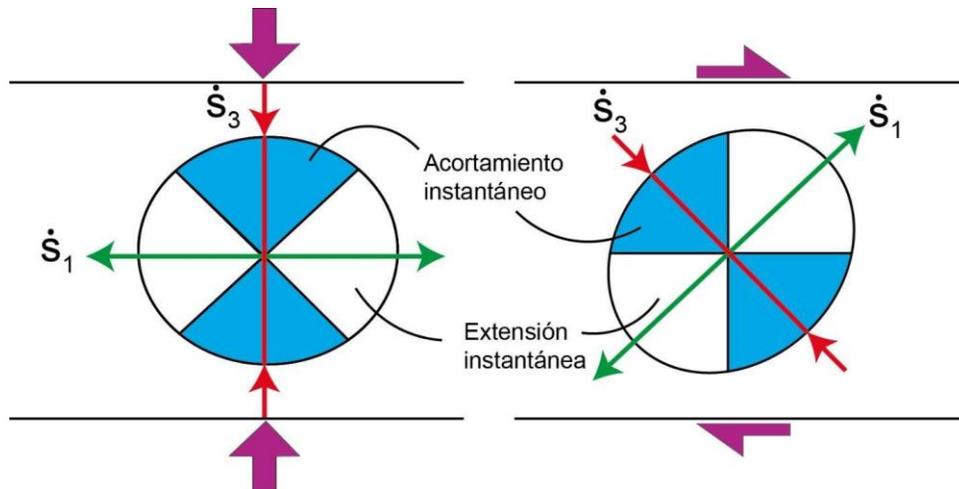


Figura 7.3. Elipse de deformación instantánea para cizalla pura y cizalla simple. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 82), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc

Para la deformación por cizalla simple los ejes de acortamiento instantáneo (\dot{S}_1 y \dot{S}_3) siempre están orientados 45° respecto del plano de cizalla.

En una elipse de deformación finita se representa la deformación acumulada, es decir la suma de todos los incrementos infinitesimales de deformación. Los ejes principales de la elipse de deformación finita se llaman ejes de estiramiento finito e inicialmente tienen una orientación igual a los ejes de deformación instantánea.

En el caso de deformación no coaxial o de cizalla simple los ejes de estiramiento finito rotan a medida que la deformación incrementa, el eje de estiramiento máximo S_1 rota con una tendencia hacia el paralelismo con la zona de cizalla y el eje de acortamiento finito máximo (S_3) rota progresivamente hacia la normal al plano de cizalla por lo que se alejan progresivamente de su inicial condición de paralelismo con los ejes de

estiramiento instantáneo. En el caso de la deformación coaxial, la elipse de deformación finita mantiene el paralelismo con los ejes de la elipse de deformación instantánea debido a que no hay rotación por lo que permanecen alineados durante todo el proceso de deformación (Davis et al., 2012).

Las rocas asociadas con fallas y zonas de cizalla adquieren características distintivas que dependen de la cinemática de deformación, la litología, la profundidad (presión confinante), temperatura, presión de fluidos, etc. Aspectos como su textura (foliada o no foliada), cohesión y cantidad de matriz son características que permiten clasificar las rocas de falla como se muestra en la tabla 7.1 (Blenkinsop, 2002).

Tabla 7.1. Clasificación de rocas de falla (Sibson 1977 como se citó en Fossen,2010).

		No foliada	Foliada			
Incohesiva		Brecha de falla (>30% de fragmentos visibles)				
		Gouge de falla (<30% de fragmentos visibles)	Gouge foliada			
Cohesiva		Pseudotaquilita				
		Brecha (fragmentos >5mm)			<10%	
		Brecha fina (fragmentos 1-5mm)				
		Microbrecha (fragmentos <1mm)				
	Cataclasitas	Serie de milonitas	Protocataclasita	Protomilonita	10-50%	Porcentaje de matriz
			Cataclasita	Milonita	50-90%	
			Ultracataclasita	Ultramilonita	>90%	
		Blastomilonita				

Rocas asociadas con fallas y zonas de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.158), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

Identificar la dirección y sentido de movimiento de las fallas y zonas de cizalla puede ser una tarea complicada si no se identifican marcadores (vetas, diques, estratos, etc) de referencia como evidencia clara de su desplazamiento, por lo que se recurre al análisis de las estructuras internas y superficiales denominadas “indicadores cinemáticos”.

Los indicadores cinemáticos son características estructurales, texturales o de composición presentes en las rocas que proporcionan información sobre la dirección y sentido de movimiento durante la deformación y desplazamiento de fallas y zonas de cizalla. Suelen encontrarse en diversas escalas por lo que su identificación y análisis requiere de diversas herramientas de observación desde análisis mediante rayos x, microscopios petrográficos, lupa o mapas geológicos para los rasgos estructurales de escala regional (Davis et al., 2012). En otras palabras, un indicador cinemático es un elemento visual que revela el movimiento relativo de las masas rocosas y provee evidencia relacionada con el régimen de deformación (como compresión, extensión o cizallamiento) que prevalecía durante su formación.

En rocas deformadas por cizalla simple la determinación del sentido de cizalla se realiza tomando como referencia un elipsoide de deformación finita, Las observaciones y el análisis de estructuras asimétricas se lleva a cabo específicamente en un plano perpendicular al plano de foliación y paralelo a la dirección de máxima extensión finita como se muestra en la figura 7.4 (Blenkinsop, 2002; Tolson, 1996).

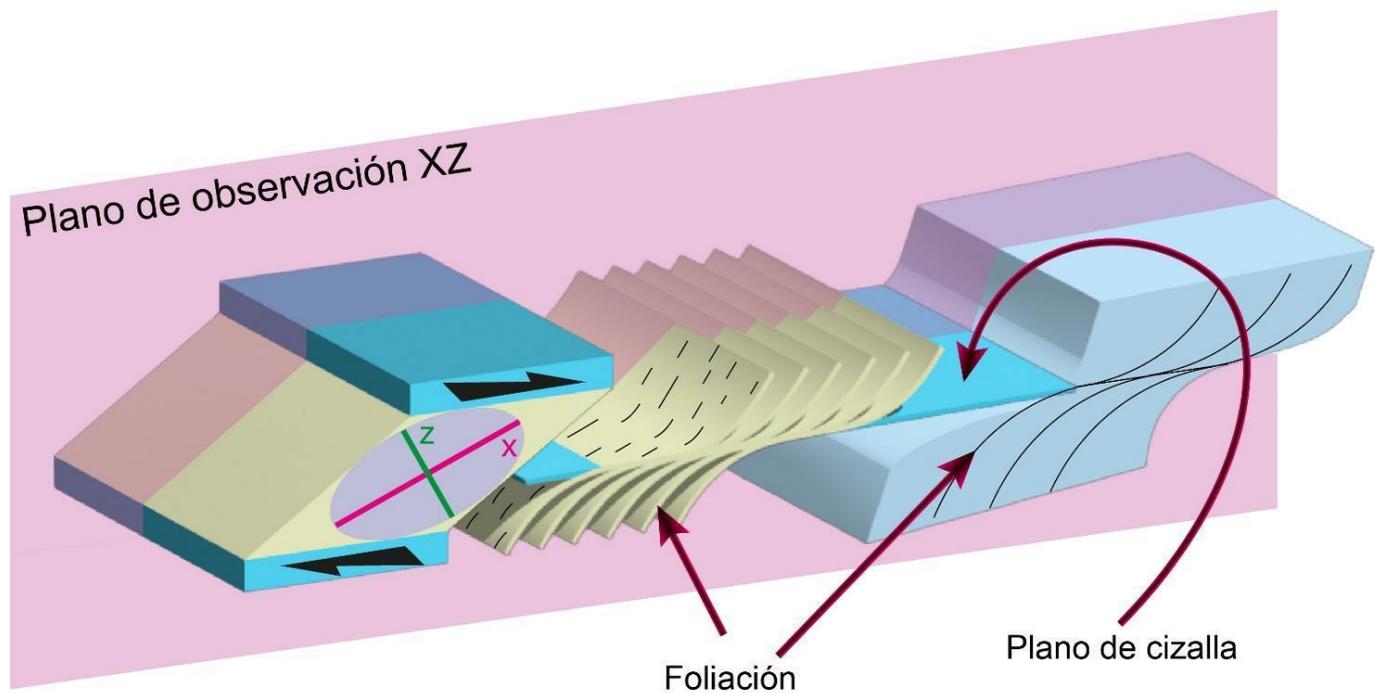


Figura 7.4. Plano de observación XZ y su relación espacial con la foliación y el plano de cizalla. Adaptado de *Un Catálogo de Indicadores Cinemáticos en Rocas Cizalladas* (p.3), G. Tolson, 1996., Depto. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, U.N.A.M., *Deformation Microstructures and Mechanisms in Mineral and Rocks* (p. 66), T Blenkinsop, 2002, Kluwer Academic Publishers., *Structural Geology* (p.299), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

7.1. Lineaciones

Las lineaciones por deformación se forman por la combinación de mecanismos de deformación plástica y de deformación frágil, se distinguen dos principales tipos, lineaciones penetrativas y lineaciones superficiales. Las penetrativas son aquellas cuyo desarrollo se relaciona con la fábrica de una roca, en donde la alineación de los minerales en una dirección preferencial ocurre como consecuencia de procesos de deformación como: recristalización sincinemática, disolución/precipitación o la rotación

de minerales rígidos dentro de una matriz de competencia mecánica diferente (Fossen, 2010).

En comparación con las lineaciones penetrativas las lineaciones superficiales no son elementos formadores de fábrica y ocurren en superficies de fallas y fracturas, este tipo de lineaciones se generan por el crecimiento de minerales fibrosos en fracturas de extensión o como estrías talladas en las paredes de fracturas de cizalla y fallas.

Los planos de falla a menudo se encuentran como superficies pulidas brillantes recubiertas por roca triturada y cohesiva con un espesor aproximado de 1 mm. Sobre el plano es común encontrar lineaciones por abrasión mecánica (estrías denominadas “slickelines”) y lineaciones por crecimiento de minerales fibrosos. Estas lineaciones se utilizan para determinar la dirección del desplazamiento relativo de los bloques fallados, ambos pueden desarrollarse al mismo tiempo o en episodios de deslizamiento diferentes, a menudo pueden encontrarse diferentes generaciones de lineaciones sobreimpresas (Fossen, 2010).

Las marcas de abrasión presentes en los planos de falla se forman debido a que las asperezas de los bloques (fragmentos de roca, guijarros o granos minerales fuertes) al desplazarse forman surcos o estrías en la pared opuesta. Estas estrías son paralelas a la dirección de desplazamiento (Figura 7.5), pueden tener bordes paralelos si la aspereza permanece fija en la pared opuesta, los bordes de las asperezas también pueden ser divergentes si la aspereza se adentra más en la superficie de arrastre, en ocasiones presentan bordes que convergen en la dirección del desplazamiento si la aspereza es desplazada fuera de la superficie o si se disgrega progresivamente durante

el desplazamiento. El sentido de cizalla se puede identificar si se encuentra la aspereza desprendida e incrustada al final de la marca de arrastre (Twiss & Moores, 2006; Fossen, 2010).

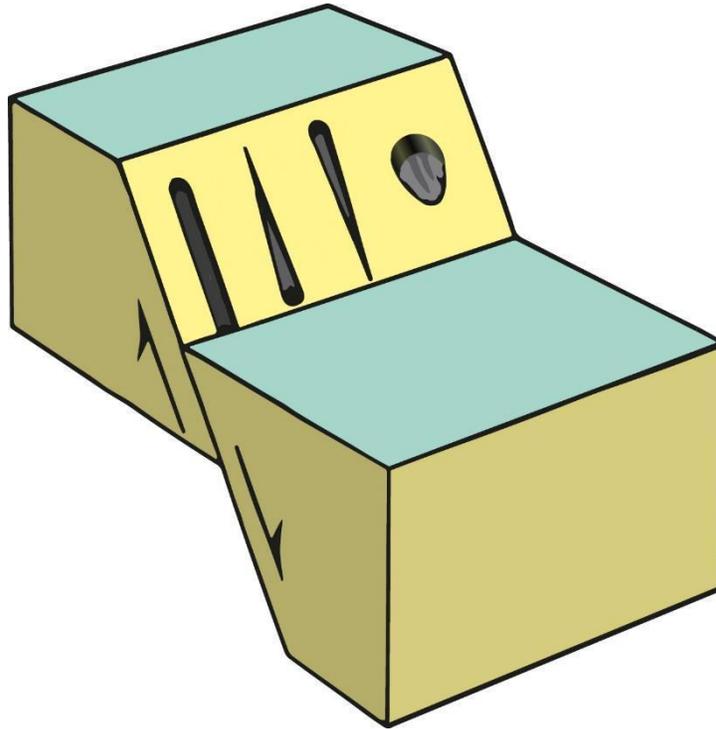


Figura. 7.5. Marcas de abrasión en la superficie de falla. Modificado de *Structural Geology*. R. Twiss., E. Moores., (p.75), W. H. Freeman.

La irregularidad de las fallas y fracturas de cizalla provoca el desarrollo de sobrepasos extensionales en los que pueden formarse lineaciones minerales fibrosas a medida que las paredes se desplazan (Figura 7.6).

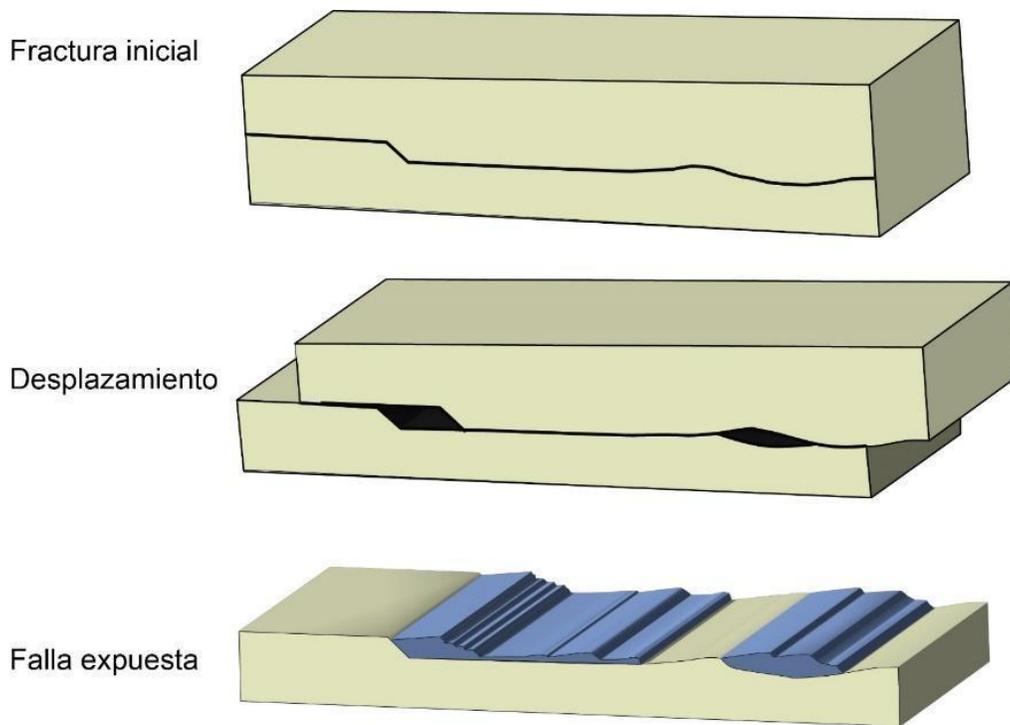


Figura 7.6. Disposición espacial del crecimiento de minerales fibrosos en una superficie de falla expuesta. Modificado de *Structural Geology* (p.264), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

Una práctica común que se lleva a cabo para determinar la dirección de desplazamiento es pasar la mano sobre el plano de falla para sentir la dirección de los escalones formados por los minerales fibrosos, sin embargo, este método no siempre es totalmente fiable por lo que se requiere realizar observaciones adicionales para corroborar la dirección de deslizamiento (Fossen, 2010).

En ocasiones las lineaciones fibrosas suelen encontrarse en alternancia con estilolitos. Los estilolitos son superficies rugosas aproximadamente planares formadas por estructuras con forma picos y cuyo origen corresponde con procesos de presión-solución; en sección, pueden exhibir perfiles de diversas geometrías. Por lo general los estilolitos se orientan de manera perpendicular a la dirección del esfuerzo principal

mayor, aunque en ocasiones adoptan una inclinación significativamente oblicua (Martínez, 2002). Pueden formarse a lo largo de superficies de falla donde las irregularidades geométricas provocan que en algunos segmentos a lo largo de la falla ocurra contracción, esto ocurre especialmente si la roca es susceptible a la disolución como ocurre en las calizas; en ocasiones pueden encontrarse junto con crecimientos fibrosos asociados con segmentos donde ocurren pasos de distensión a lo largo de la misma superficie de deslizamiento como se muestra en la figura 7.7 (Twiss & Moores, 2006).

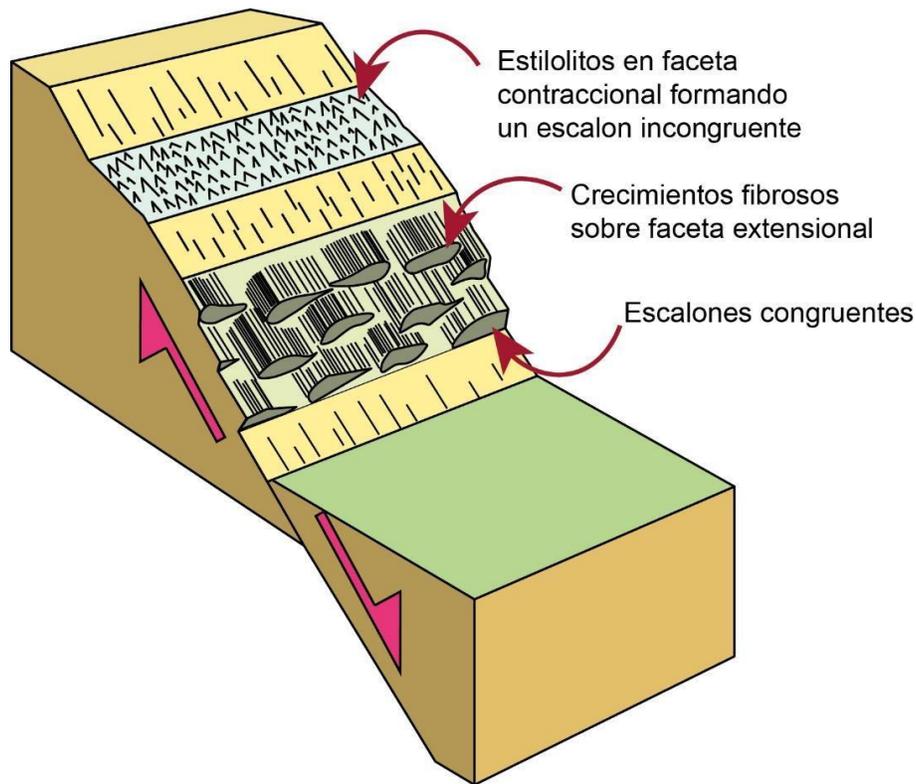


Figura 7.7. Plano de falla con estilolitos y minerales fibrosos. Adaptado de *Structural Geology* (p.73), R. Twiss & E. Moores, 2006, W. H. Freeman.

En rocas fuertemente cizalladas las lineaciones por extensión tienen una orientación subparalela a la dirección de cizalla, estas estructuras permiten conocer la dirección de

cizalla, pero no el sentido de desplazamiento (Tolson, 1996). Las lineaciones por estiramiento suelen desarrollarse junto con la foliación en condiciones de cizalla plástica, indican el eje x del elipsoide de deformación y su proyección sobre el plano de cizalla señala la dirección de cizalla (Figura 7.8; Fossen, 2010).

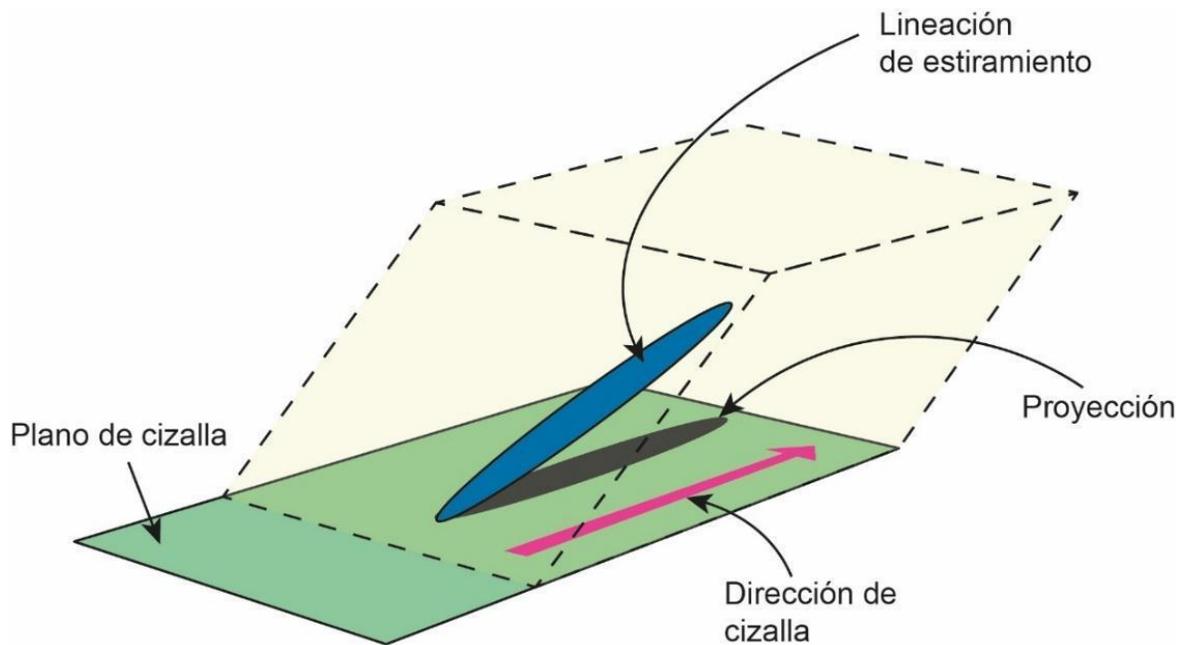


Figura 7.8. Lineación de estiramiento y su proyección en el plano de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.295), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

7.2. Estructuras S-C

Son foliaciones que se forman durante un solo episodio de deformación, estas estructuras crean patrones que son típicos de zonas que han sido sometidas a deformación intensa, típicamente en zonas de cizalla dúctil.

La "foliación S" se forma por la alineación de minerales de mica y cuarzo, esta alineación suele orientarse oblicua a la dirección de cizalla. La foliación suele tener forma de "S" alargada, donde la deformación se intensifica al centro de la zona de

cizalla, suele formar un ángulo de aproximadamente de 45° con respecto la dirección de cizalla, este ángulo se reduce progresivamente hacia el centro de la zona (plano de cizalla), por lo que en el centro la foliación tiende a ser paralela con la dirección de cizalla (Figura 7.9; Twiss y Moores, 2006; Tolson, 1996).

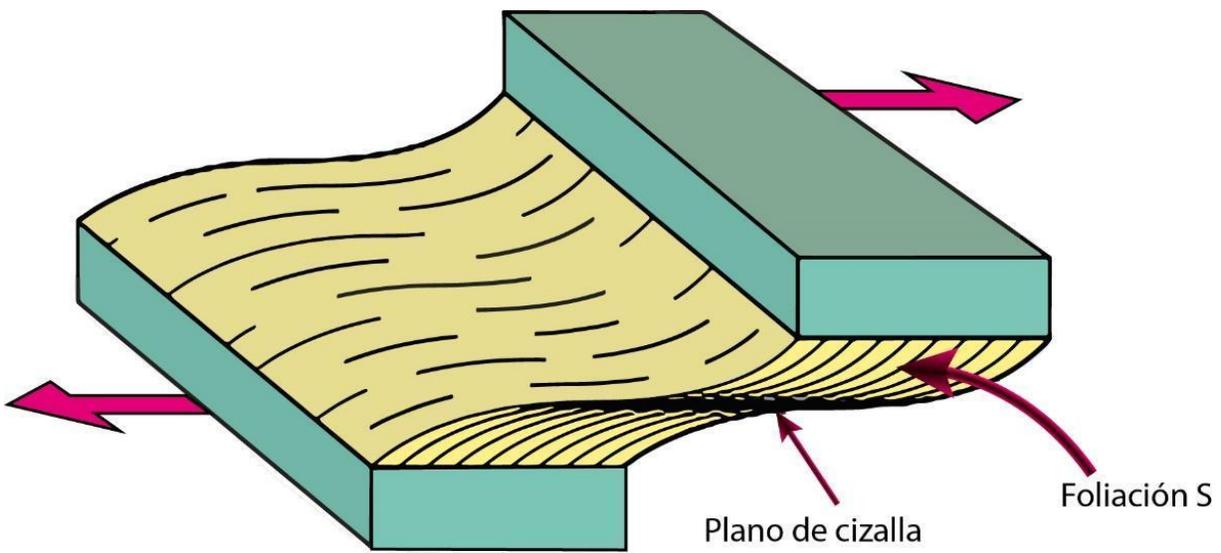


Figura 7.9. Foliación sigmoidal. Modificado de *Earth Structure* (p.298), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

La "foliación C", son bandas de cizalla estrechas que se desarrollan con una orientación casi paralelas a la dirección de cizalla; se denominan estructuras tipo "C" por "cisaillement" que significa cizallamiento y la foliación o estructuras tipo "S" se nombran así por "schistosite" o esquistosidad (Fossen, 2010). En conjunto indican la dirección de cizalla puesto que guardan una relación espacial característica (Figura 7.10).

7.3. Estructuras C'

Son estructuras de extensión que se desarrollan en fases avanzadas de deformación, cuando la roca ha experimentado una intensa foliación paralela al plano de cizalla

(Figura 7.10). Suelen ser comunes en milonitas con abundantes minerales planos (Fossen, 2010). Estas estructuras tienen una orientación antitética al sentido de rotación de cizalla (Tolson, 1996).

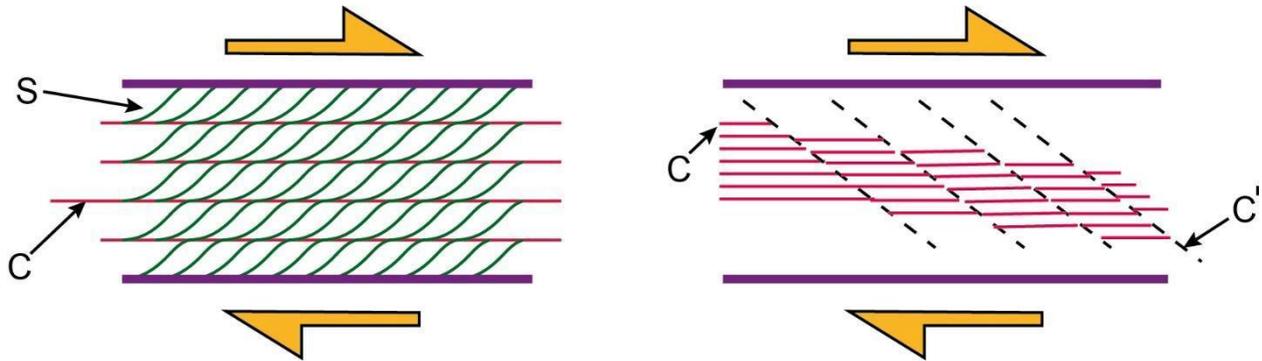


Figura 7.10. Estructuras S-C en una zona de cizalla con desplazamiento dextral. Modificado de *Earth Structure* (p. 303), por B. Van der Pluijm y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

7.4. Porfidoclastos con colas asimétricas

Los porfidoclastos son minerales o fragmentos de roca que tienen un tamaño visiblemente mayor dispuestos en una matriz de roca finamente granulada durante el proceso de deformación. Son relictos de roca que resistieron a la deformación por cizalla y a la reducción del tamaño, se encuentran en zonas de cizalla dúctil y suelen tener morfologías asimétricas denominadas “colas” o “rabos”. Los “rabos” son estructuras alargadas que se componen de minerales de grano muy fino que recrystalizan desde los bordes del porfidoclasto (Twiss & Moores, 2006). Durante la deformación el material recrystalizado puede experimentar arrastre por rotación del porfidoclasto, por lo que adquiere forma de “rabos” asimétricos.

Los porfidoclastos con rabos asimétricos se clasifican en dos categorías: sigma (σ) y delta (δ), los de tipo delta se forman en zonas de muy alta deformación, la formación de

ambos depende de la forma inicial del porfiroclasto, de las tasas de rotación y recristalización (Figura 7.11; Simpson y Passchier, 1986 como se citó en Tolson, 1996)

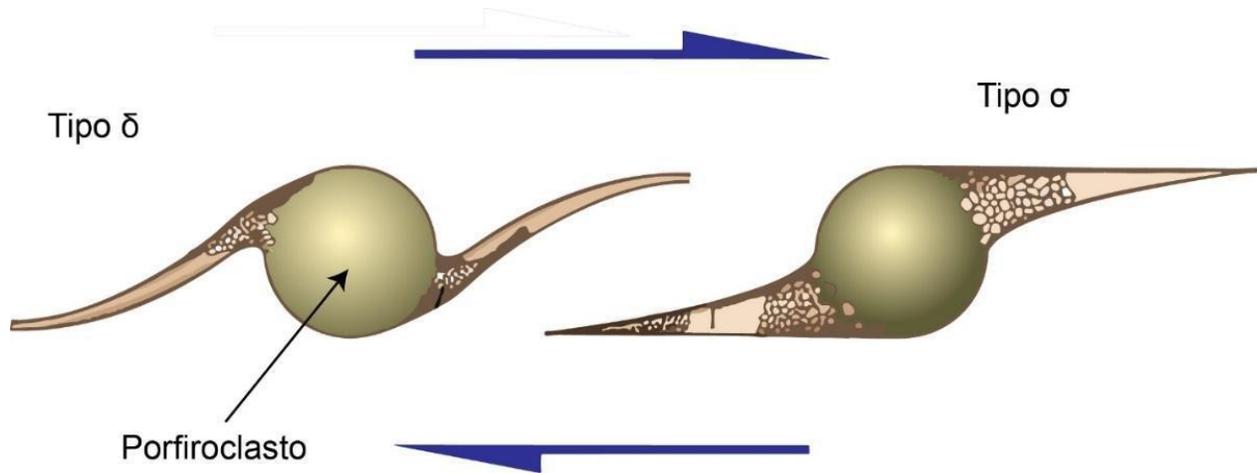


Figura 7.11. Porfiroclastos con rabos asimétricos. Modificado de *Structural Geology* (p.302), H. Fossen, 2010. Cambridge University Press.

7.5. Sombras de presión

Son estructuras que se forman por la remoción selectiva, transporte y reprecipitación de minerales que se disuelven por esfuerzos de compresión (solución de presión). A través de películas fluidas los minerales disueltos (cuarzo, calcita, clorita y otros) son transportados hacia zonas de menor esfuerzo compresivo, en donde reprecipitan como sobrecrecimientos en minerales existentes (Figura 7.12), formando fibras (generalmente cuarzo) en forma de cuña (Davis, et al., 2012).

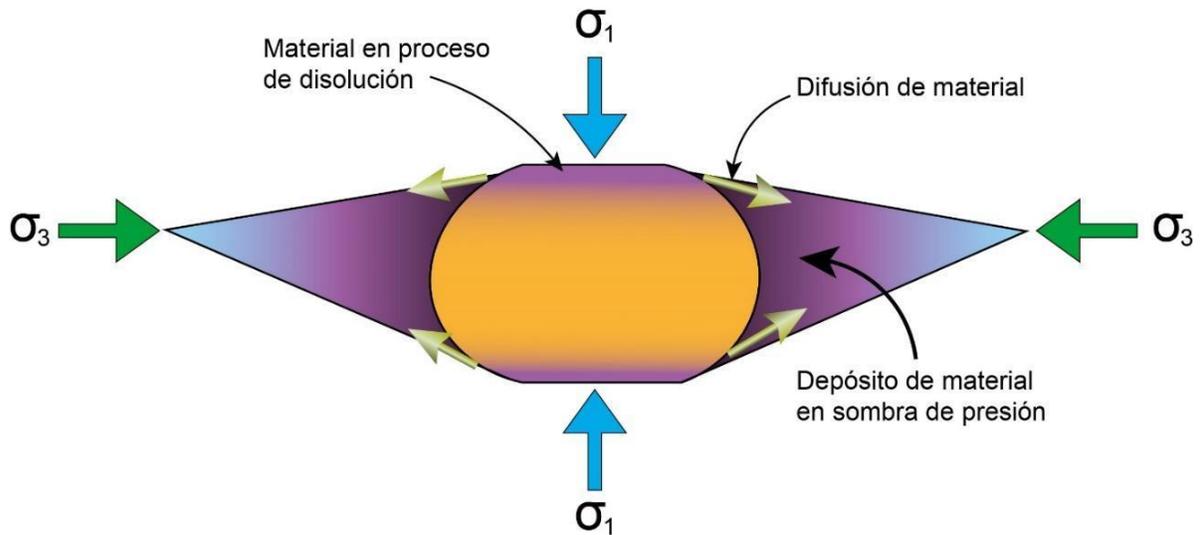


Figura 7.12. Sombras de presión y procesos asociados en su formación. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 170), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

Las fibras minerales en las sombras de presión presentan diversas formas y orientaciones, su forma está controlada por la dirección del desplazamiento o por la orientación de las caras del mineral rígido. Las fibras que son influenciadas por la orientación de las caras del mineral rígido crecen perpendicularmente a estas, por lo que al crecer tienden a converger y definir una línea denominada línea de sutura (Figura 7.13), que permite inferir la dirección del desplazamiento aportando pistas sobre la dinámica de deformación en la zona (Davis et al., 2012; Blenkinsop, 2002).

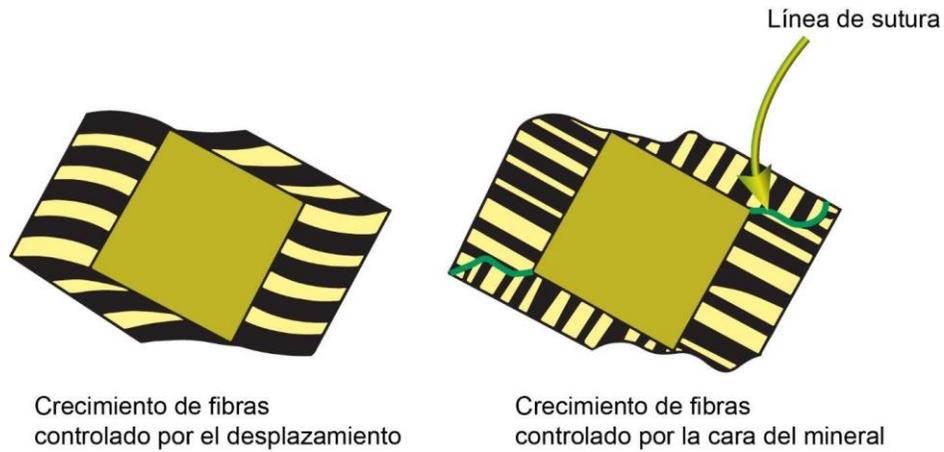


Figura 7.13. Crecimiento de minerales fibrosos. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 567), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

Independientemente si la deformación es de cizalla simple o pura, las sombras de presión se desarrollan aproximadamente paralelas al eje de extensión instantánea máxima (Figura 7.14), sin embargo, cuando la deformación es de cizalla simple, las sombras de presión adoptan una dirección oblicua respecto a la dirección de cizalla (Davis et, al.,2012)

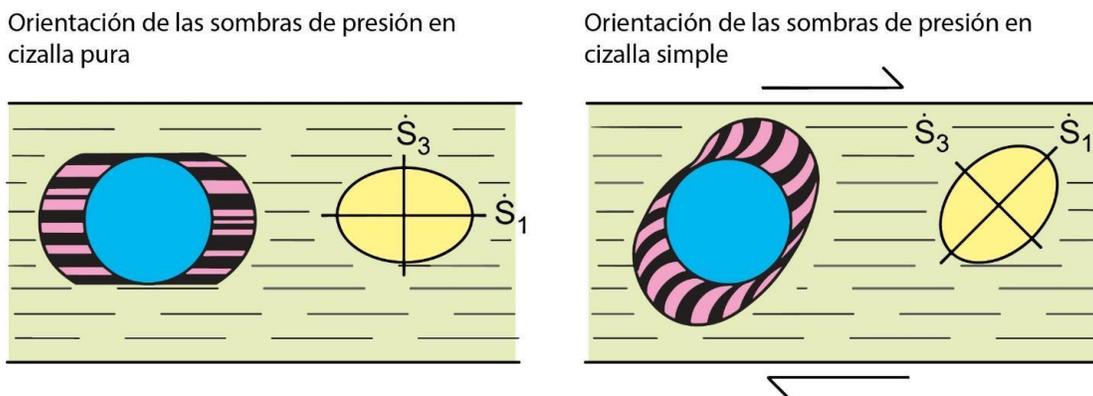


Figura 7.14. Orientación de las fibras minerales en sombras de presión con relación a la dirección de máximo estiramiento instantáneo en una zona de cizalla dextral. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 567), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

Los crecimientos minerales en sombras de presión adquieren geometrías complejas cuando la inclusión rota durante la deformación (Figura 7.15; Davis et, al.,2012)

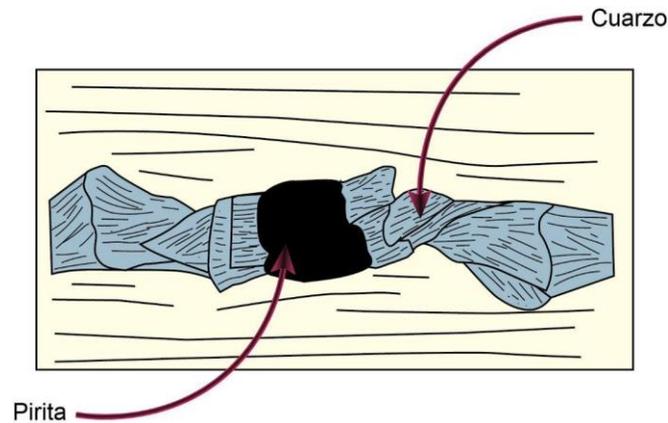


Figura 7.15. Cristalización de cuarzo en sombras de presión alrededor de pirita. Modificado de *Un Catálogo de Indicadores Cinemáticos en Rocas Cizalladas* (p.6), G. Tolson, 1996. Depto. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, U.N.A.M

En sombras de presión el sentido de cizalla se puede determinar mediante el último incremento de crecimiento y por su forma; si tienen forma de “s” indica una rotación dextral y si tienen una forma de “z” es una rotación sinestral (Figura 7.16; Blenkinsop, 2002).

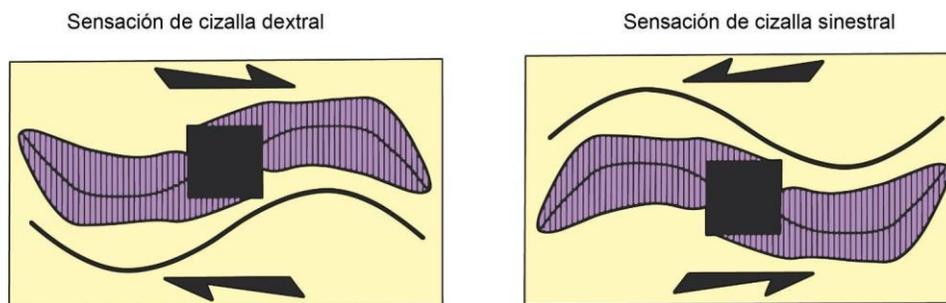


Figura 7.16. Determinación del sentido de cizalla en sombras de presión de acuerdo con su geometría. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Mineral and Rocks* (p. 73), T. Blenkinsop, 2002. Kluwer Academic Publishers

7.6. Peces de mica

Son porfidoblastos alargados y curvados de mica dispuestos asimétricamente respecto a la zona de cizalla, su nombre deriva de la parte alargada que se asemeja a la cola de un pez (Figura 7.17).

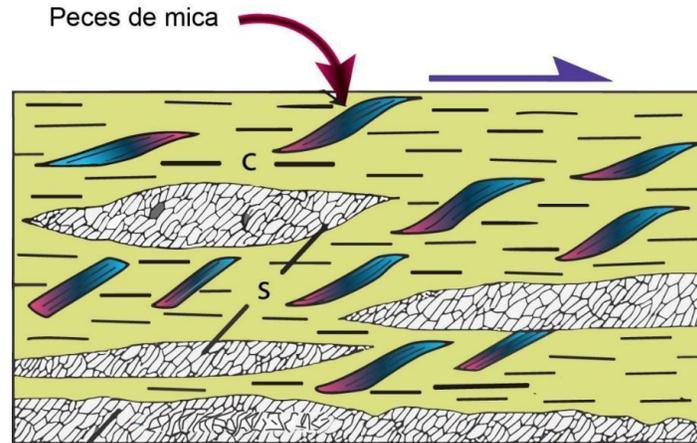


Figura 7.17. Peces de mica. Modificado de *Structural Geology* (p.301), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

El sentido de rotación y el escalonamiento de las colas puede usarse como indicador del sentido de cizalla. El escalonamiento se desarrolla debido a que los filosilicatos se encuentran en una orientación que favorece el desarrollo de fracturas de cizalla como se muestra en la figura 7.18 (Blenkinsop, 2002).

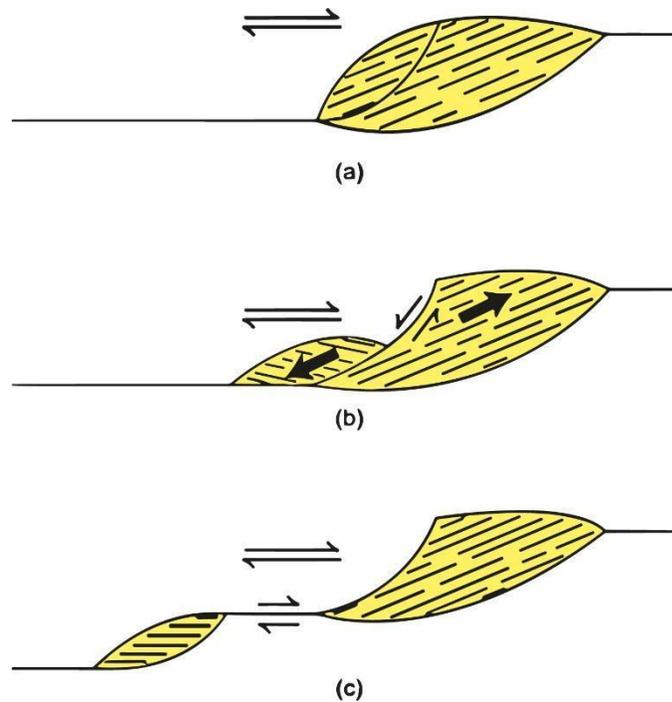


Figura 7.18. Formación de estructuras mica fish. Modificado de *Earth Structure* (p.302), por B. Van der Plujim y S. Marshak, 2004. W. W. Norton & Company, Inc.

Los peces de mica suelen encontrarse confinados dentro de las bandas de cizalla por lo que pueden considerarse como una variante de la estructura S-C (Fossen, 2010).

Estas estructuras suelen ser reconocidas en muestra de mano como “destello de pez” debido a que los planos basales de los filosilicatos son excelentes reflectores de luz (Van der Plujim & Marshak, 2004).

7.7. Pliegues

7.7.1. Pliegues de arrastre

Es una distorsión de los estratos cerca de la superficie de una falla, los estratos se deforman por fricción en pliegues que son convexos en la dirección del deslizamiento relativo. En una falla inversa los estratos del bloque de techo pueden ser arrastrados

hacia un anticlinal y los estratos del bloque de piso tienden a formar sinclinales. En fallas normales, los estratos del bloque de techo tienden a formar un sinclinal, y los estratos del bloque de piso se inclinan hacia un anticlinal. En zonas de cizalla simple los pliegues de arrastre que adquieren una forma sigmoidal corresponden con desplazamientos sinestrales y aquellos que adquieren una forma semejante a una “z” indican desplazamientos dextrales (Figura 7.19; Davis et al., 2012).

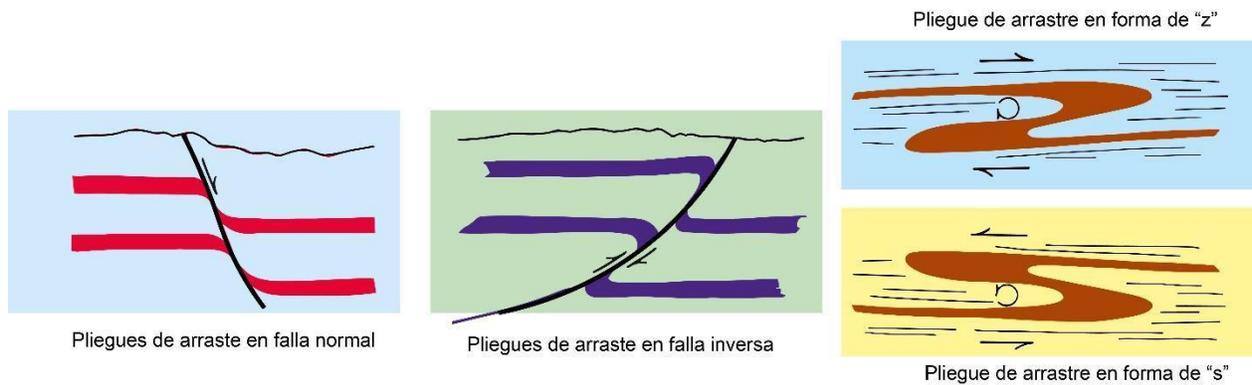


Figura 7.19. Pliegues de arrastre y su relación con la dirección de desplazamiento. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 279,280), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

Los pliegues desarrollados de esta manera suelen ser indicadores cinemáticos ambiguos ya que pueden mostrar el sentido incorrecto del desplazamiento, esto sucede si se forman en capas transversales a la zona de cizalla, por lo que se precisa considerar microestructuras adicionales que reafirmen la interpretación cinemática, los pliegues que indican el sentido correcto de cizalla son aquellos que se forman inicialmente en capas paralelas al plano de cizalla (Tolson, 1996).

7.7.2. Pliegues de funda

En zonas con alto grado de deformación algunos pliegues tienden a rotar hacia la dirección de cizalla y adoptan una morfología semejante a una funda o dedos de guante (Figura 7.20). Estos pliegues se forman debido a la rotación pasiva de la línea de charnela, mientras que la superficie axial rota hacia el plano de cizalla. Este tipo de pliegues suelen encontrarse en afloramientos con un patrón distintivo, el cual es semejante a la forma de un ojo desde la perspectiva de una sección transversal. Por lo general este tipo de pliegues exhiben la dirección de cizalla más que el sentido de cizalla, cuando se encuentran totalmente expuestos, la parte más prominente del pliegue indica la dirección del movimiento (Plujim & Marshak, 2004; Tolson, 1996).

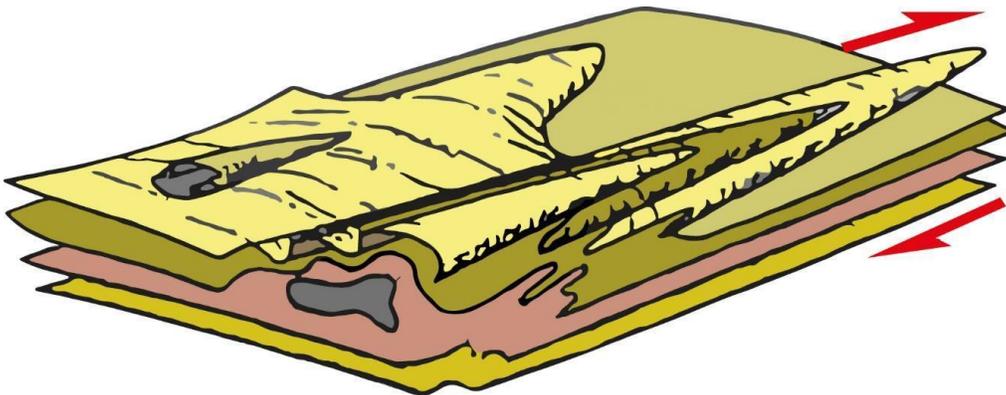


Figura 7.20. Pliegues de funda. Adaptado de *Un Catálogo de Indicadores Cinemáticos en Rocas Cizalladas* (p.76), R. Twiss & E. Moores, 2006, W. H. Freeman.

7.8. Libros rotados

En zonas de cizalla dúctil algunos minerales porfiroclásticos tienen un comportamiento rígido dentro de una matriz plástica, por lo que durante la deformación estos minerales tienden a desarrollar fracturas de cizalla (microfallas) a lo largo de los planos de crucero

mineral si las condiciones de presión y temperatura no modifican su comportamiento frágil (Tolson, 1996).

Estas fracturas en ocasiones se presentan en conjuntos pseudo paralelos y rotados (libros rotados), pueden presentarse tanto en configuraciones antitéticas como sintéticas con respecto a la dirección de cizalla. Las fracturas con orientación sintética son aquellas que se formaron con un ángulo bajo con respecto de la dirección de cizalla, por lo que no se ven afectadas por efectos de rotación y el sentido de cizalla coincide con el de la matriz, en cambio aquellas fracturas que se formaron en ángulos altos son más susceptibles a los efectos de rotación por lo que pueden reorientarse con un sentido de cizalla opuesto al observado en la matriz circundante (Figura 7.21; Twiss & Moores, 2006).

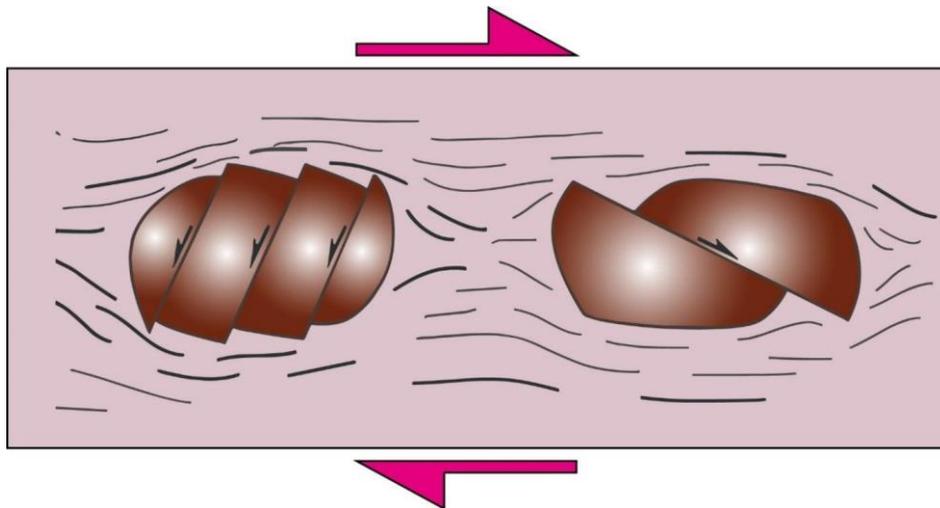


Figura 7.21. Fracturas de cizalla intragranular en un arreglo alusivo a libros rotados. Modificado de *Structural Geology* (p.302), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

En la figura 7.22 se ilustra como la orientación inicial de las fracturas antes de experimentar cizalla simple puede modificar el movimiento relativo de los bloques fracturados después de la deformación por cizalla simple, por lo que el criterio de los libros rotados debe implementarse con cuidado puesto que pueden resultar interpretaciones erróneas del sentido de cizalla si no se consideran el estado de esfuerzo en que se originaron las rotaciones, por lo que deben considerarse otros parámetros que confirmen la dirección de cizalla (Fossen, 2010; Padilla y Sánchez, 2021).

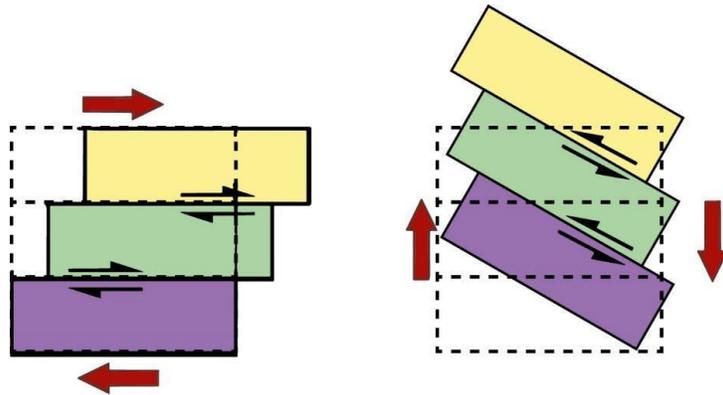


Figura 7.22. Desplazamiento relativo de bloque en relación con la dirección de cizalla. Modificado de *Geología Estructural Métodos Modernos* (p.27) R. Padilla y Sánchez, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

7.9. Vetillas escalonadas y sigmoidales

La orientación inicial de las vetillas (venas) es controlada por la dirección de máximo estiramiento instantáneo, la mayoría de estas se forman perpendicularmente al eje de máxima extensión instantánea. Si la deformación es de cizalla pura se forman perpendiculares a la foliación y si la deformación es de cizalla simple se forman oblicuas a la foliación como se muestra en la figura 7.23.

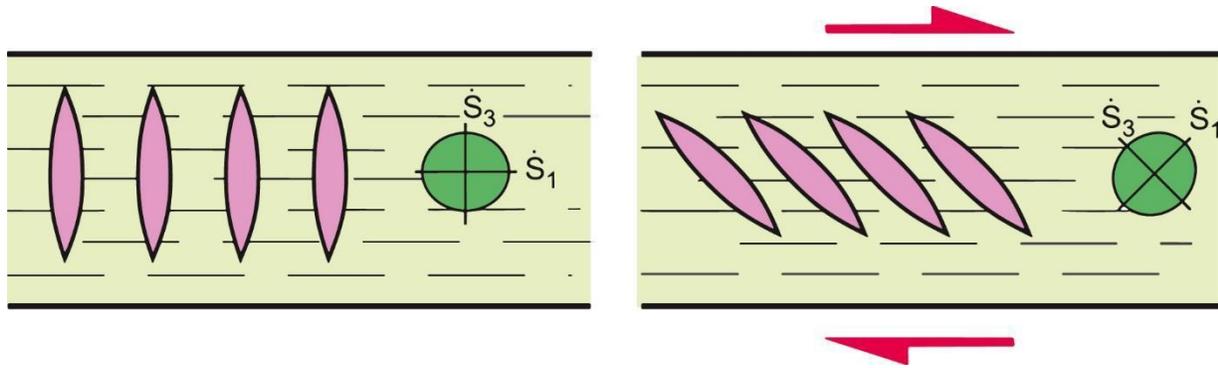


Figura 7.23. Orientación de vetas en zonas de deformación de cizalla pura y cizalla simple. Modificado de *Structural Geology of Rocks and Regions* (p. 573), por G. Davis., S. Reynolds y C. Kluth, 2012, John Wiley & Sons, Inc.

En zonas de deformación por cizalla simple las venas se forman inicialmente aproximadamente a 45° con respecto de la dirección de cizalla (Figura 7.24A). Después de formarse las vetillas tienden a acortarse y rotar parcialmente hacia la dirección de cizalla, si la deformación continúa incrementándose se puede formar un nuevo conjunto de venas con la orientación inicial (Figura 7.24B). De los múltiples conjuntos de venas que se pueden formar, las más antiguas adquieren una forma sigmoidea que indica el sentido de cizalla como se ilustra en la figura (Figura 7.24C; Davis et al.,2012).

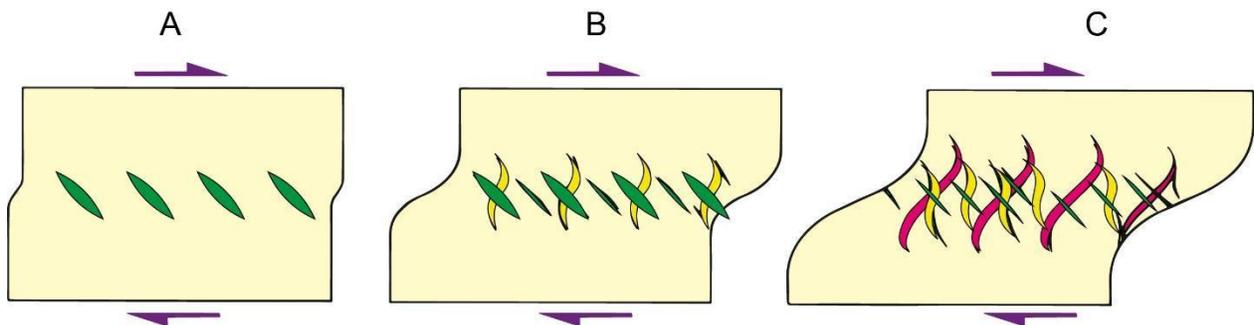


Figura 7.24. Desarrollo progresivo de vetas escalonadas en una zona de cizalla dextral. *Un Catálogo de Indicadores Cinemáticos en Rocas Cizalladas* (p.7), G. Tolson, 1996, Depto. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, U.N.A.M

No todas las venas con curvatura en sus puntas se relacionan con la rotación característica de la cizalla simple, algunas venas pueden curvarse debido a la interacción y superposición de los campos de esfuerzo de venas adyacentes y cercanas, por lo que su curvatura puede originarse debido a cambios en la dirección de los esfuerzos locales durante su crecimiento y sellado (Davis et al., 2012; Martínez, 2002).

7.11. Fracturas secundarias

Durante la actividad de una falla, se pueden desarrollar fracturas secundarias de extensión y de cizalla con orientaciones diversas con respecto de la superficie principal de falla. Las fracturas secundarias de extensión suelen estar rellenas con minerales secundarios y las fracturas de cizalla suelen presentar estrías.

Las fracturas de cizalla al intersecar con la superficie de deslizamiento pueden formar un arreglo de escalones o peldaños, estas superficies pueden ser aproximadamente lineales o en forma de luna; los escalones se catalogan como incongruentes si la cara del escalón se encuentra en una orientación opuesta a la dirección del bloque removido, y se consideran como escalones congruentes cuando la cara apunta a la dirección de desplazamiento del bloque opuesto (Blenkinsop, 2002).

7.11.1. Fracturas de extensión (Tipo T)

En una sección transversal las fracturas de extensión suelen formar ángulos de 30° a 50° con respecto de la superficie de cizalla, este ángulo es medido en la dirección del movimiento del bloque faltante (Figura 7.25; Twiss & Moores, 2006).

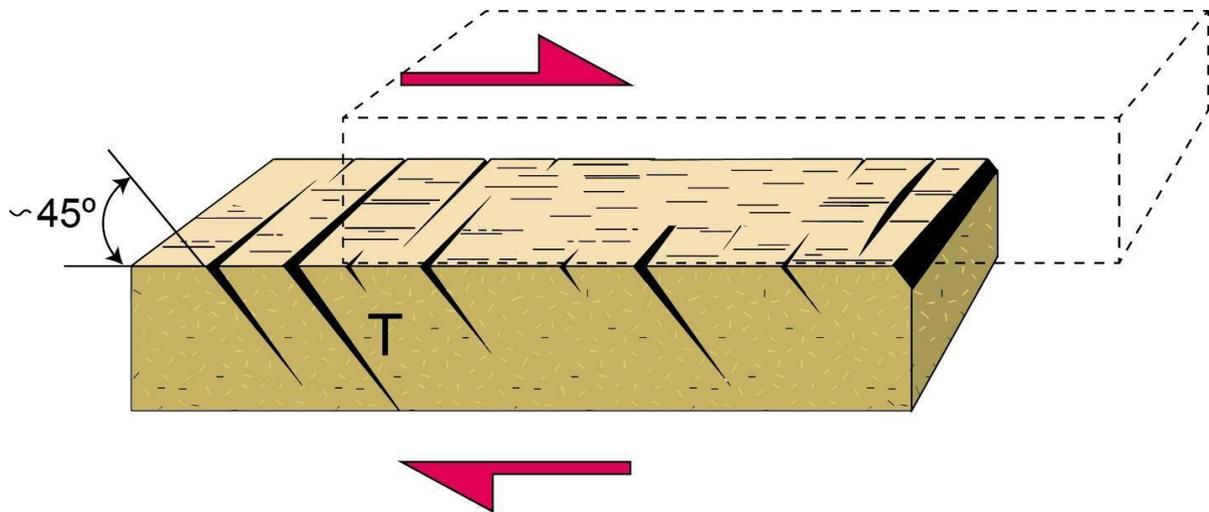


Figura 7.25. Orientación de fracturas de extensión en relación con una superficie de falla expuesta. Modificado de *Structural Geology* (p.287), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

En ocasiones las trazas de las fracturas de extensión forman estructuras curvas en la superficie de deslizamiento que indican la dirección del desplazamiento (Figura 7.26).

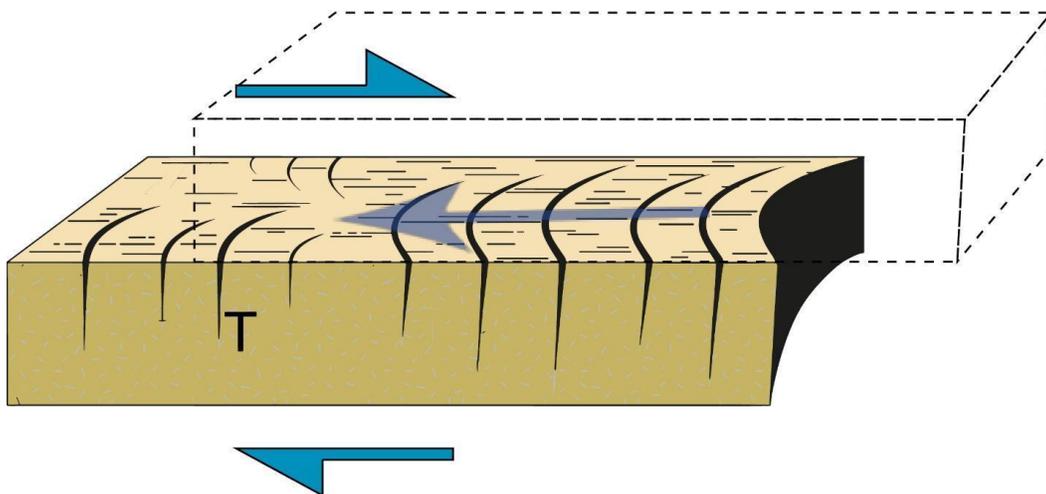


Figura 7.26. Arreglo de trazas curvas de fracturas de extensión en la superficie de deslizamiento. Modificado de *Structural Geology* (p.191), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

7.12.2. Fracturas de cizalla (Tipo P)

Las fracturas tipo P pueden estar presentes junto con fracturas de extensión (Figura 7.27). Las fracturas tipo “P” forman un ángulo bajo con respecto de la superficie de deslizamiento, pueden estar pulidas o estriadas, en comparación con las fracturas de extensión que no presentan estrías, la dirección hacia la que se inclinan estas superficies sin estrías indica la dirección en la que se desplazó el bloque removido (Fossen, 2010).

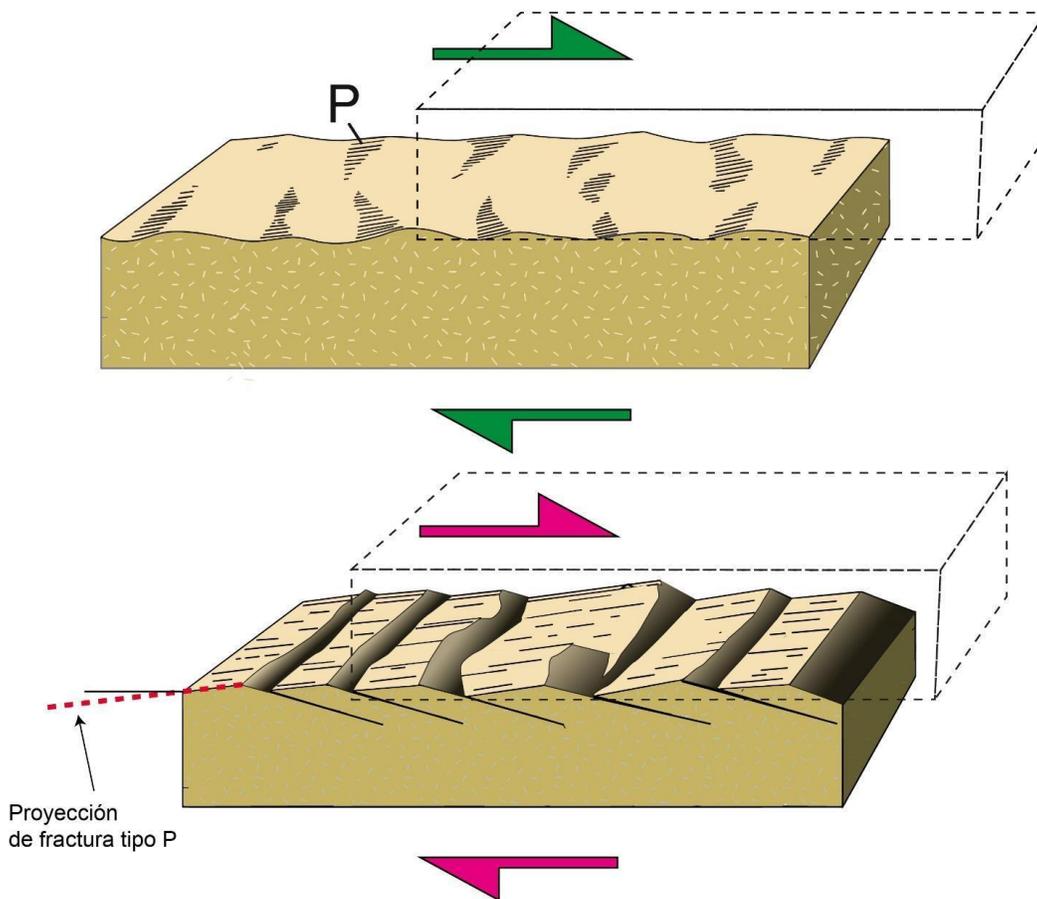


Figura 7.27. Fracturas de cizalla y de extensión en una superficie de falla expuesta y su relación espacial con el sentido de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.191), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

7.12.3. Criterios R

En sección transversal las fracturas Riedel forman un ángulo agudo con la superficie de deslizamiento, la traza de estas fracturas en la superficie de deslizamiento forma un ángulo alto y cercano a los 90° con las estrías (Figura 7.28).

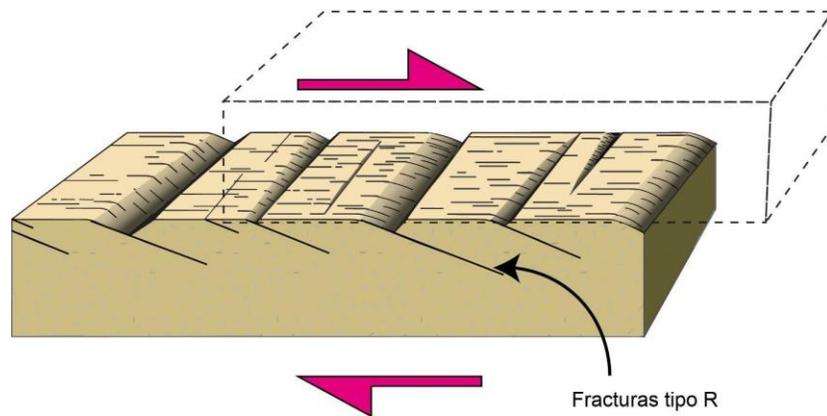


Figura 7.28. Relación espacial entre fracturas tipo R y el sentido de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.191), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

En ocasiones la intersección de las fracturas R con la superficie de deslizamiento forman estructuras curvas con forma de media luna (Figura 7.29).

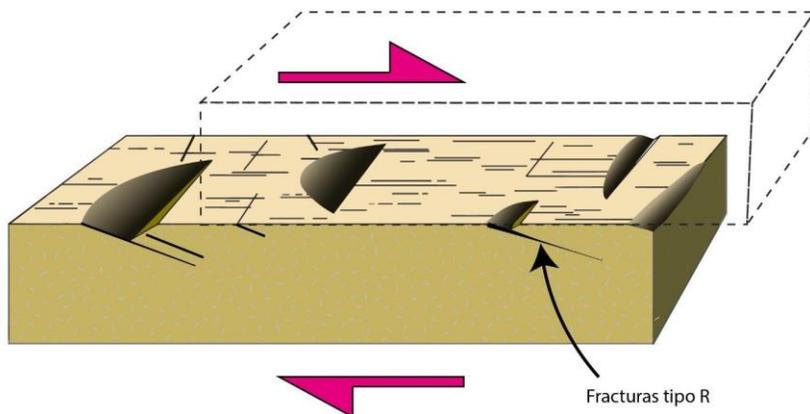


Figura 7.29. Relación espacial entre fracturas tipo R y el sentido de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.191), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

Las fracturas R pueden estar presentes junto con fracturas R' que son fracturas con una orientación antitética con respecto a la dirección de desplazamiento (Figura 7.30).

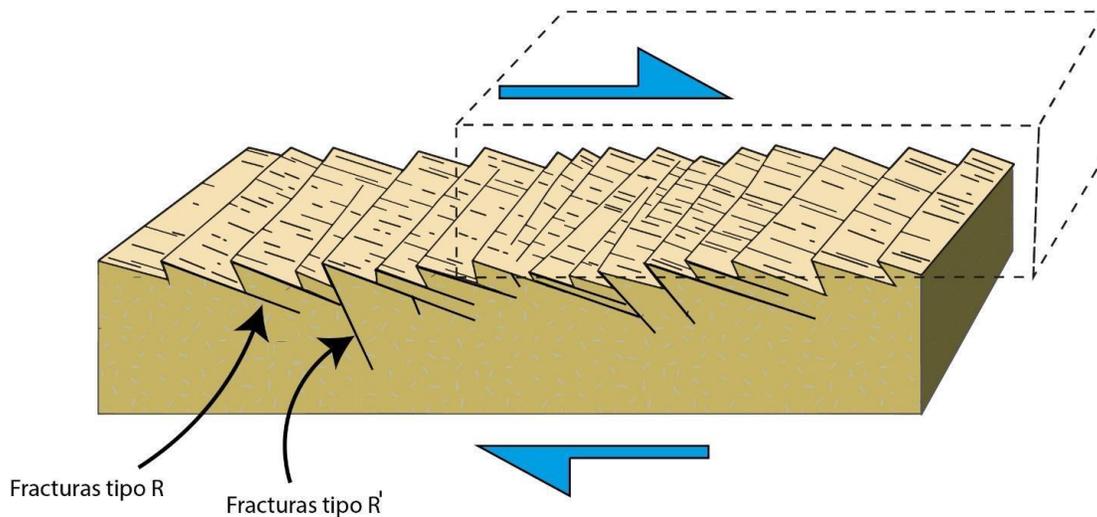


Figura 7.30. Relación espacial entre fracturas tipo R y el sentido de cizalla. Modificado de *Structural Geology* (p.191), H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

7.13. Desplazamiento neto

Para medir el desplazamiento en las fallas es necesario identificar un rasgo, horizonte o estructura de referencia, como un estrato, algún cuerpo intrusivo entre otras, que refleje una condición de contigüidad en ambos bloques, la mayoría de las veces la medición del desplazamiento real de una falla es complicado por la ausencia de horizontes de referencia o porque los elementos de contigüidad no representan el movimiento real de la falla. Por lo tanto, se debe distinguir la diferencia entre separación y el desplazamiento neto o real; el término separación refiere al desplazamiento aparente entre los horizontes de referencia, de manera que los términos normal, inverso o lateral describen la separación y no la dirección real del movimiento (Figura 7.31; Rowland et al. 2007).

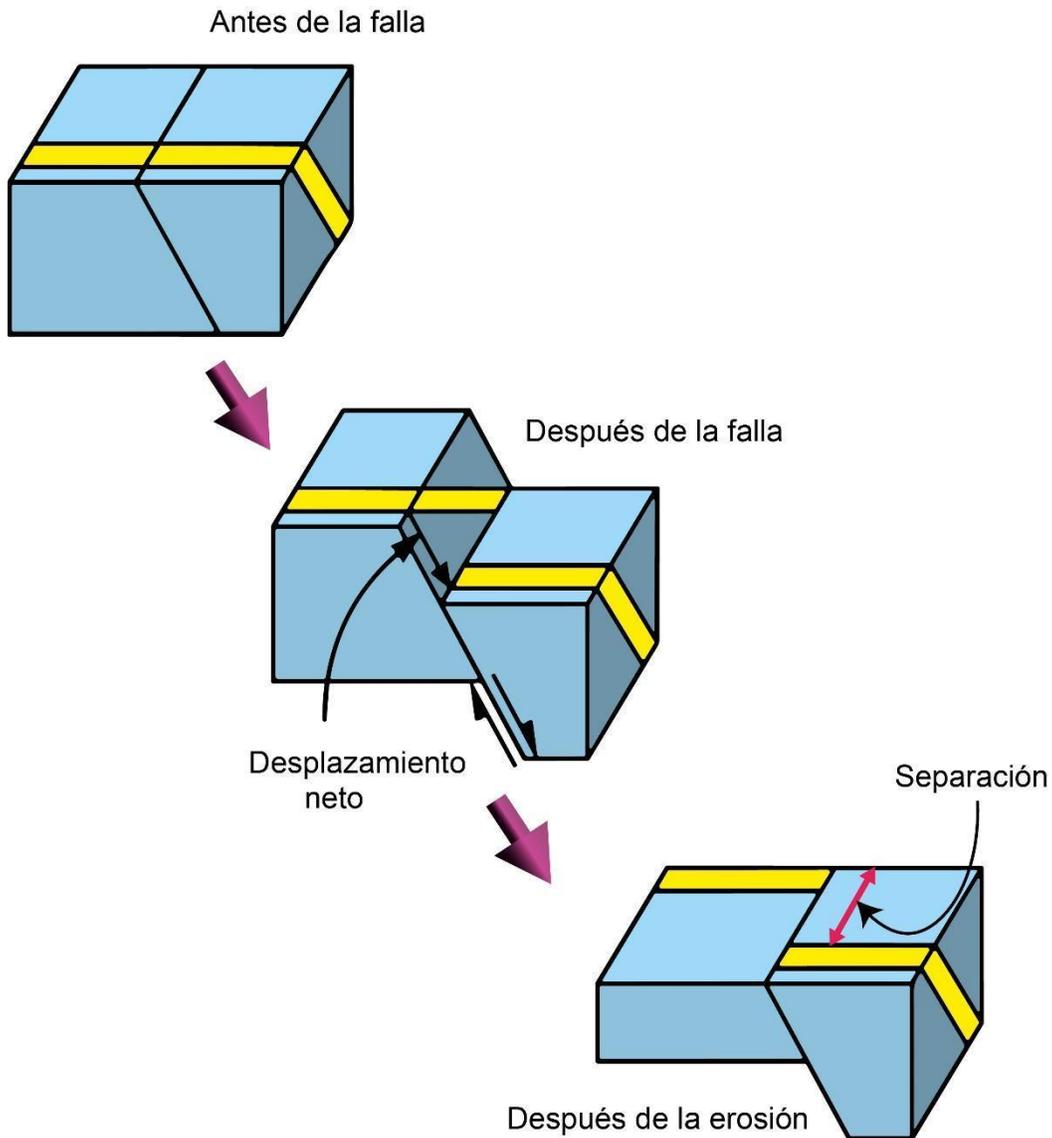


Figura 7.31. Representación gráfica de la diferencia entre separación y desplazamiento neto. Modificado de *Geología Estructural métodos modernos* (p.26) R. Padilla, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM

La separación es la distancia entre dos horizontes de referencia ubicados en ambos bloques a cada lado de la falla, la distancia de separación se mide en dirección horizontal y vertical, estas mediciones son variables y pueden o no coincidir con las componentes de rumbo o echado del deslizamiento real (Mukhopadhyay, 2006).

El deslizamiento neto es un vector que conecta dos puntos que estuvieron juntos antes de la falla, la magnitud de dicho vector se puede expresar como la suma de dos componentes, una componente paralela a la dirección del echado y otra componente paralela a la dirección del rumbo; la componente paralela al echado también se expresa por medio de una componente vertical y una componente horizontal como se muestra en la figura 7.32 (Mukhopadhyay, 2006).

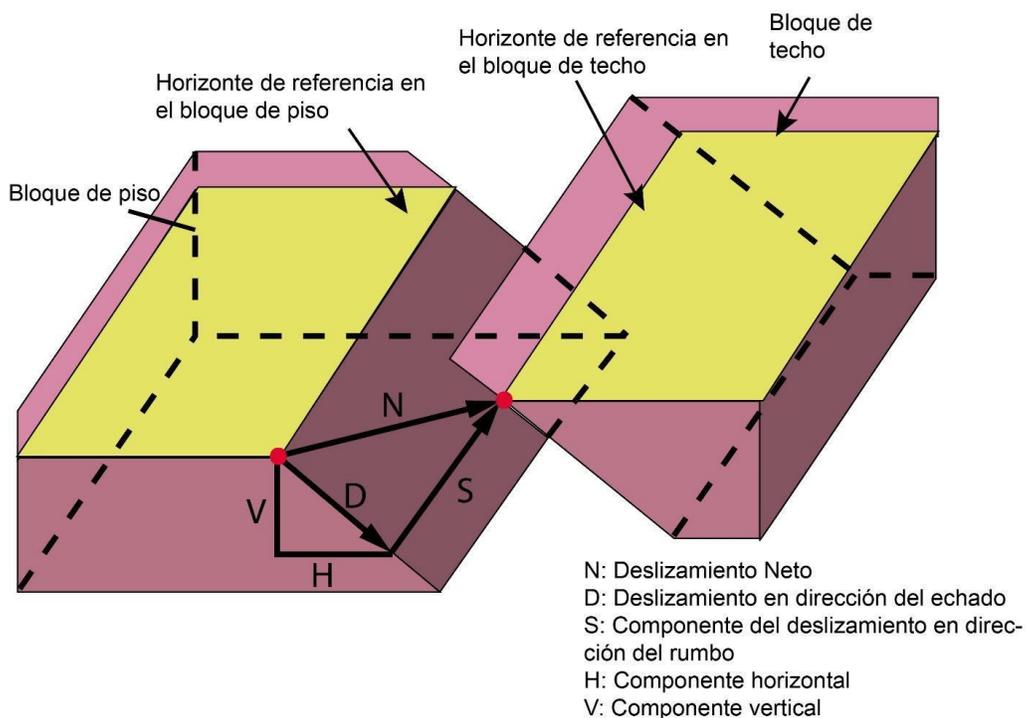


Figura 7.32. Representación gráfica del deslizamiento neto de una falla. Modificado de Structural Geology for Petroleum Geoscientist. (p. 62). D. Mukhopadhyay, 2006, Association for Petroleum Geologist.

En ocasiones los horizontes de referencia no reflejan la orientación del desplazamiento real de una falla (figura 7.30), la dificultad de establecer con veracidad la dirección del

vector de desplazamiento se soluciona mediante la recopilación de la mayor cantidad de datos posibles que ayuden a interpretar con mayor exactitud el movimiento de una falla; es por eso que de manera auxiliar se recurre a determinar la actitud de estrías y lineamientos presentes en los planos de falla con la finalidad de inferir la orientación del desplazamiento real de la falla, puesto que este tipo de estructuras idealmente se forman en dirección paralela a la dirección del desplazamiento.

8. LA IMPORTANCIA EN PROYECTOS DE INGENIERÍA, CASOS MINERÍA Y PETRÓLEO

Las fallas y fracturas son estructuras importantes para la evaluación y explotación eficiente y responsable de diferentes recursos naturales del subsuelo. Su estudio y comprensión permiten descubrir y acceder a recursos valiosos en el subsuelo como lo son hidrocarburos, depósitos minerales y acuíferos, por otra parte, también son elementos estructurales de suma importancia para el aprovechamiento de campos geotérmicos y el desarrollo de obras de infraestructura, ya que constituyen un factor crítico para asegurar la estabilidad de obras como túneles, presas, carreteras, puentes entre otros proyectos.

A continuación, se describe de manera general la implicación de las fallas y fracturas en yacimientos petroleros y mineros de México.

8.1. Implicaciones de las fallas geológicas en la industria petrolera

En un sistema petrolero las fallas pueden actuar como estructuras de sello o como discontinuidades susceptibles a convertirse en canales de migración, cuando las estructuras funcionan como sello, existe la yuxtaposición de litologías permeables con impermeables, si ocurren fenómenos de diagénesis y recristalización a lo largo de la falla, o si los materiales de falla se encuentran milonitizados o son muy finos y están constituidos de jaboncillo (gouges). Si estas condiciones no están presentes las fallas pueden ser rutas de migración, esto ocurre cuando brechas y microbrechas están presentes en el plano de falla, ya que su naturaleza porosa y permeable las convierte en conductos preferenciales para la migración de fluidos.

Las fallas y fracturas pueden ser canales de flujo a través de los cuales los fluidos migran de zonas de mayor presión a zonas de menor presión, esto ocurre si los materiales producidos por las fallas presentan condiciones de porosidad y permeabilidad adecuadas para permitir el flujo de fluidos.

8.1.1. Caso 1. Fallas geológicas en un segmento de la Sonda de Campeche

Las provincias petroleras del sureste mexicano se caracterizan por altos y bajos estructurales delimitados por fallas, entre ellos se encuentra la plataforma de Yucatán, la Cuenca de Macuspana, la Cuenca Salina del Istmo, la subcuenca de Comalcalco, y el Cinturón Calcáreo Plegado de Reforma-Akal; este último, al inicio del Cenozoico constituyó un alto estructural localizado entre las cuencas mencionadas, delimitado por fallas laterales con transtensión (flor negativa), en donde se localiza la región petrolera marina conocida como Sonda de Campeche (Figura 8.1), la más importante de México por sus reservas y producción de aceite y gas natural.

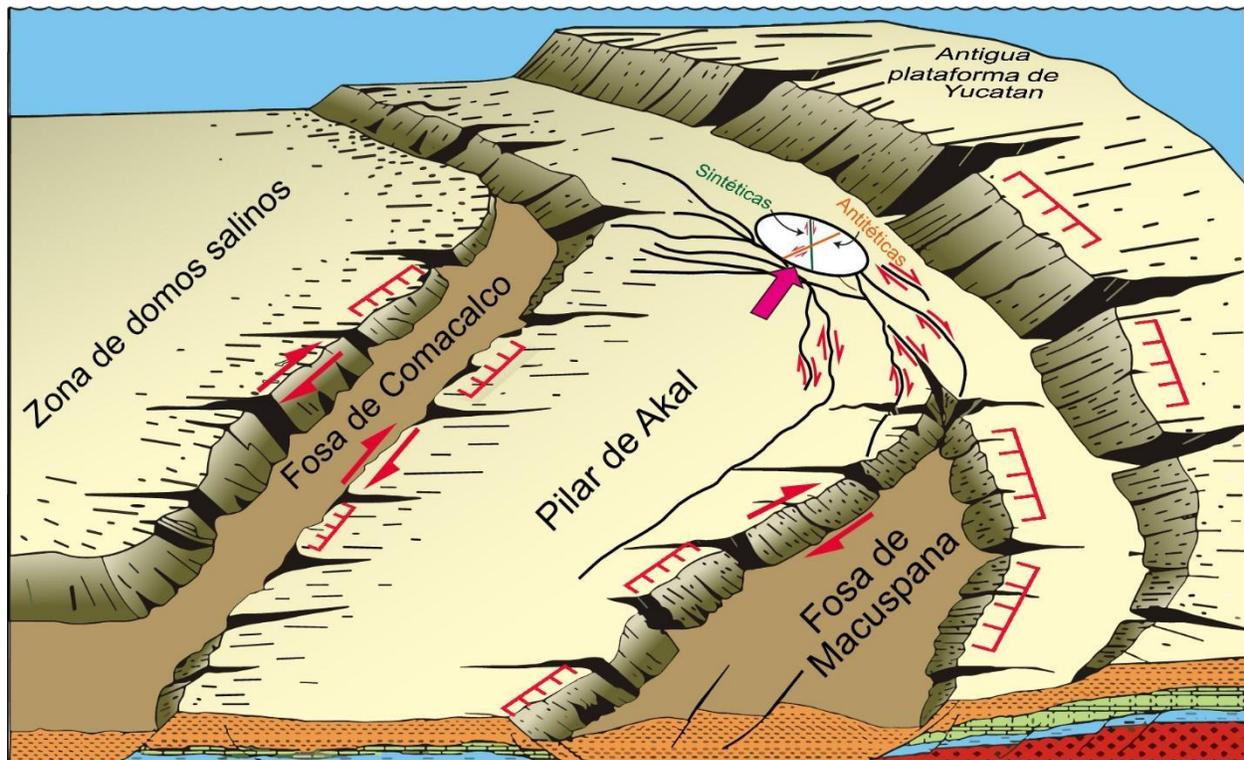


Figura 8.1. Estructuras de transtensión en la Sonda de Campeche. Modificado de *Caracterización geológica y petrofísica de un pozo exploratorio de un sector de reforma Tabasco* (p.24), por F. J. Ángeles Aquino, J. Reyes Núñez, J.M. Quezada Muñetón, 1992, como se citó en N. Adán González y F.T. Jiménez Bernal, 2008, Facultad de Ingeniería, UNAM.

En el Pilar de Akal se encuentran distintos estilos estructurales sobrepuestos correspondientes a diferentes eventos de deformación como bloques rotados y fallados y estructuras “Salt rollers” de edad Jurásico superior – Cretácico inferior en su borde oriental; un sistema de pliegues y cabalgaduras del Mioceno formados durante Orogenia Chiapaneca, con una orientación preferencial NW-SE y vergencia al NE y cuyo nivel de despegue se encuentra en horizontes arcillosos y evaporíticos del Oxfordiano y Calloviano (Figura 8.2, Manzanares, 2021).

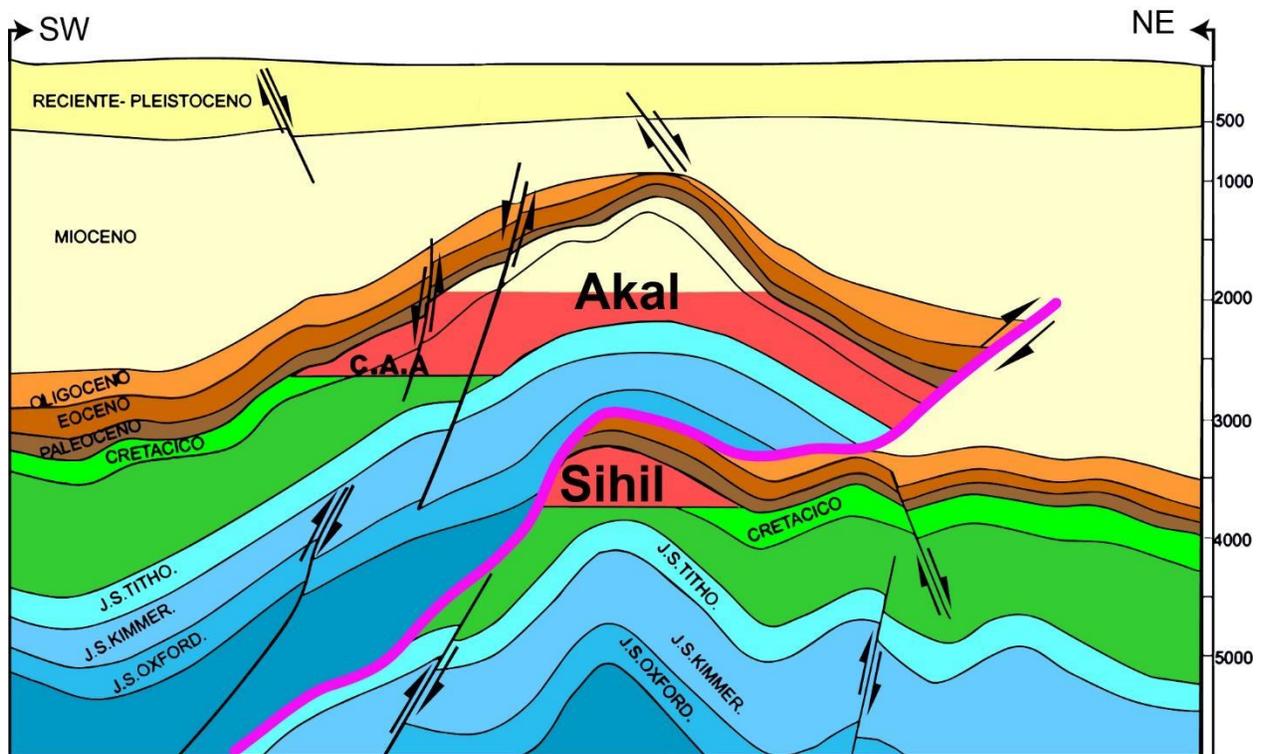


Figura 8.2. Trampa estructural por falla inversa, cabalgadura del bloque Akal sobre Sihil. Tomando como base informes internos de PEMEX disponible en presentaciones del curso *Geología del petróleo*, por J. Arellano, 2024-2, Facultad de Ingeniería, UNAM.

La figura 8.3 es una sección sísmica con dirección N-S de la cabalgadura de Akal, en ella se distingue una componente inversa, que por su desplazamiento neto corresponde a la cabalgadura, cuya superficie se encuentra representada como una línea de color amarillo. Esta cabalgadura se encuentra evidenciada por la repetición de la columna estratigráfica por lo que las secuencias del Jurásico superior están sobrepuestas a las del Cretácico (cabalgando).

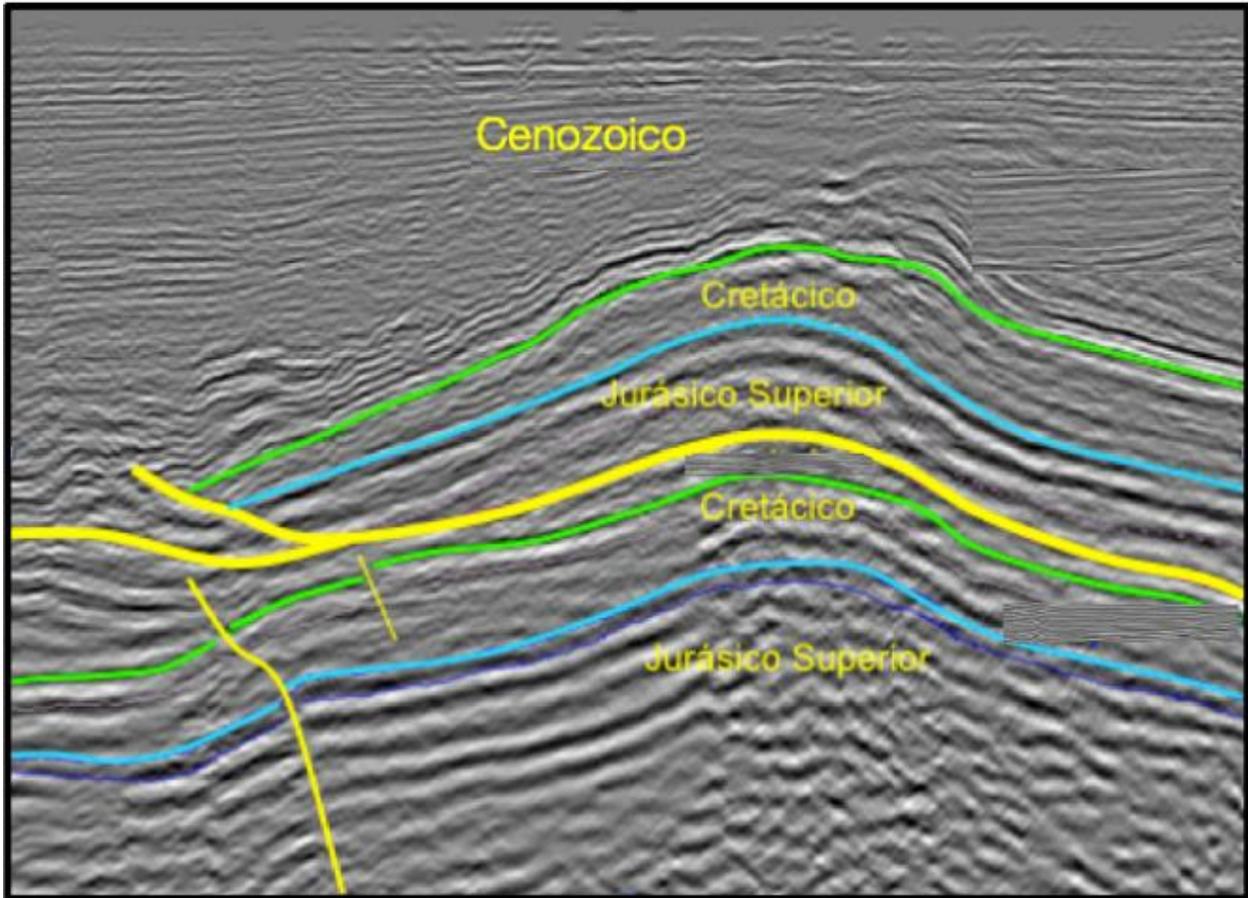


Figura 8.3. Sección N-S de la cabalgadura del bloque Akal sobre Sihil. Modificado de *Aspectos geológicos de aplicación en técnicas de recuperación mejorada de los campos de la Sonda de Campeche* (p.48), por M. Brito Shulz, 2017, Facultad de Ingeniería, UNAM.

En el pliegue cabalgado de Akal también se encuentra cortado en sus extremos oriental y occidental por dos fallas laterales dextrales que configuran estructuras en flor negativa con fallas normales de segundo orden (Figura 8.4):

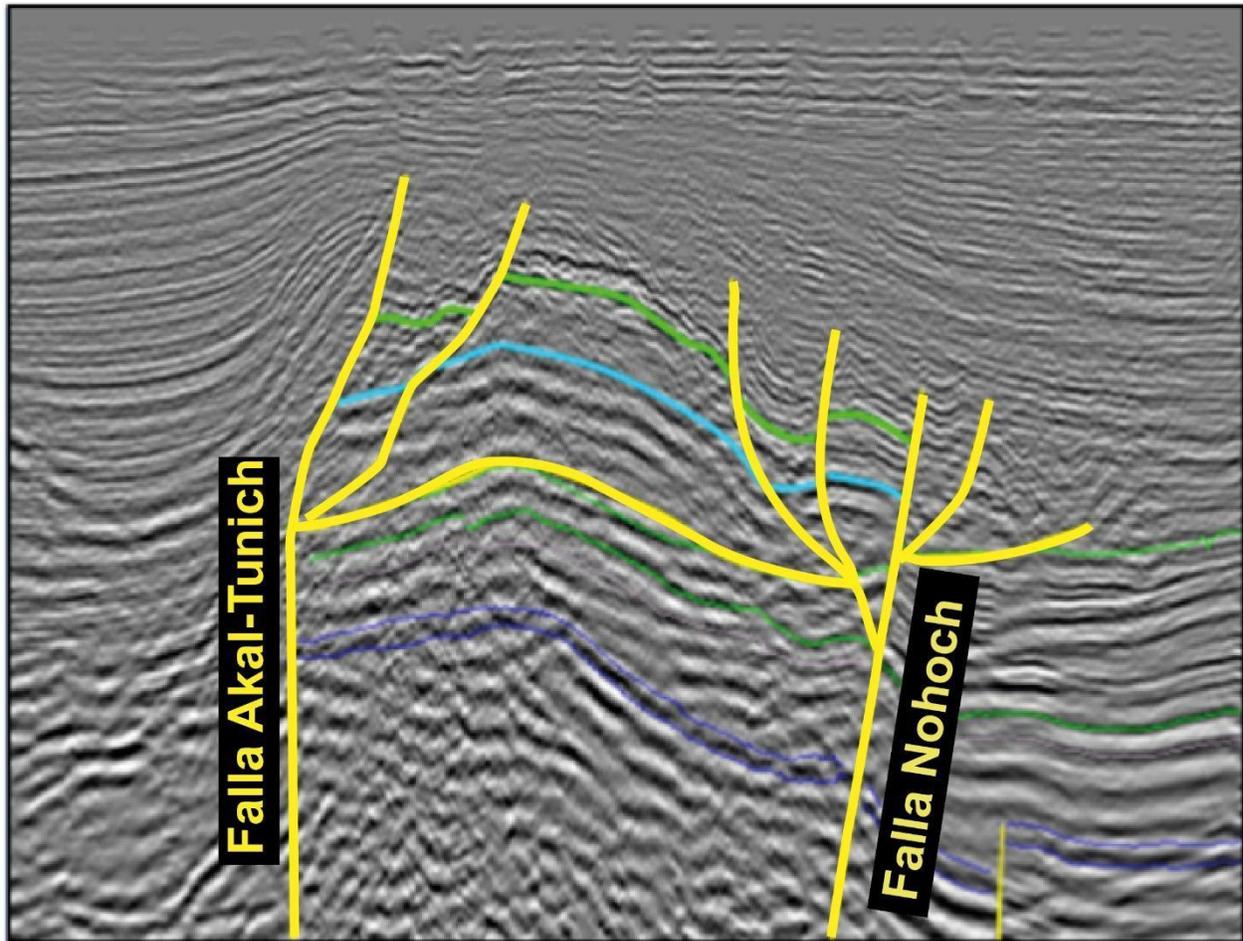


Figura 8.4. Sección E-W de la cabalgadura del bloque Akal sobre Sihil. Modificado de *Aspectos geológicos de aplicación en técnicas de recuperación mejorada de los campos de la Sonda de Campeche* (p.49), por M. Brito Shulz, 2017, Facultad de Ingeniería, UNAM.

En la Sonda de Campeche la etapa de deformación compresiva del Mioceno también dio lugar a la formación de estructuras de tipo transpresivas como Maloob, Zap, Ku las cuales se ubican en el lado poniente de la falla de desplazamiento lateral derecha denominada falla Kutz, que separa estas estructuras de los campos del complejo Cantarell (Salgado et al., 2016).

El campo petrolero Ku-Maloob-Zaap (KMZ) se localiza frente a las costas del estado de Tabasco y Campeche, a 105 kilómetros al noreste de Ciudad del Carmen, Campeche.

Las trampas en las que se alojan los yacimientos son producto de diferentes fases de deformación, la primera fase corresponde con un evento compresivo que originó el sistema de pliegues y cabalgaduras (Orogenia chiapaneca), y un posterior evento de extensión en el que se desarrollaron fallas laterales con desplazamiento dextral (Romero, 2011).

En el área de Ku-Maloob-Zaap se hallan pliegues de despegue orientados NW-SE con vergencia hacia el NE y fallas laterales con desplazamiento dextral. Las fallas laterales segmentan y desplazan los pliegues de despegue hacia el sur (Figura 8.5). Las fallas con desplazamiento lateral derecho funcionan como canales verticales para el emplazamiento de diapiros y paredes de sal, esta halocinesis favoreció el desarrollo de trampas petroleras en la zona (Ruiz, 2007; Romero, 2011).

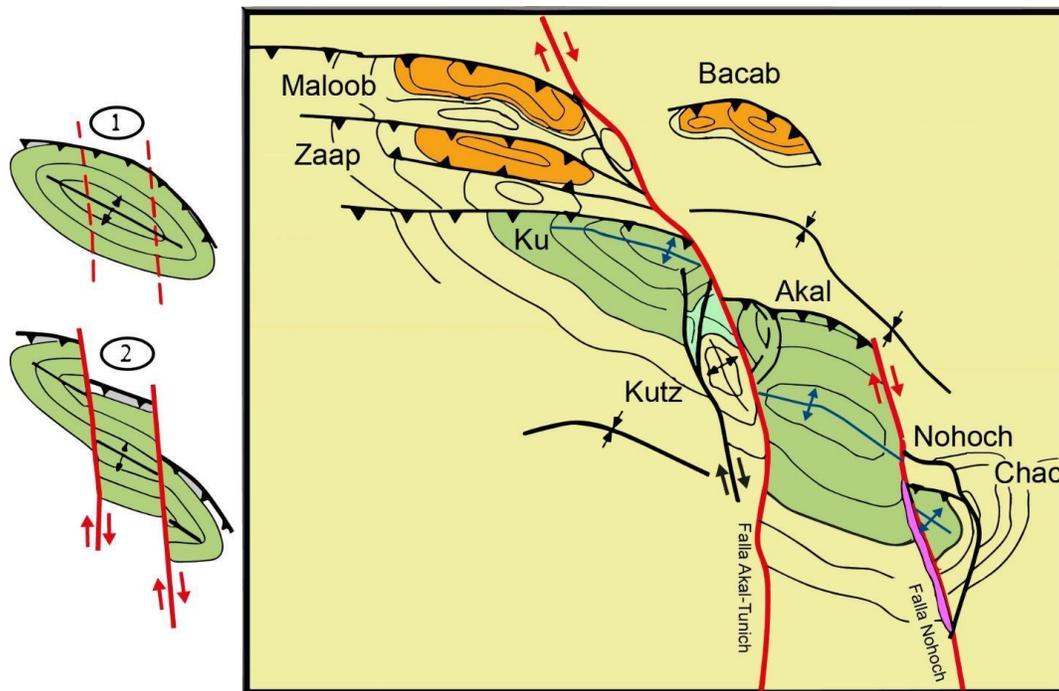


Figura 8.5. Mapa. Modificado de *Presentaciones del curso Geología del petróleo*, por J. Arellano, 2024, Facultad de Ingeniería, UNAM, tomando como base informes internos de PEMEX.

La relación geométrica entre los pliegues y fallas de Ku-Maloob-Zaap sugiere que son una secuencia deformacional que transita progresivamente de un plegamiento de despegue afectado por fallas secundarias hacia una estructura de pliegue por propagación de falla, Gutiérrez y colaboradores en el año 2020 definieron las estructuras del campo Zaap y Maloob como pliegues detachment fallados, con variaciones en su geometría a lo largo de la estructura. El campo Zaap presenta variaciones en su estructura en dirección Este-Oeste como se muestra en las figuras 8.6 y 8.7.

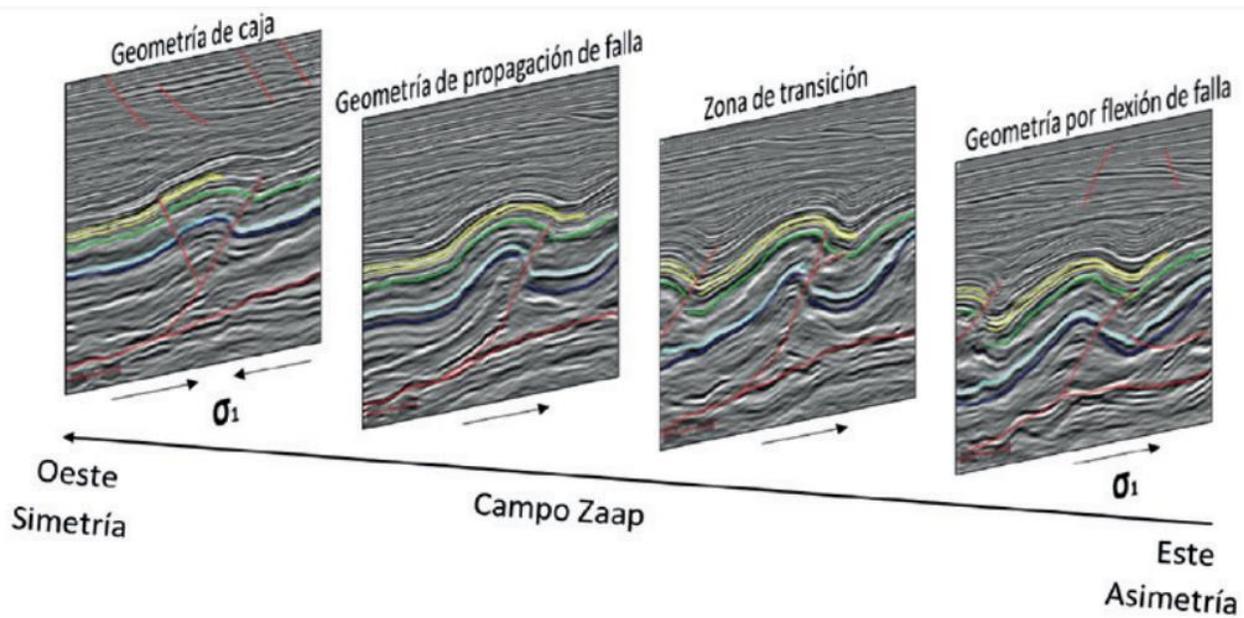


Figura 8.6. Cambios en la geometría del pliegue detachment en el campo Zaap. Tomado de *Aplicación de datos sísmicos con procesamiento multicomponente PP-PS para la reinterpretación del modelo de deformación de los campos Zaap y Maloob* (p.277), por G. Gutierrez, R. Castellanos, P.E.Villaseñor, 2020.

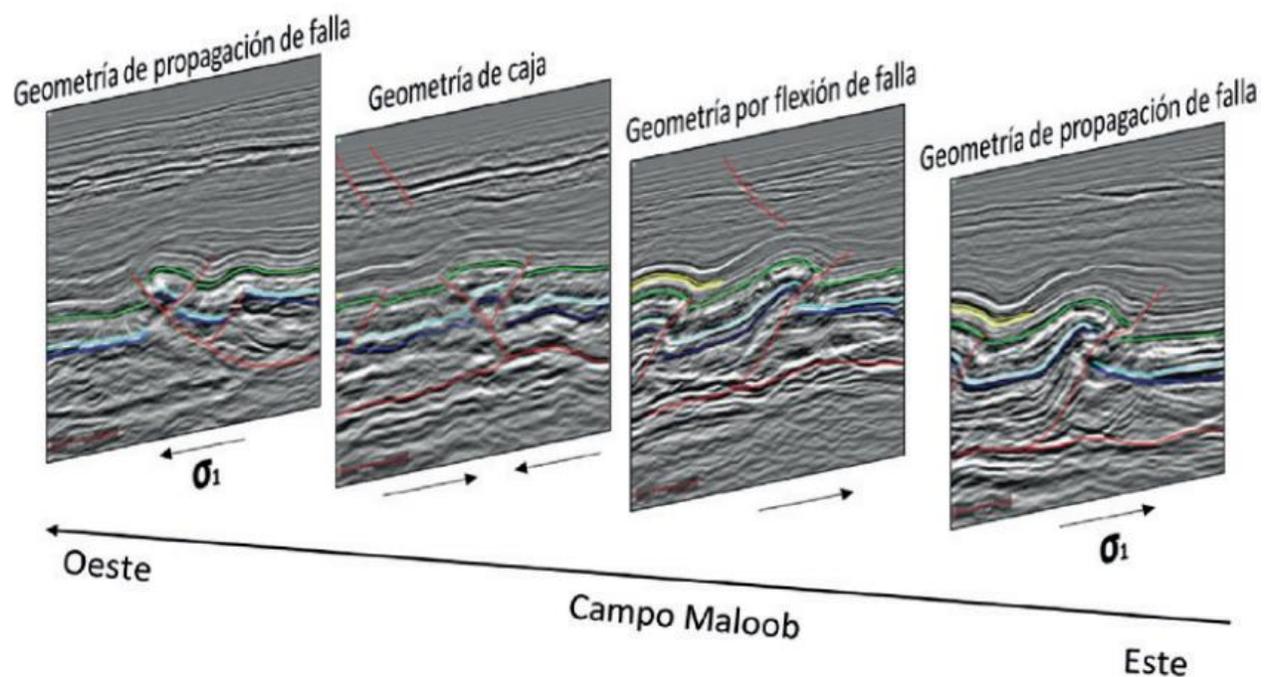


Figura 8.7. Cambios en la geometría del pliegue detachment en el campo Maloob. Tomado de *Aplicación de datos sísmicos con procesamiento multicomponente PP-PS para la reinterpretación del modelo de deformación de los campos Zaap y Maloob* (p.277), por G. Gutierrez, R. Castellanos, P.E.Villaseñor, 2020.

8.1.2. Caso 2 (Campo Ikal).

Se ubica en la Sonda de Campeche (en el sur del Golfo de México) dentro de la plataforma continental, en el cinturón calcáreo plegado Reforma Akal (Anaya, 2015). El campo Ikal se encuentra en un anticlinal alargado doblemente buzante; con orientación NW-SE y segmentado por fallas normales con rumbo NE-SW, las fallas inversas que delimitan el anticlinal se tienen una orientación NW 60°SE casi paralelas al eje mayor del pliegue, en la porción noroeste el anticlinal se encuentra delimitado por una falla normal con orientación NE-SW como se muestra en la figura 8.8.

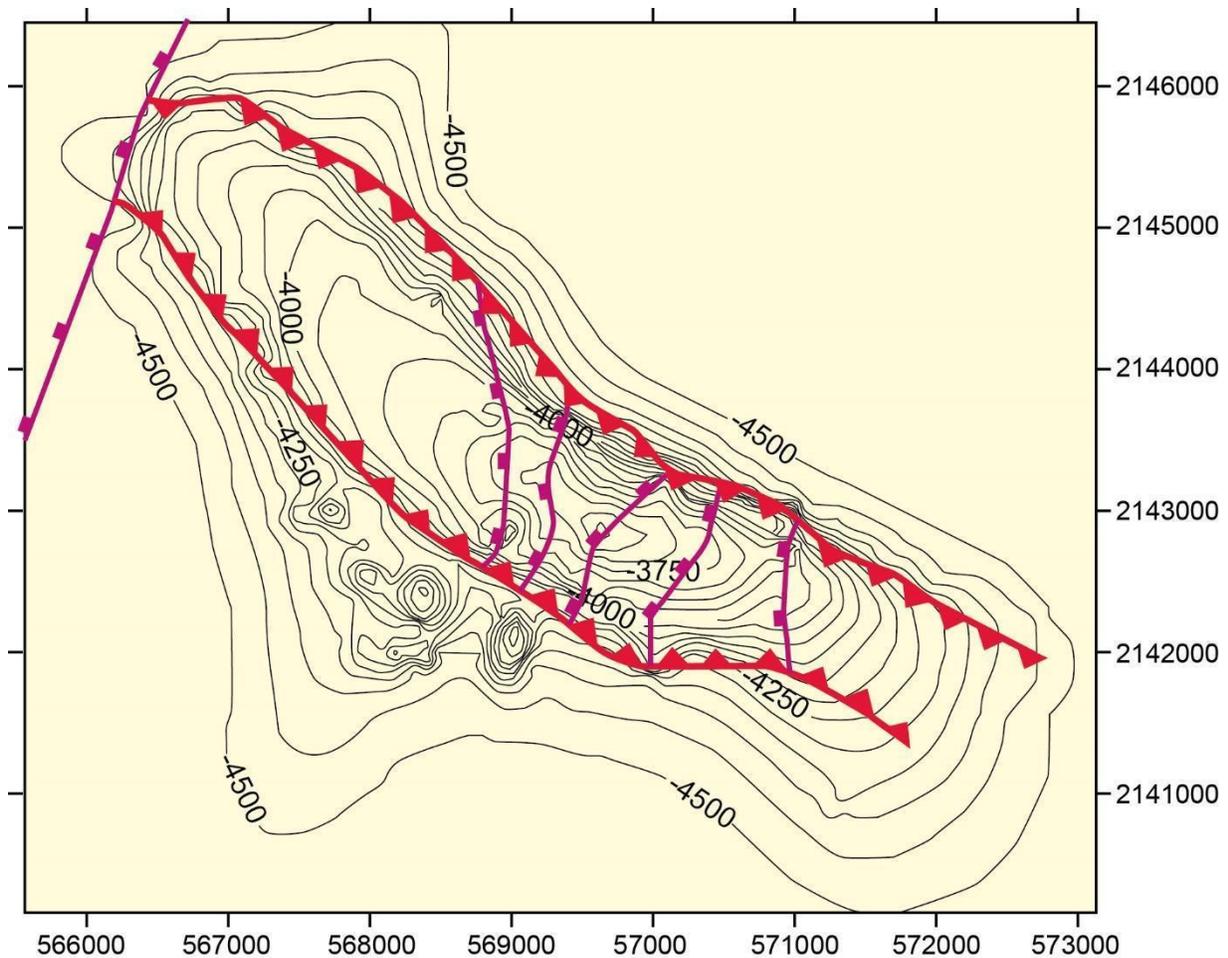


Figura 8.8. Anticlinal afallado del campo Akal. Modificado de *Características geológicas de un campo petrolero en carbonatos naturalmente fracturados (campo Ikal) como base para mejorar su explotación* (p.116), por R.I. Anaya, 2015, Facultad de Ingeniería, UNAM.

El sistema de fallas normales que se encuentran dentro del pliegue del campo Ikal se formó por la acción de esfuerzos verticales provocados por intrusiones salinas como se muestra en la sección estructural NW-SE representada en la figura 8.9, en donde se visualiza un conjunto de fallas normales que cortan las secuencias sedimentarias desde el Jurásico hasta el Cenozoico. Las fallas normales son los límites de cada bloque y contienen materiales de falla muy finos constituidos de jaboncillo (gouges), por lo que funcionan como sellos.

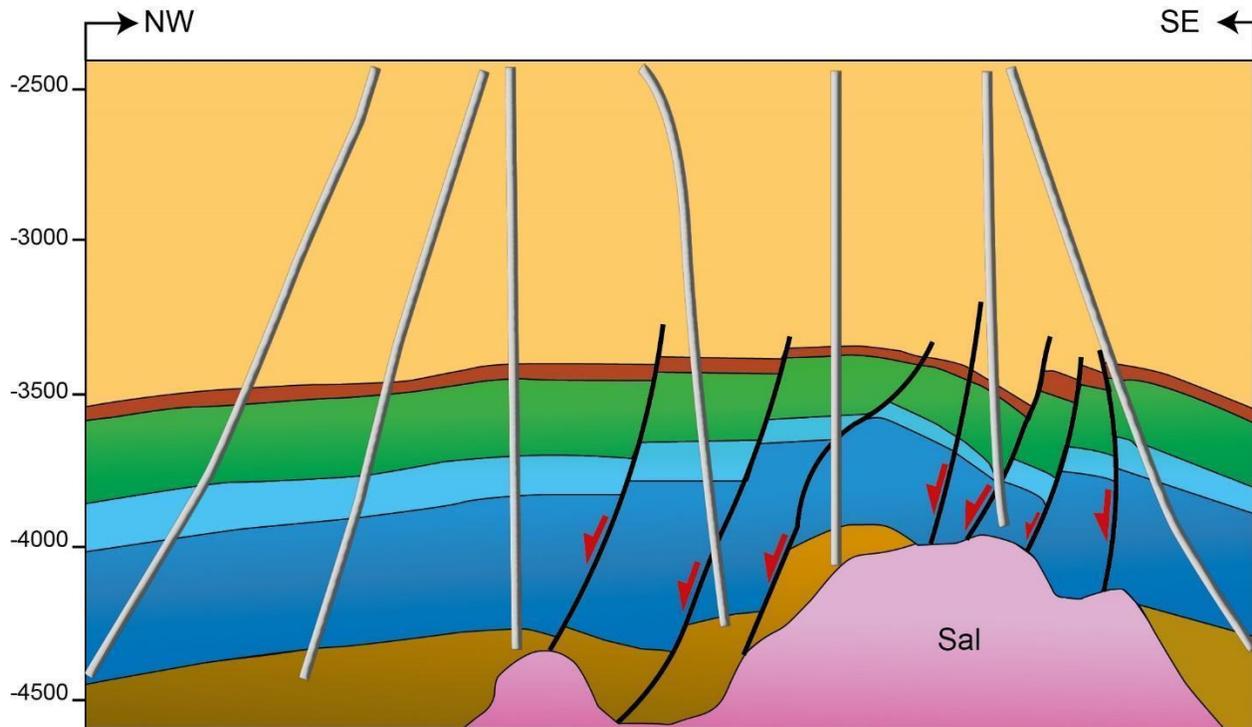


Figura 8.9. Interpretación de sección sísmica. Modificado de *Características geológicas de un campo petrolero en carbonatos naturalmente fracturados (campo Ikal) como base para mejorar su explotación* (p.86), por R.I. Anaya, 2015, Facultad de Ingeniería, UNAM.

En la figura 8.10 se muestra la interpretación de rutas de migración ascendente en una sección sísmica, donde los hidrocarburos se trasladan de la roca generadora hasta la roca almacén (Jaramillo y Trejo, 2004 como se citó en Anaya, 2015). Los materiales asociados al plano de fallas son brechas y microbrechas, por lo que son porosas y permeables, en consecuencia, funcionan como rutas de migración.

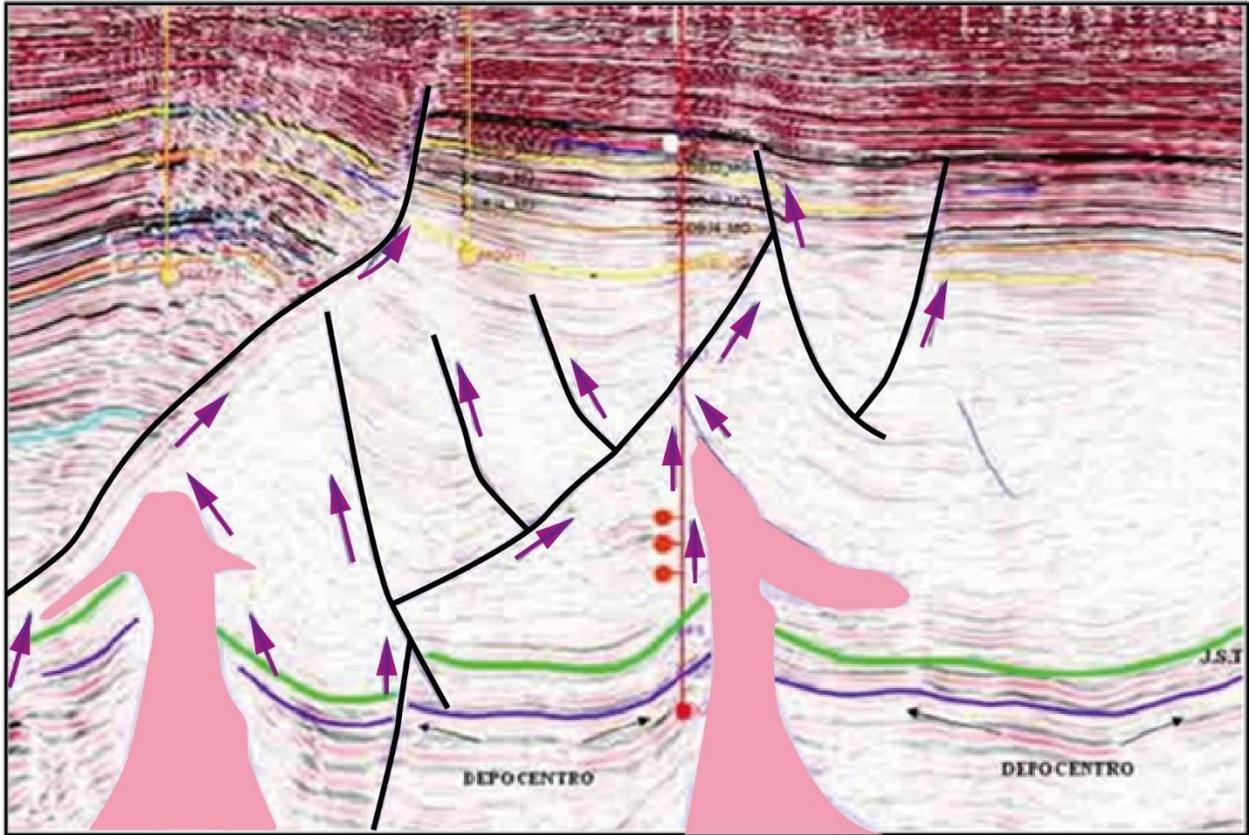


Figura 8.10. Sección sísmica que muestra con flechas las rutas de migración que siguen los hidrocarburos en el campo Ikal. Modificado de *Características geológicas de un campo petrolero en carbonatos naturalmente fracturados (campo Ikal) como base para mejorar su explotación* (p.86), por R.I. Anaya, 2015, Facultad de Ingeniería, UNAM.

8.1.3. Caso 3 (Modelo 3D de un campo petrolero en la Sonda de Campeche)

Manzanares (2021) expone un modelo tridimensional representativo de un campo petrolero de la Sonda de Campeche, en el que se puede observar un plegamiento por flexión de falla, la estructura plegada es un anticlinal buzante asimétrico con una orientación SSW-NNE y una vergencia hacia el suroeste en la parte poniente del campo; su flanco delantero tiene un echado de 35° y su flanco posterior de 20°. En este modelo la superficie de color rojo representa una falla inversa con un echado de

aproximadamente 39° y una longitud total de 14 kilómetros (Figuras 8.11 y 8.12), el segmento plano de la falla (flat) se encuentra a una profundidad máxima de 5,400 m sobre una secuencia estratigráfica del Calloviano y el segmento plano superior se localiza en una secuencia del Oligoceno en la parte poniente y en el Eoceno en la parte oriente del campo, ambos a una profundidad promedio de 2,900 metros. La falla inversa funciona como un sello lateral al componerse de materiales muy finos (gouges o jaboncillo).

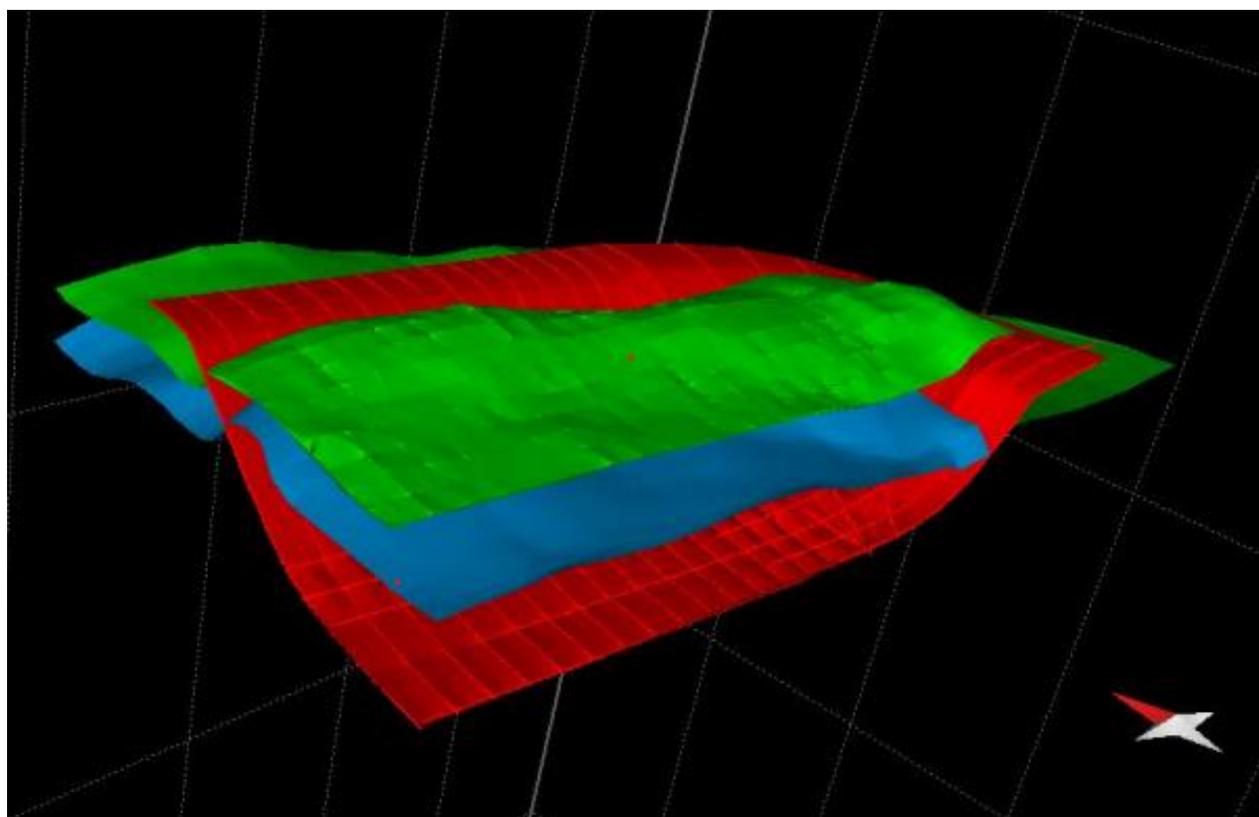


Figura 8.11. Visualización tridimensional donde se puede apreciar el plegamiento de los horizontes Cretácico en color verde y Tithoniano en color azul. La falla se encuentra representada en color rojo. Tomado de *Modelado e interpretación 2D y 3D de un campo petrolero de la Sonda de Campeche, empleando métodos sísmicos*. (p.87), por A. Manzanares, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

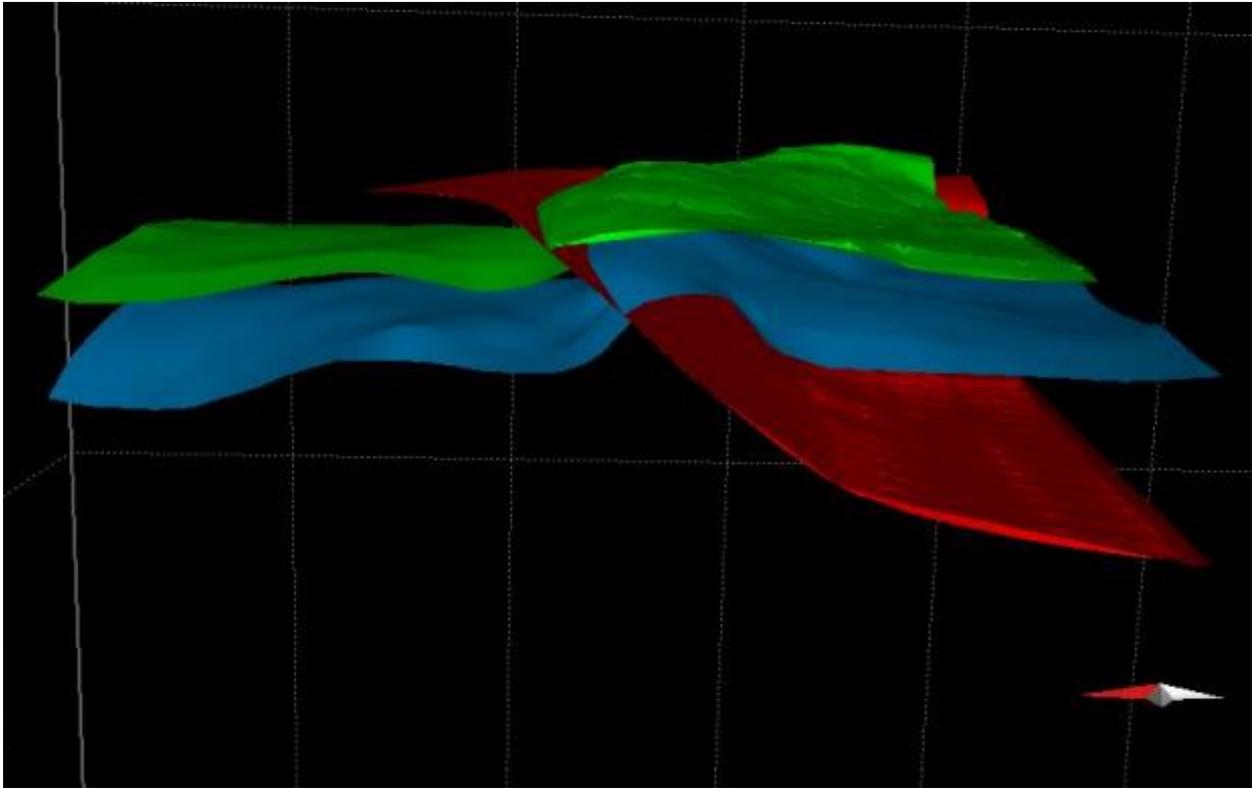


Figura 8.12. Visualización tridimensional donde se puede apreciar el plegamiento de los horizontes Cretácico en color verde y Tithoniano en color azul. La falla se encuentra representada en color rojo. Tomado de *Modelado e interpretación 2D y 3D de un campo petrolero de la Sonda de Campeche, empleando métodos sísmicos*. (p.87), por A. Manzanares, 2021, Facultad de Ingeniería, UNAM.

8.1.4. Caso 4 (Campo Agua fría)

En la cuenca de Chicontepec se hallan tres estilos de deformación de notable contraste, entre los estilos se encuentra deformación intraformacional (pliegues y fallas locales), estructuras de compresión (plegamiento laramídico) y un sistema de fallas laterales que conforman estructuras en flor positiva como consecuencia de esfuerzos transpresivos (Figura 8.13).

En la figura 8.13 se observa una sección sísmica de orientación E-W correspondiente con el campo Agua Fría, en ella se aprecian fallas laterales con desplazamiento dextral, fallas inversas de segundo orden y fracturas casi verticales formadas de manera simultánea al desarrollo de fallas laterales (López, 2013).

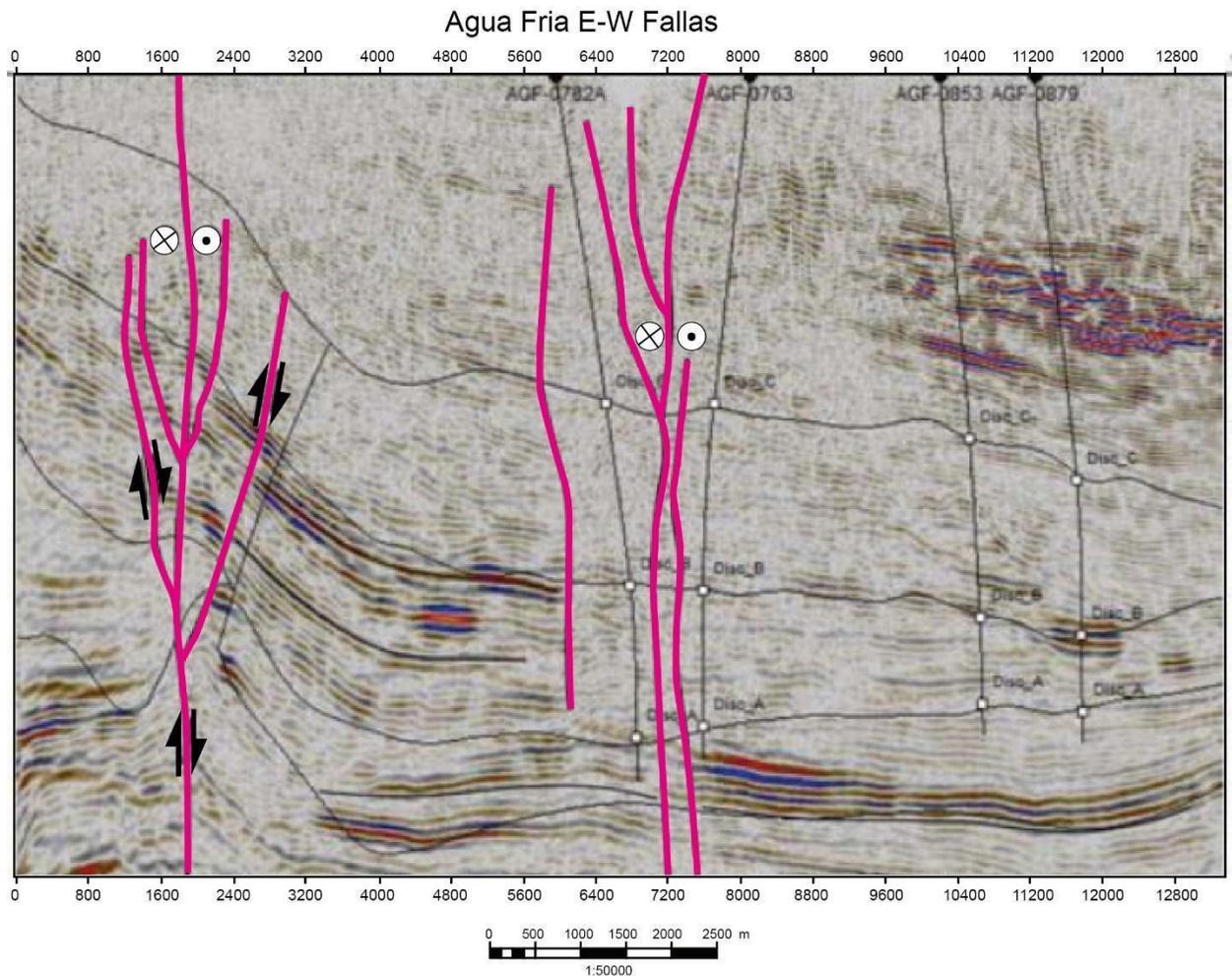


Figura 8.13. Sección sísmica de orientación E-W del campo Agua Fría. Tomado de *Estudio paleosedimentario, estratigráfico y estructural de la Cuenca de Chicontepec, Centro Oriente de México* (p.29), De Anda, 2017.

En el campo Agua Fría, las fallas laterales junto con el sistema de fracturas asociadas se encuentran como pares conjugados con orientaciones generales NW 55° SE y NE 05° SW (Figura 8.14). Estas estructuras ocasionan un incremento en la porosidad y

permeabilidad en el subsuelo del campo Agua Fría, por lo que se convirtieron en las principales rutas de migración de aceite y gas (López, 2013), ya que el material asociado al plano de fallas son brechas y microbrechas porosas y permeables.

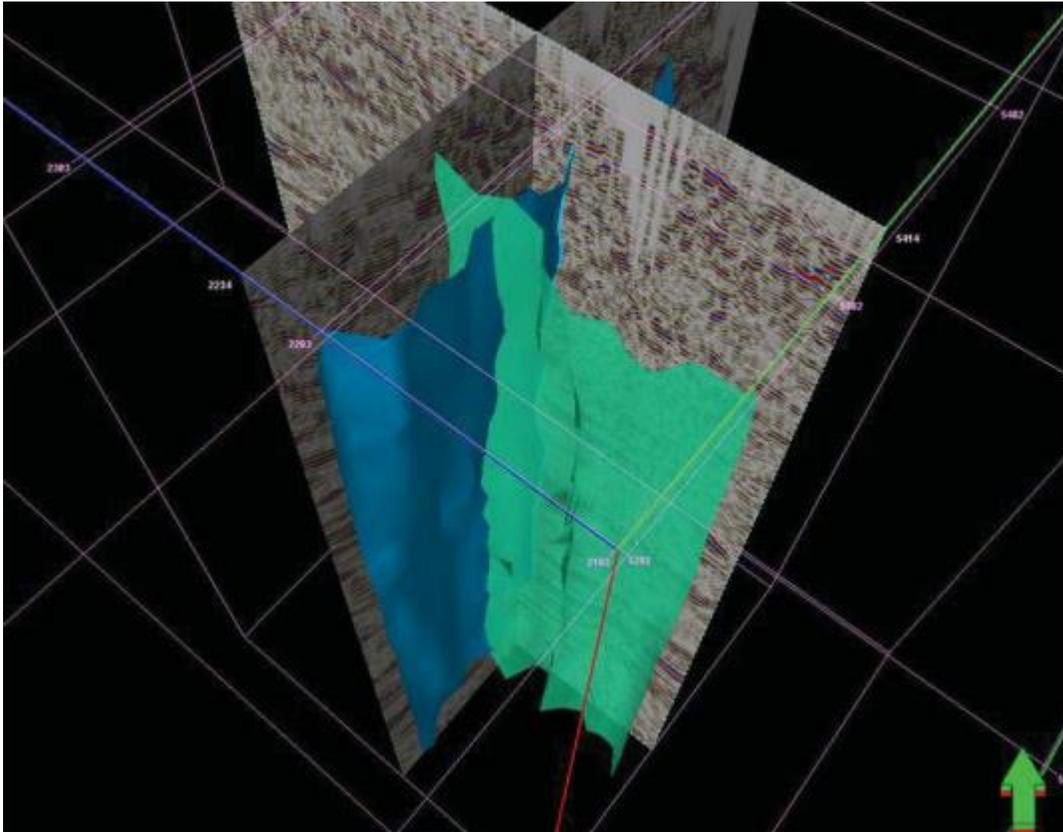


Figura 8.14. Par conjugado de dos fallas laterales obtenidas a partir del análisis de un conjunto de secciones sísmicas perpendiculares. Tomado de *Evaluación petrolera y métodos de explotación del campo Agua Fría en la cuenca de Chicontepec* (p.39), O. J. López, 2013.

8.2. Importancia y aplicación de fallas y fracturas en Minería

Las fallas y fracturas son estructuras que por su naturaleza porosa y permeable proporcionan caminos preferenciales de flujo de fluidos mineralizantes provenientes de cuerpos magmáticos en el subsuelo o de la superficie terrestre, durante su recorrido los fluidos van cristalizando de acuerdo con su temperatura y en algunos casos se tienen

concentraciones de minerales de interés económico como son sulfuros acompañados de oro, plata, plomo, zinc, etc. Las características geométricas de las fallas favorecen el desarrollo de cuerpos tabulares mineralizados, desde pequeñas vetillas hasta cuerpos tabulares de gran tamaño. También pueden representar zonas de debilidad que necesitan atención especial ya que son elementos estructurales importantes para considerar en el diseño de minas, particularmente en términos de estabilidad de los túneles y socavones en minas subterráneas y taludes en minas a cielo abierto.

8.2.1. Caso 5 (Mineralización epitermal en la zona de Actopan y Santa Rosa)

De acuerdo con los resultados de la caracterización geológica en relación con la mineralización epitermal de la zona de Actopan y Santa Rosa (en el distrito minero Pachuca-Real del Monte) realizada por Salvador (2020), la mineralización de oro y plata en esta zona tuvo un control estructural determinante en el que intervinieron tres principales eventos de deformación extensional (Tabla 8.1), que provocaron brechas en donde se emplazaron los minerales de interés económico.

Tabla 8.1. Principales eventos de deformación y estructuras asociadas con la mineralización.

Evento	Tipo de deformación	Estructuras geológicas
E1 (Oligoceno-Mioceno)	Extensional (NNE-SSW)	Sistema de fallas normales
E2 (Mioceno-Plioceno)	Transtensión (Dextral)	Formación de domos Formación de fallas/veta de cuarzo, oro y plata
E3	Extensional (N-S)	Formación de diques andesítico-basálticos, reactivación de fallas y fracturas de E1 y E2

Síntesis de los principales eventos de deformación y las estructuras geológicas más relevantes en el proceso de mineralización (Salvador, 2020).

El desarrollo de fallas laterales (dextrales) y oblicuas durante el segundo evento de deformación favorecieron el ascenso y emplazamiento de material magmático formando diques y domos (riolíticos y riodacíticos), los cuales aportaron fluidos mineralizantes que se almacenaron y cristalizaron en fallas y fracturas formadas durante la deformación transtensiva y en estructuras previas correspondientes al primer evento de deformación E1. Los fluidos hidrotermales además de tener un control estructural también experimentaron un control estratigráfico a lo largo de contactos litológicos entre rocas

periodo de deformación post laramídica, el cual se divide en dos eventos principales, el primero de carácter transtensivo y el segundo de tipo extensional.

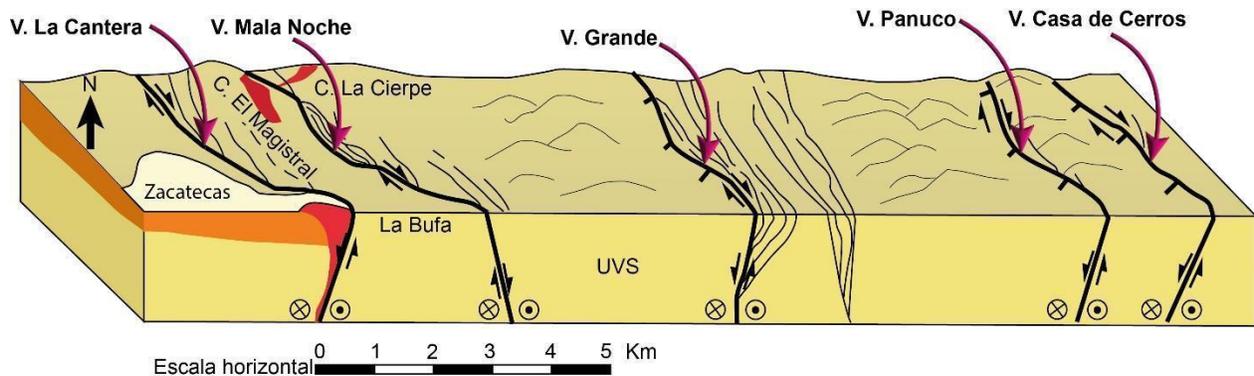


Figura 8.16. Diagrama de sistemas de vetas del distrito Minero de Zacatecas. Modificado de “Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México”, por M. Tristán González, J. R. Torres Hernández, G. Labarthe Hernández, A. Aguillón Robles y R. Yza Guzmán, 2012, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (3).

En la figura 8.16 se esquematiza cinco bloques delimitados por fallas con desplazamiento lateral derecho, con una orientación general de $N50^{\circ} - 60^{\circ}W$ e inclinaciones de sus planos al SW y NE. Estas fallas (La Canterna, Mala Noche, Veta Grande, Pánuco y Casa de Cerros) presentan un patrón escalonado con estructuras de colas de caballo en sus extremos y fracturas riedel a través de las cuales se encuentran las principales vetas (Tristán et al.,2012).

8.2.2.1. Falla la Canterna

A lo largo de esta falla se desarrollaron curvas de separación extensional en donde se encuentran escalones típicos de zonas de dilatación (flores negativas) a través de los cuales se desarrollaron vetas sigmoidales. Esta falla experimentó un cambio en su cinemática, pasando de lateral derecha a de tipo normal oblicua con una componente

sinestral, esta transición estuvo influenciada por el emplazamiento del domo riolítico La Bufa. En las zonas contiguas a este domo se encuentra una zona con importante argilización y silicificación, además de fracturas verticales con óxidos de Hierro (Tristán et al.,2012).

8.2.2.2. Falla Mala Noche

Esta falla presenta un cambio de rumbo marcado por un paso que forma una zona de dilatación sigmoidal (Figura 8.17) en la cual se encuentran múltiples vetas. En el extremo oriental de esta falla, la veta se ramifica en una cola de caballo con fallas normales de alto ángulo, en este segmento la falla tiene un rumbo N70°E con echado de 70°NW. Los domos y diques emplazados se encuentran con una orientación NNE en la misma dirección que las fracturas R'. El sistema de vetas en esta falla tiene rellenos de cuarzo amorfo con asociaciones de sulfuros, principalmente de calcopirita por lo que su principal producción es de cobre.

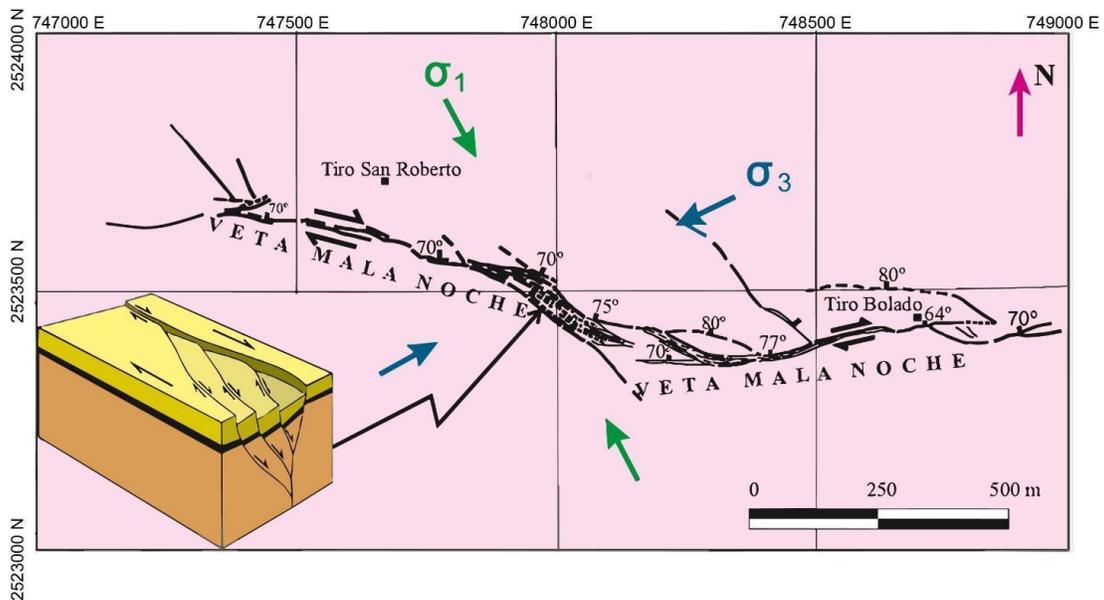


Figura 8.17. Flor negativa en un paso extensional a lo largo de la falla Mala Noche. Modificado de "Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México", por M. Tristán González, J. R. Torres Hernández, G. Labarthe Hernández, A. Aguillón Robles y R. Yza Guzmán, 2012, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (3).

8.2.2.3. Falla Veta Grande

Esta falla es de tipo normal oblicua con una componente dextral y constituye una zona mineralizada en la que se encuentran vetas con un rumbo de $N45^{\circ}$ - 60° W con echados al NE y SW. La falla Veta Grande tiene un rumbo promedio de $N50^{\circ}$ - 55° W con inclinación promedio de 70° SW, la zona de cizalla de esta falla tiene una anchura de 1,500 metros aproximadamente. El sistema secundario de vetas R, tiene un rumbo promedio de $N35^{\circ}$ W con inclinaciones entre 60° y 75° SW, formando un ángulo promedio con la falla principal (Veta Grande) de 20° .

En la figura 8.18 se observa el mapa estructural correspondiente a la zona de cizalla Veta Grande, en donde también se muestran la orientación de las fracturas riedel asociadas a la zona de cizalla. Las fracturas R tienen rumbo $N35^{\circ}$ - 30° W y las R' con rumbo entre $N20^{\circ}$ - 30° E. Los datos estructurales de las principales fallas se encuentran en la tabla 8.2.

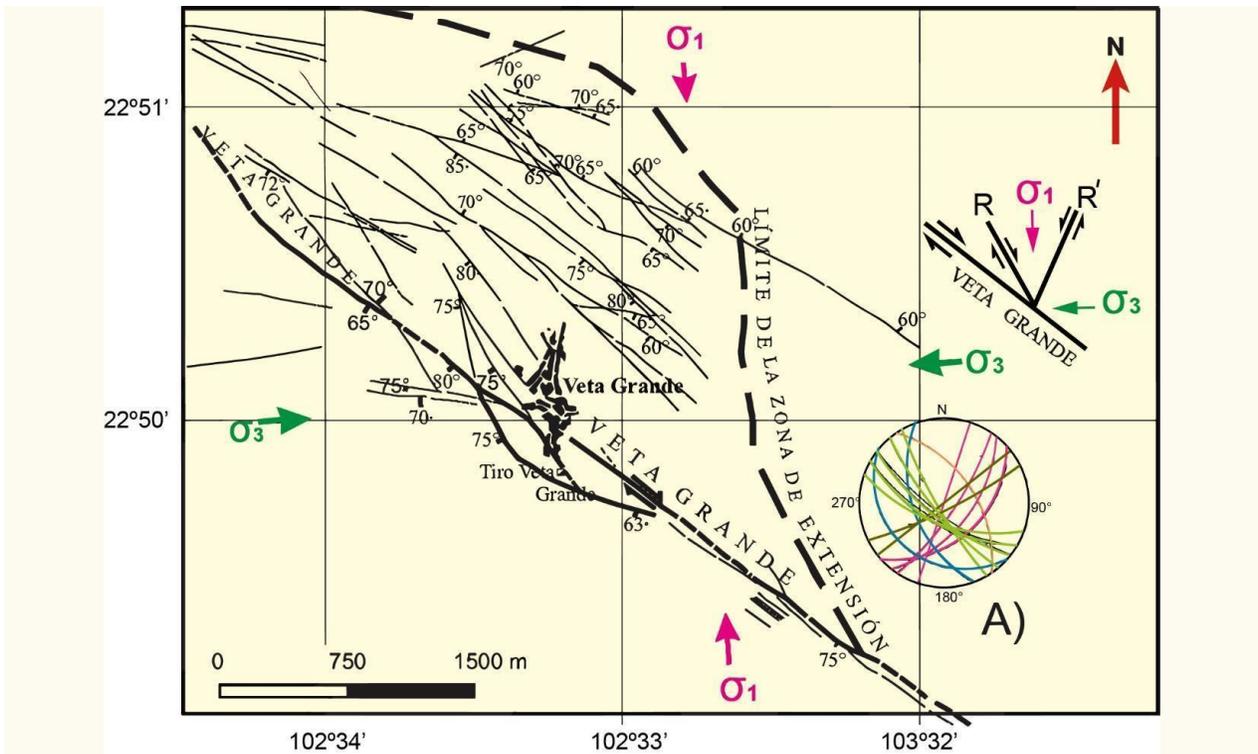


Figura 8.18. Mapa estructural de la zona de cizalla de Veta Grande. Modificado de "Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México", por M. Tristán González, J. R. Torres Hernández, G. Labarthe Hernández, A. Aguillón Robles y R. Yza Guzmán, 2012, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (3).

Tabla 8.2. Datos estructurales de las principales fallas y minerales asociados.

Falla	Rumbo	Echado	Mineralización
La Cantera	N60°-65°W	SW	Plata, cobre, oro y zinc
Mala Noche	N75°W (poniente) / ENE (oriente)	60°-80° NNE	Cobre principalmente, con plata y oro
Veta Grande	N45°-60°W	70°SW	Plata, oro, plomo y zinc
Pánuco	N35°-40°W	60°-75° al SW	Plata, oro y cobre
Casa de Cerros	N50°-80°W	70°-85° SW/NE	Exploración principalmente; datos específicos de mineralización no proporcionados

8.2.3. Caso 7 (Mineralización de la Sierra del Fraile)

En el límite oriental de la Mesa Central se encuentra el distrito minero La Paz, el cual destaca por albergar importantes yacimientos de Au-Cu-Ag-Pb-Zn, dentro de este distrito se encuentra La Sierra del Fraile, localizada al norte de la Ciudad de San Luis Potosí. Esta sierra se caracteriza por ser un anticlinorio recumbente con inclinación hacia el Este y se encuentra dividida en un bloque oriental y uno occidental por la falla Dolores; esta falla es de tipo normal de rumbo promedio de N 05° E con un echado promedio de 71° hacia el Este, se extiende a lo largo del flanco Este de la Sierra el Fraile y tiene un desplazamiento vertical de 500 a 1,000 metros (González, 2013; Pinto,

2008). Las fallas tienen en su zona de falla brechas porosas y permeables que permitieron el emplazamiento de minerales de interés económico.

De acuerdo con González (2013) la Sierra el Fraile surge como consecuencia de la Orogenia Laramide, por lo que en esta estructura se encuentran fallas inversas intraformacionales, posterior a este evento de compresión tectónica la Sierra del Fraile experimentó deformación extensional lo que dio lugar a la formación de dos principales sistemas de fallas normales, uno con orientación norte-sur cuya formación es posterior a los eventos de mineralización, y otro con dirección este-oeste el cual se desarrolló en una etapa de deformación previa y durante el periodo de mineralización.

La mineralización en la Sierra del Fraile se debe a procesos de metasomatismo en rocas carbonatadas, como consecuencia del emplazamiento de intrusivos granodioríticos en zonas previamente falladas, creando un ambiente propicio para la formación de skarns y vetas ricas en diversos minerales (Figura 8.19). Las fallas inversas intraformacionales y el sistema de fallas con dirección Este-Oeste generaron zonas de debilidad donde se emplazaron diques que aportaron el material mineralizante.

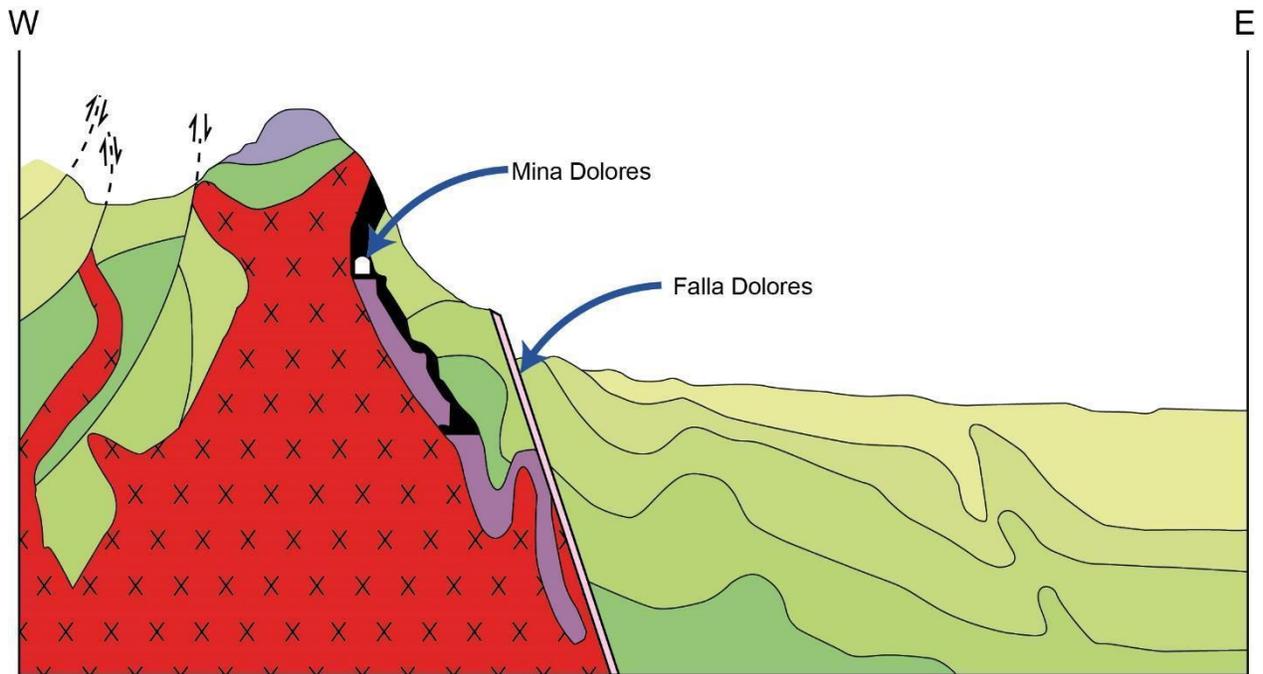


Figura 8.19. Sección idealizada poniente-orientado viendo al norte, Sierra del Fraile. Modificado de *Análisis estructural de la Sierra del Fraile y sistemas de mineralización del distrito minero La Paz, S.L.P.* (p.93), J. M. González 2013. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Los bloques separados por la falla Dolores presentan distintos tipos de mineralización en el bloque occidental (bloque de techo) se encuentran depósitos minerales de tipo Skarn de Cu-Au-Ag y en el bloque oriental (bloque de piso) de tipo Mesotermal-Epitermal de Ag-Pb-Zn (González, 2013). En el Skarn del bloque occidental se encuentran importantes concentraciones de cobre el cual se encuentra en diseminación y microvenillas junto con vetas de sulfuros que atraviesan la masa de este skarn dándole un aspecto de stockwork. Estos depósitos de cobre fueron aprovechados por la mina Dolores, la cual en el 2013 tuvo una producción diaria de 4,900 toneladas (1.50 g/t Au, 50 g/t de Ag y 0.90 % de Cu) y la mina de Cobriza con 4,250 toneladas por día (0.80 g/t Au, 60 g/t de Ag y 1.20 % de Cu).

8.2.4. Caso 8 (sistemas de fallas en la mina La Colorada)

Esta mina se ubica en el poblado La Colorada en el estado de Sonora, aproximadamente a 53 km al Sureste de la ciudad de Hermosillo, se caracteriza por albergar yacimientos de oro y plata. En un inicio la mina fue subterránea, particularmente en el periodo del año 1740 a 1993, posteriormente la extracción fue a cielo abierto (Figura 8.20); en esta segunda etapa de extracción los taludes permitieron esbozar con mayor detalle los principales sistemas de fallas presentes en la zona, su edad relativa y su relevancia con los depósitos minerales presentes.



Figura 8.20. Fallas normales en el Tajo el Crestón. Tomado de “Structural analysis of the La Colorada mine” (p. 245), por R. Vega Granillo, V.H. Vázquez Armenta, A. Orozco Garza y J.R. Vidal Solano, 2012, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (2).

De acuerdo con el análisis estructural de Vega y colaboradores (2015) se encuentran 4 principales sistemas de fallas (Tabla 8.3), los cuales se determinaron mediante la

recopilación de datos estructurales (rumbo, echado, pitch) de las fallas presentes en los tajos La Colorada, El Crestón, Tajo Gran Central, Área la Verde, Sierra el recorte y Zona Este. Las fallas y fracturas abiertas favorecieron el emplazamiento de minerales de interés económico, teniendo mineralización en todos los bloques, por lo que la explotación de la mina es a cielo abierto.

Tabla 8.3. Temporalidad y datos estructurales de los principales sistemas de fallas

Sistema	Rumbo	Rumbo Promedio	Echado	Temporalidad (millones de años)
F1	ENE-WSW E-W	N88°E	N, S	27-22
F2	NW-SE	N40°W	SW, NE	26-15
F3	NE-SW	N34°E	NW, SE	12-6
F4	NNW-SSE	N3°W	E, W	<10

Palafox (2018) identifica dos tipos de mineralización que corresponden a distintas fases de actividad magmática y tectónica, el primer tipo es un sistema de vetas hidrotermales (epitermales) controladas por el primer sistema de fallas F1 y que contiene principalmente oro y plata. El segundo tipo de mineralización es de tipo pórfido cuprífero con molibdeno diseminado en vetillas (stockwork) (Palafox, 2018).

9. CONCLUSIONES

9.1. Fracturas su origen y clasificación

Los procesos mecánicos de fracturación y propagación de fracturas tienen una sustancial relevancia en el desarrollo de las fallas, ya que la fusión de fracturas puede propiciar el desarrollo de una falla cuando el o los esfuerzos actúan y rebasan el límite elástico de las rocas.

Existe una estrecha relación genética entre las fallas y fracturas, ya que en ambas estructuras intervienen mecanismos de deformación frágil y se forman en la zona sismogénica de la corteza terrestre.

Su génesis involucra la acumulación y disipación de energía proveniente de la dinámica tectónica y/o de procesos internos en las rocas provocados por cambios termodinámicos en su entorno.

La composición mineralógica de una roca, su grado de heterogeneidad, anisotropías, así como su porosidad y contenido de fluidos son factores que influyen sustancialmente en la resistencia de la roca y consecuentemente en la generación de fallas y fracturas.

La dirección, magnitud y tiempo en que inciden los esfuerzos en la corteza es determinante para el desarrollo de estructuras tanto frágiles como dúctiles, dependiendo de la competencia mecánica de las rocas y de la magnitud del esfuerzo.

La competencia mecánica de las rocas está determinada por su naturaleza compositiva y su interacción con las condiciones de temperatura, presión y/o esfuerzos.

9.2. Fallas normales

Las fallas geológicas de un estilo de deformación suelen formarse en conjuntos durante un mismo evento, estos se conforman de fallas principales y subsidiarias (secundarias), las cuales definen arreglos geométricos característicos para cada límite tectónico o esfuerzo aplicado.

En los límites de divergencia tectónica, predominan las fallas normales, sin embargo, no es raro encontrar fallas inversas o transcurrentes en estas zonas, pero son subordinadas. Esta variedad de fallas también se observa en otros límites tectónicos, esto muestra que diferentes tipos de fallas geológicas pueden coexistir asociados al mismo evento tectónico.

Las fallas pueden estar presentes en cualquier límite tectónico, no obstante, hay una marcada diferencia en cuanto a la abundancia y relación genética entre los conjuntos de fallas que puedan estar presentes, esto remarca la importancia de la dirección de los esfuerzos que predominan en una determinada región.

Las estructuras horst y graben suelen tener geometrías asimétricas y son características de zonas de divergencia tectónica, las fallas que delimitan estas estructuras pueden ser de geometría lítrica o plana. Estas geometrías suelen tener secuencias sedimentarias características asociadas con procesos de apertura cortical.

Fallas normales de ángulo bajo pueden formarse mediante un proceso de rotación progresiva, por la reactivación de fallas preexistentes o por la presencia de horizontes dúctiles como evaporitas o lutitas sobrepresionadas.

Las fallas que se desarrolla en zonas donde se encuentra una intercalación de horizontes con comportamiento mecánico plástico y rígido, favorece el desarrollo de estructuras de rampas y planos; estas estructuras propician el desarrollo de pliegues, abanicos imbricados y dúplex.

Los abanicos imbricados y dúplex pueden estar delimitados por fallas normales o inversas, ambas estructuras se desarrollan de manera secuencial sobre una falla principal.

Los sistemas de fallas normales que definen geometrías radiales se asocian con el ascenso de cuerpos magmáticos, el emplazamiento de domos-diapiros salinos, el emplazamiento de domos-diapiros arcillosos y el colapso de calderas.

9.3. Fallas inversas

El desarrollo de fallas de desprendimiento (decollement) se ven fuertemente influenciados por la presencia de capas con comportamiento plástico sobre las que ocurre el desplazamiento. Los sistemas de fallas inversas de bajo ángulo suelen estar asociadas con fallas regionales de desprendimiento.

En zonas de convergencia tectónica sistemas de fallas imbricadas de alto ángulo se forman en la zona interna de un orógeno (Hinterland), en cambio, en la zona del antepaís (Foreland) se desarrollan fallas de bajo ángulo, estructuras dúplex y abanicos imbricados.

En la zona interna de un orógeno, las fallas inversas alcanzan a desplazar bloques del basamento, esto es una característica distintiva del tipo de deformación y se le denomina deformación de piel gruesa.

En el Antepaís se desarrollan sistemas de fallas cuyo desarrollo implica la sucesión de desprendimientos superpuestos y secuenciales que se forman por encima de una decóllement o falla de desprendimiento basal.

Los sistemas de pliegues y cabalgaduras son un conjunto de pliegues y fallas inversas con la misma vergencia, su desarrollo se relaciona con un desprendimiento basal único y con el desarrollo secuencial de fallas inversas a través de planos y rampas.

La intercalación de horizontes estratigráficos con diferentes competencias mecánicas influye determinantemente en el desarrollo de fallas de ángulo bajo o en fallas en las que su desarrollo se relaciona más con procesos gravitacionales que con esfuerzos tectónicos.

9.4. Fallas transcurrentes

Los límites transformantes de placas tectónicas ocurren en regiones continentales u oceánicas, en ellos se encuentran fallas transformantes y transcurrentes, las cuales se distinguen por su longitud y alcance a profundidad; las fallas transformantes se distinguen de las transcurrentes por segmentar y delimitar placas tectónicas, mientras que las transcurrentes son locales y solo afectan a la corteza terrestre.

Las fallas transformantes conectan límites convergentes o divergentes en sus extremos, pueden conectar segmentos de rift intraoceánicos, límites convergentes con límites divergentes, o dos límites convergentes.

En los sistemas de fallas laterales las fallas no coplanares con geometrías curvas propician la formación de estructuras de transferencia en el espacio entre ellas, como pliegues, fallas normales, inversas u oblicuas. El desarrollo de estas estructuras se relaciona con esfuerzos de cizalla simple horizontal en combinación con componentes de deformación vertical.

En los “pasos” o zonas de transferencia, las fallas suelen presentarse de manera escalonada definiendo estructuras semejantes a un dúplex en sección horizontal y estructuras en flor en sección vertical.

Las estructuras en flor positiva se desarrollan en curvas de constricción donde hay una combinación de desplazamientos verticales positivos con desplazamientos horizontales, esta cinemática combinada se denomina de tipo transpresiva y las estructuras asociadas son pliegues, fallas inversas, laterales y oblicuas de segundo orden.

Las estructuras en flor negativa se desarrollan en curvas de liberación donde hay una combinación de desplazamientos verticales negativos con desplazamientos horizontales, y corresponde con una cinemática de tipo transtensiva, la cual propicia el desarrollo de fallas normales, laterales y oblicuas de segundo orden. En zonas de transtensión, se forman cuencas tipo pull-apart.

9.5. Indicadores cinemáticos

Los indicadores cinemáticos son características estructurales y texturales que revelan información sobre el régimen de deformación asociado con la génesis y cinemática de una falla o zona de cizalla.

Los indicadores cinemáticos están presentes en un plano de falla o en rocas asociadas a zonas de cizalla y reflejan las condiciones cinemáticas asociadas con su desplazamiento.

Los indicadores cinemáticos son producto de la deformación frágil o dúctil de las rocas en los planos de falla o zonas de cizalla, los principales procesos involucrados en su formación son: precipitación o disolución de minerales, fracturamiento secundario, ranurado y desgaste por fricción en la superficie de falla.

Los indicadores cinemáticos son elementos visuales que se encuentran en cualquier escala por lo que su identificación y análisis requiere de diversas herramientas de observación, desde un microscopio, hasta mapas en caso de estructuras de escala regional.

La asimetría que presentan los indicadores cinemáticos es indicativa de la componente rotacional asociada con deformación por cizalla simple y proporciona elementos geométricos cuya orientación favorece su interpretación cinemática.

Las variaciones sistemáticas en la geometría, orientación y distribución de los indicadores cinemáticos se analizan con base en referentes geométricos como elipses

de deformación con la finalidad de establecer indicios sobre la dirección y sentido de desplazamiento de una falla.

Los indicadores cinemáticos superficiales que son más comunes en planos de falla son lineaciones por abrasión o crecimiento fibroso de minerales.

Algunos elementos texturales característicos del metamorfismo como la foliación son indicativos de la dirección de los esfuerzos de compresión y tienen una estrecha relación con la generación de superficies de debilidad que pueden influenciar el desarrollo de desplazamientos durante eventos de deformación posteriores.

Las lineaciones texturales como estructuras S-C o C' así como porfidoclastos con rabos asimétricos y sombras de presión son elementos texturales que se forman por mecanismos de deformación plástica y se asocian con zonas de cizalla dúctil; por lo general presentan componentes rotacionales asociadas con deformación por cizalla simple.

Las fracturas secundarias tipo Riedel son indicadores cinemáticos que indican la dirección de cizalla de acuerdo con su orientación angular con respecto a la superficie de desplazamiento.

9.6. La importancia en proyectos de ingeniería

La dinámica tectónica ha sido un factor fundamental en el desarrollo de estructuras extensionales y de compresión que influyen en el desarrollo de las condiciones estructurales, físico-químicas idóneas para la generación, almacenamiento y transporte

de fluidos de interés económico en el subsuelo, como es el caso de los hidrocarburos y yacimientos minerales.

Las fallas pueden albergar excelentes yacimientos minerales cuando el material acumulado en el plano de falla son brechas permeables. En el caso de los hidrocarburos pueden facilitar el flujo (migración) o pueden ser rocas sello (barreras a la migración).

Las fallas geológicas actúan como barreras que impiden el flujo de hidrocarburos cuando yuxtaponen secuencias sedimentarias con diferentes permeabilidades, esto crea trampas estructurales que favorecen el almacenamiento de hidrocarburos cuando el material acumulado en el plano de falla posee baja permeabilidad.

La red de fracturas y fallas y su disposición en el espacio es de sustancial importancia para establecer los métodos de extracción de los hidrocarburos en los denominados yacimientos naturalmente fracturados; el análisis espacial se lleva a cabo mediante técnicas de exploración geofísica como la reflexión sísmica, entre otros métodos.

La caracterización estructural de fallas geológicas y su interpretación cronológica contribuye con la correlación de eventos tectónicos significativos en el desarrollo de yacimientos minerales y de hidrocarburos.

Las fracturas son estructuras que también canalizan los fluidos llegando a formar importantes yacimientos minerales; en otros casos funcionan como conductos de transporte de fluidos.

REFERENCIAS

- Anaya Mendoza, R. I. (2015). Características geológicas de un campo petrolero en carbonatos naturalmente fracturados (Campo Ikal) como base para mejorar su explotación [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.
- Arcos Hernández, J.L. (2011). Pliegues y fallas. En G. Silva Romo y C.C. Mendoza Rosales (Eds.), *Manual para el trabajo geológico de campo* (1ª ed., pp 292-297) Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Arellano Gil, J., De la Llata Romero, R., Carreón Méndez, M. A., Morales Barrera, W. V. y Villareal Morán, J. C. (2002). *Ejercicios de Geología estructural*. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Blenkinsop, T. (2002). *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers.
- Brito Shulz, M. (2017). *Aspectos geológicos de aplicación en técnicas de recuperación mejorada de los campos de la Sonda de Campeche* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.
- Burg, J.-P. (2011). *Tectonics, Extension Systems*. ETH Zürich.
- Burg, J.-P. (2011). *Tectonics, Strike-Slip and Oblique-Slip tectonics*. ETH Zürich.
- Burg, J.-P. (2011). *Tectonics, Thrust Systems*. ETH Zürich.

Burg, J.-P. (2012). *Faults*. ETH Zürich.

Burg, J.-P. (2017). *Tectonics, Extension Systems*. ETH Zürich.

<https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/3extsyst.pdf>

Davis, G.H., Reynolds, S. J. y Kluth, C. F. (2012). *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons, Inc.

De Anda Romero, J. M. (2017). *Estudio paleosedimentario, estratigráfico y estructural de la cuenca Chicontepec, centro oriente de México* [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.

Ghosh, S. K. (1993). *Structural Geology, fundamentals and modern developments*. Pergamon press

González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2004). *Ingeniería geológica*. Pearson Prentice Hall.

González Díez, A. y Martínez Cedrún, P. (2022). *Caracterización geomecánica de suelos y rocas, comportamiento reológico*. Dpto. de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria.
<https://ocw.unican.es/course/view.php?id=304>

González Ochoa, J.M. (2013). *Análisis estructural de la Sierra del Fraile y sistemas de mineralización del distrito minero La Paz, S.L.P.* [Tesis de maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí].

Gudmunsson, A. (2011). *Rock Fractures in Geological Processes*. Cambridge University Press.

Gutiérrez Vázquez, G., Castellano Calvo, R y Villaseñor Rojas, P. E. (2020). Aplicación de datos sísmicos con procesamiento multicomponente PP-PS para la reinterpretación del modelo de deformación de los campos Zaap y Maloob. *Ingeniería Petrolera*, 60 (4), 269-282. <https://biblat.unam.mx/hevila/Ingenieriapetrolera/2020/vol60/no4/3.pdf>

López Beltrán, O. J. (2013). *Evaluación petrolero y métodos de explotación del campo Agua Fría en la cuenca de Chicontepec* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.

Mandle, G. (2005). *Rock Joints The Mechanical*. Genesis. Springer.

Manzanares Alcalá, A. (2021). *Modelado e interpretación 2D y 3D de un campo petrolero de la Sonda de Campeche, empleando métodos sísmicos* [Tesina de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.

Martínez, J. (2002). *Geología estructural dinámica global*. Universidad de Salamanca.

Mc Clay, K. R. (1997). *Structural Interpretations in Sedimentary Basins, MSc Course Notes*. Roya Holloway, University of London.

Mukhopadhyay, D. K. (2006). *Structural Geology for Petroleum Geoscientist*. Association for Petroleum Geologist.

- Padilla y Sánchez, R. (2021). *Geología estructural Métodos modernos*. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Palafox Luna, C. del C. (2018). *El yacimiento la Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema Pórfido de Cu-Mo Laramídico* [Tesis de maestría, Universidad de Sonora].
- Plotek, B., Guzman, C., Cristalini, E., Yagupsky, D. y Suárez, R. (2023). Aplicación del modelo cinemático Trishear al plegamiento por propagación de falla: nuevos resultados obtenidos a través de modelado analógico 2D. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 80 (1).
- Ragan, D. M. (2009). *Structural Geology An Introduction to Geometrical Techniques*. Cambridge University Press.
- Romero Miranda, E. L. (2011). *Importancia de las fracturas en diferentes aplicaciones de la Geología* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.
- Rowland, S., Duebendorfer, E., Schieflebein, I. (2007). *Structural Analysis & Synthesis a Laboratory Course In Structural Geology*. Blackwell publishing.
- Ruiz Cantú, S. A. (2017). *Análisis geométrico y cinemático de pliegues relacionados a fallas que representan análogos de trampas de hidrocarburos en el Golfo de México* [Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León].

Salgado Castro, H. S., Ríos López, J. J., Hernández Mendoza, V. A. y Solórzano Zenteno, L. N. (2016). Sihil, la historia breve de un gran redescubrimiento. *Ingeniería Petrolera*, 56 (9), 501-515

Salvador Santamaría, S. J. (2020). *Geología estructural y mineralización epitermal de la región de Actopan y Santa Rosa, Sierra de Pachuca, Estado de Hidalgo* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.

Serrano López, G. (2020). *Revisión de la estratigrafía y estructura de pull-apart de Ixtapa, Chiapas* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio de Tesis DGBSDI-UNAM.

Tolson, G. (1996). *Un Catálogo de Indicadores Cinemáticos en Rocas Cizalladas*. Depto. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.

Tristán González, M., Torres Hernández, J. R., Labarthe Hernández, G., Aguillón Robles, A. e Yza Guzmán, R. (2012). Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 64 (3), <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2012v64n3a7>

Twiss, R. J. y Moores, E. M. (2007). *Structural Geology*. W.H. Freeman.

Van Der Pluijm, B. A. y Marshak, S. (2004). *Earth Structure an Introduction to Estructural Geology and Tectonics*. W. W. Norton & Company, Inc.

Vega Granillo, R., Vázquez Armenta, V. H., Orozco Garza, A. y Vidal Solano, J. R.
(2015). Structural analysis of the La Colorada mine, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32 (2), 239-253.