

**UNIVERSIDAD MAYOR DE SAN ANDRES**  
**FACULTAD DE INGENIERIA**  
**CARRERA DE INGENIERIA PETROLERA**



**PROYECTO DE GRADO**

**ESTUDIO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL ÁREA HUACARETA**

Proyecto de grado presentado para optar al Título de Licenciado en Ingeniería  
Petrolera

**POSTULANTE:** JUAN JOSE FERNANDEZ QUISPE  
**TUTOR :** M.SC. ING. PEDRO REYNALDO MARIN  
DOMINGUEZ

LA PAZ – BOLIVIA

2024



**UNIVERSIDAD MAYOR DE SAN ANDRÉS  
FACULTAD DE INGENIERIA**



**LA FACULTAD DE INGENIERIA DE LA UNIVERSIDAD MAYOR DE SAN ANDRÉS AUTORIZA EL USO DE LA INFORMACIÓN CONTENIDA EN ESTE DOCUMENTO SI LOS PROPÓSITOS SON ESTRICTAMENTE ACADÉMICOS.**

**LICENCIA DE USO**

El usuario está autorizado a:

- a) Visualizar el documento mediante el uso de un ordenador o dispositivo móvil.
- b) Copiar, almacenar o imprimir si ha de ser de uso exclusivamente personal y privado.
- c) Copiar textualmente parte(s) de su contenido mencionando la fuente y/o haciendo la cita o referencia correspondiente en apego a las normas de redacción e investigación.

El usuario no puede publicar, distribuir o realizar emisión o exhibición alguna de este material, sin la autorización correspondiente.

**TODOS LOS DERECHOS RESERVADOS. EL USO NO AUTORIZADO DE LOS CONTENIDOS PUBLICADOS EN ESTE SITIO DERIVARA EN EL INICIO DE ACCIONES LEGALES CONTEMPLADAS EN LA LEY DE DERECHOS DE AUTOR.**

## **I. DEDICATORIA**

El presente proyecto de grado dedico a mis padres Valentín Fernandez Quispe y Gloria Quispe de Fernandez, también a mi abuela y mis hermanos que me apoyaron incondicionalmente en el proceso de mi formación académica como ingeniero petrolero.

## **II. AGRADECIMIENTOS**

Agradezco a Dios por haberme dado la fuerza y la confianza para poder concluir con mi formación académica.

Al Ingeniero Pedro Reynaldo Marin Dominguez por ser el tutor y colaborarme con el presente proyecto de grado, también el apoyarme tanto moral como académicamente.

A los docentes que fueron parte de mi paso por la carrera de Ingeniería Petrolera al impartirme sus conocimientos, tanto prácticos como teóricos.

A mi familia y amigos que siempre estuvieron ahí para darme confianza en uno mismo.

A mi querida prometida y mi querido hijo al ser mi inspiración.

## INDICE

I. DEDICATORIA.....	i
II. AGRADECIMIENTOS.....	ii
CAPITULO I GENERALIDADES.....	1
1. INTRODUCCION.....	1
2. ANTECEDENTES.....	1
AREA HUACARETA.....	1
UBICACION.....	2
3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	2
3.1 Identificación del Problema.....	2
3.2 Formulación del Problema.....	3
4. OBJETIVOS.....	4
4.1 Objetivo General.....	4
4.2 Objetivos Específicos.....	4
5. JUSTIFICACION.....	4
5.1 Justificación Técnica.....	4
5.2 Justificación Económica.....	4
6. ALCANCE.....	4
6.1 Alcance Geográfico.....	4
CAPITULO II MARCO TEORICO.....	5
2.1 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	5
Objetivos de la geología estructural.....	6
Objetivos de la dinámica global.....	7
2.2 ESFUERZO.....	7
2.2.1 FUERZA: DEFINICION, TIPOS Y UNIDADES DE MEDIDA.....	7
2.2.2 ESFUERZO: DEFINICION Y UNIDADES DE MEDIDA.....	8
2.2.3 TIPOS DE ESFUERZO: PRESION LITOSTATICA Y ESFUERZOS DEBIDOS A FUERZAS DE SUPERFICIE.....	9
2.2.4 CLASES DE ESTADO DE ESFUERZO.....	12
2.2.5.- CIRCULO DE MOHR PARA ESFUERZOS.....	13
2.3.- DEFORMACION.....	15
2.3.1.- DEFINICION Y TIPOS.....	15

2.3.2 MEDIDA Y REPRESENTACION DE LA DEFORMACION INTERNA.....	20
2.4.- REOLOGÍA, COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LAS ROCAS .....	22
2.4.1.-CUERPOS TEÓRICOS Y ANALOGÍAS MECÁNICAS.....	22
2.4.2 ENSAYO DE DEFORMACION TRIAXIAL EN ROCAS.....	28
2.4.3.- FACTORES QUE INFLUYEN EN EL COMPORTAMIENTO DE LAS ROCAS.....	29
2.5 COMPORTAMIENTO FRÁGIL.....	32
2.5.1.- CRITERIOS TEORICOS DE FRACTURACION DE COULOMB Y ..... GRIFFITH .....	32
2.5.2.- ENVOLVENTE DE MOHR O CURVA INTRÍNSECA .....	35
2.5.3.- CREACION Y MOVIMIENTO DE LAS FALLAS .....	38
2.5.4.- ZONAS DE CIZALLA FRÁGILES Y FRÁGIL-DÚCTILES.....	40
2.6 DIACLASAS.....	41
2.6.1 ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LAS DIACLASAS.....	43
2.6.2 GEOMETRÍA DE LAS DIACLASAS .....	44
2.6.2.1 FORMA Y PARÁMETROS DESCRIPTIVOS.....	44
2.6.2.2 CARACTERÍSTICAS DE LA SUPERFICIE DE LAS DIACLASAS .....	46
2.6.2.3 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS RELACIONADAS CON LA ..... PROPAGACIÓN DE LAS DIACLASAS .....	47
2.6.3 ASOCIACIONES DE DIACLASAS.....	50
2.6.4 RELACIONES TEMPORALES ENTRE DIACLASAS.....	52
2.6.5 ESPACIADO DE DIACLASAS.....	53
2.6.6 ORIGEN E INTERPRETACIÓN DE LAS DIACLASAS.....	54
2.7 DIAPIROS.....	56
2.7.1 MORFOLOGIA, EVOLUCION Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS .....	57
2.7.2 GENESIS Y PROPAGACION DE DIAPIROS.....	60
2.8 COMPORTAMIENTO DUCTIL.....	60
2.8.1 EL CONCEPTO DE FABRICA DE DEFORMACION. LA FABRICA DE FORMA .....	61
2.8.1.1 EL CLIVAJE O FOLIACIÓN TECTÓNICA.....	61
2.8.1.2 GÉNESIS Y SIGNIFICADO DEL CLIVAJE .....	61
2.8.1.3 LINEACIONES.....	63
2.8.2 PLIEGUES Y PLEGAMIENTO.....	64

2.8.2.1 CASIFICACIÓN SEGÚN LA FORMA DE LAS CAPAS PLEGADAS.....	64
2.8.2.1 PLIEGUES SUPERPUESTOS .....	67
2.8.2.2 MECANISMOS DE PLEGAMIENTO.....	69
2.8.2.3 LOS PLIEGUES Y SU RELACIÓN CON EL CLIVAJE.....	71
CAPITULO III MARCO PRACTICO.....	73
3.1 GEOLOGIA REGIONAL DEL SUBANDINO SUR.....	73
3.1.1 UBICACIÓN GEOGRAFICA DEL SUBANDINO SUR.....	73
3.1.2 ESTRATIGRAFIA.....	74
3.1.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	77
3.1.3.1 CARACTERISTICAS GENERALES .....	77
3.1.3.2 NIVELES ESTRUCTURALES .....	78
3.1.3.2 ESTILOS ESTRUCTURALES.....	79
3.1.3.2 EDAD DE LA DEFORMACION .....	84
3.2 GEOLOGIA LOCAL AREA HUACARETA.....	85
3.2.1 MARCO TECTONICO.....	86
3.2.2 MARCO ESTRUCTURAL.....	86
3.2.3 MARCO ESTRATIGRAFICO .....	94
CAPITULO IV MARCO ECONOMICO .....	96
4.1 ANALISIS DE COSTOS .....	96
4.2.- ANALISIS DE COSTOS DEL PROYECTO .....	98
CAPITULO V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	100
4.1 CONCLUSIONES.....	100
4.2 RECOMENDACIONES .....	100
BIBLIOGRAFIA .....	101

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Ubicación de distintas áreas reservadas por YPFB .....	2
Figura 2.- Ubicación geográfica del área del proyecto (Elaboración propia en ArcGIS).....	4
Figura 2-1- Tipos de fuerzas de superficie. ....	8
Figura 2-2 Esfuerzo que actúa sobre una superficie inclinada.....	10
Figura 2-3. Componentes del esfuerzo .....	11
Figura 2-4- Cálculo de las componentes normal y de cizalla sobre un plano cualquiera en dos dimensiones.....	13
Figura 2-5- círculo de Mohr para esfuerzos. ....	15
Figura 3-1- Las cuatro componentes de la deformación ilustradas con la cabeza de un trilobite junto a un trilobite completo deformado.....	16
Figura 3-2- Deformación continua o afín (arriba) y discontinua o no afín (abajo).....	17
Figura 3-3- Deformación homogénea e inhomogénea. ....	18
Figura 3-4- Deformación por plegamiento de dos capas. La deformación es continua e inhomogénea. Se ha dibujado un pequeño elemento cúbico en el estado indeformado para apreciar la distorsión. El vector desplazamiento para un punto de ese elemento ha sido también representado.....	19
Figura 3-5- Arriba, cálculo de la elongación y elongación cuadrática de una línea. Abajo, ejemplo de una deformación elástica con el cálculo de la elongación en los diferentes estadios. ....	20
Figura 3-6- Medida de la deformación angular utilizando el fósil de un braquiópodo. ....	22
Figura 4-1- Los cuerpos teóricos elementales y sus analogías mecánicas. A- comportamiento elástico. B- comportamiento viscoso. C- comportamiento plástico.....	24
Figura 4-2- Relaciones esfuerzo-tiempo y deformación-tiempo para los comportamientos elástico, viscoso, elasto-viscoso y viscoelástico (o firme-viscoso).....	25
Figura 4-3- Funcionamiento de la prensa triaxial. La presión confinante es transmitida por un líquido que rodea la muestra, la cual está aislada del líquido por una lámina metálica ( <i>jacket</i> ). ....	29
Figura 4-4- Curvas esfuerzo-deformación para distintas litologías a diferentes temperaturas. ....	30
Figura 4-5- Diagramas de diferentes ensayos de corta duración para la misma caliza a diferentes presiones de confinamiento. ....	30
Figura 4-6- Influencia de la presión confinante.....	31
Figura 4-6- Efecto de la velocidad de deformación. ....	31
Figura 4-7- Efecto de la presencia de fluidos. ....	32

Figura 5-1- Planos de fractura y su relación con los esfuerzos principales. A la derecha, proyección estereográfica de las fracturas y esfuerzos principales. ....	33
Figura 5-2- Criterio de Coulomb representado en un diagrama de Mohr. ....	34
Figura 5-3- Envolventes de Mohr de una diabasa .....	35
Figura 5-4- Esfuerzos transmitidos por los granos y presión de fluidos .....	36
Figura 5-5- Comprobación experimental de que el estado de esfuerzo efectivo es el que induce la fracturación. ....	37
Figura 5-7- Trayectorias de esfuerzo en un bloque empujado desde la izquierda (arriba) y fallas inversas que pueden formarse (debajo).....	39
Figura 6-1 - Tipos de fracturas según Anderson .....	42
Figura 6-2- Círculos de Mohr en los que se muestran los estados de esfuerzos en los que se generarán fracturas tensionales, fracturas de cizalla y fracturas que participan de los dos tipos. Se representan, asimismo, los sentidos de movimiento en ellas.....	43
Figura 6-3- Geometría de una fractura con forma de moneda y sistema de referencia utilizado .....	44
Figura 6-4- Geometría de una fractura con forma de cuchilla y sistema de referencia utilizado. ....	45
Figura 6-5- Esquema de una estructura plumosa donde se indican las diferentes zonas que se pueden encontrar en ella.....	47
Figura 6-6- Geometría de las fracturas de borde escalonadas en relación con el plano principal de diaclasa. ....	48
Figura 6-7- Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas. ....	50
Figura 6-8- Distintos tipos de sistemas de diaclasas en función de su geometría.....	51
Figura 6-9- Relaciones entre diaclasas maestras (B) y cruzadas (A). ....	52
Figura 6-10- Otro caso en el que la geometría de las barbas de la estructura plumosa muestra los núcleos de las diaclasas donde se inician las distintas generaciones de las mismas. ....	53
Figura 7-1- Diapiro salino en forma de domo. Obsérvese el sistema de fallas normales conjugadas asociado. Este de los Estados Unidos. ....	57
Figura 7-2- Evolución de un diapiro salino pasando por los estadios de almohadilla y champiñón- Obsérvese las relaciones de las distintas formaciones que se van depositando y que configuran dos surcos concéntricos, el primario y el secundario. El ejemplo se basa en un diapiro de la cuenca de Zechtein, en Alemania. ....	58
Figura 7-3- Diapiros experimentales obtenidos con líquidos viscosos de diferentes densidades. Cada diapiro pasa por los estadios de almohadilla, cilindro y champiñón .....	59
Figura 7-4- Diagrama esquemático del desarrollo de una familia de diapiros. ....	60

Figura 8-1- Paralelismo entre el clivaje y el plano XY del elipsoide de deformación deformadas varias veces. ....	62
Figura 8-4- Secciones transversales de dos pliegues diferentes y representación de sus formas en los gráficos de espesor ortogonal relativo y espesor paralelo al plano axial relativo con relación a la inclinación. El significado de los distintos parámetros puede apreciarse en el Pliegue 1.w .....	65
Figura 8-5- Clases y tipos de pliegues según la clasificación de Ramsay.....	65
Figura 8-6- Bloque diagrama de la interferencia de pliegues en el Precámbrico de Groenlandia. ....	68
Figura 8-7- Los tres mecanismos esenciales de producir pliegues: pandeo (izquierda), combadura (centro) y cizallamiento simple heterogéneo (derecha). ....	70
Figura 8-9- Desarrollo de clivaje en un pliegue formado por una capa competente (arriba) y otra incompetente (debajo). f.n.p. son los puntos sin deformación finita, llamados neutros. ....	71
Figura 3-1-1- Mapa de elevación digital con las unidades morfoestructurales definidas en los Andes Centrales. WC: Cordillera Occidental; A: Altiplano; EC: Cordillera Oriental; IA: Interandino; SAN: Subandino Norte; SAS: Subandino Sur; Ch: Cuenca de Chaco; CB: Cratón Brasiliano. ....	73
Figura 3-1-2- Sección estructural regional de los Andes Centrales a los 21° S en donde se distinguen las unidades morfoestructurales y los principales rasgos tectónicos. Modificado de Elger et al. (2005). ....	74
Figura 3-1-4- Columna estratigráfica de la zona de estudio. Modificado de Moretti et al. (2002). ....	75
Figura 3-1-5- Modelo estructural esquemático de un anticlinal teórico típico del Subandino Sur y la definición de los diferentes niveles estructurales involucrados en la deformación (según Starck et al., 2002). ....	79
Figura 3-1-6: Mapa base de la zona de estudio con las principales estructuras y sus estilos estructurales. En rojo pliegues de flexión de falla; Verde: duplex de techo pasivo; Anaranjado: dúplex de techo activo; Azul: dúplex de techo compuesto; Rosa: dúplex de techo activo con despegue permo-trásico; Violeta: estructuras con despegue basal en el basamento pre-Silúrico. Basado en mapa y secciones estructurales de las figuras 3-1-1 y 3-1-2 del presente trabajo. ....	80
Figura 3-1-7: A: Duplex de techo pasivo en la estructura de Ramos, modificado de Belotti et al., (1995); B: Estructura de Sábalo (Snia de San Antonio), con los buzamientos medidos en el pozo SBL-X1, modificado de Rebay et al., (2001); C: Sección esquemática de estructuras de dúplex de techo pasivo (según Bonini, 2007). ....	81
Figura 3-1-8: A: Duplex de techo activo en las estructuras de Suaruro y Mandiyuti (modificado de Zapata et al., 2005); B: Sección esquemática de dúplex de techo activo (según Bonini, 2007). ....	82

Figura 3-1-9: A: Duplex de techo compuesto en las estructuras de Charagua y Mandeyapecua (según Dunn et al., 1995); B: Sección esquemática de dúplex de techo compuesto (según Bonini, 2007).	83
Figura 3-1-10: Pliegue de flexión de falla en la estructura de Mandeyapecua (según Giraudo y Limachi, 2001).	83
Figura 3-2-1 Provincias geológicas de Bolivia (ANH)	85
Figura 3-2-2- Esquema estructural de los Andes Bolivianos (Sempere et al., 1988)	86
Figura 3-2-3 curvas de nivel de 100m (elaboración propia)	87
Figura 3-2-4 topografía a partir de curvas de nivel (elaboración propia)	87
Figura 3-2-5 Mapa topográfico con una imagen satelital (Elaboración propia)	88
Figura 3-2-6 Mapa topográfico (Elaboración Propia)	90
Figura 3-2-7 Ubicación de los diferentes perfiles geológicos con la imagen satelital (Elaboración Propia)	90
Figura 3-2-8 Ubicación de los perfiles geológicos (Elaboración Propia)	91
Figura 3-2-9 Perfil geológico A (Elaboración propia)	92
Figura 3-2-10 Perfil geológico B (Elaboración propia)	92
Figura 3-2-11 Perfil geológico c (Elaboración propia)	93
Figura 3-3-11 Columna estratigráfica generalizada (actualizado por :Ing Sarmiento 200...	95
Figura 4-1 La forma como se maneja la exploración en Bolivia (YPFB)	99

## **RESUMEN**

El presente proyecto se refiere al estudio y análisis técnico, económico del Huacareta ya que el área está reservada por YPFB, el área Huacareta es no tradicional. El estudio que se realiza en el presente proyecto es Geológico estructural, por tal motivo se da mucha referencia a la secuencia estructural, conocimientos geológicos. Principalmente en lo estructural. Los movimientos tectónicos causan deformaciones en las rocas como pliegues, fallas, fracturas, hundimientos, levantamientos, desplazamientos, compresión, etc. Estas estructuras geológicas producidas por estos movimientos son importantes desde el punto de vista de la economía, porque algunas de estas estructuras son reservorios de petróleo y de gas natural.

La Geología Estructural constituye uno de los pilares del conocimiento Geológico y su papel y significado ha variado a lo largo del tiempo presentando gran cantidad de sinónimos que actualmente llevan, en ocasiones, a cierto grado de confusión y cuya utilización suele depender del uso y la costumbre en las distintas escuelas geológicas.

Huacareta se encuentra en la región morfoestructural y provincia geológica conocida como Subandino Sur y cuenca sedimentaria de Tarija. El área seleccionada del área Huacareta se observa una deformación típica del sub Andino de Bolivia, con presencia de fallas inversa y pliegues como anticlinales y sinclinales, las cuales la hacen un área de interés Hidrocarburífero.

## **CAPITULO I GENERALIDADES**

### **1. INTRODUCCION**

El presente proyecto se refiere al estudio y análisis técnico económico de las áreas Huacareta ya que el área está reservada por YPFB, el área Huacareta es no tradicional.

El estudio que se realiza en el presente proyecto es Geológico estructural, por tal motivo se da mucha referencia a la secuencia estructural, conocimientos geológicos. Principalmente en lo estructural.

Los movimientos tectónicos causan deformaciones en las rocas como pliegues, fallas, fracturas, hundimientos, levantamientos, desplazamientos, compresión, etc.

Estas estructuras geológicas producidas por estos movimientos son importantes desde el punto de vista de la economía, porque algunas de estas estructuras son reservorios de hidrocarburos y de gas natural.

### **2. ANTECEDENTES**

#### **AREA HUACARETA**

El área Huacareta fue reservada a YPFB para la exploración y explotación por las siguientes leyes.

*Bolivia: Ley N° 420, 2 de octubre de 2013*

Autoriza a Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos - YPFB, suscribir el contrato de servicios petroleros para la exploración y explotación de áreas reservadas a favor de YPFB, correspondiente al Área Huacareta, ubicado en los departamentos de Chuquisaca y Tarija, con la empresa BG BOLIVIA CORPORATION (Sucursal Bolivia) (<http://www.gacetaoficialdebolivia.gob.bo>).

*Bolivia: Ley N° 468, 26 de diciembre de 2013*

se aprueba el contrato de servicios petroleros para la exploración y explotación de áreas reservadas, a favor de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos - YPFB, correspondiente al Área Huacareta, ubicado en los departamentos de Chuquisaca y Tarija, suscrito en fecha 23 de octubre de 2013 entre YPFB y la empresa BG BOLIVIA CORPORATION (Sucursal Bolivia) (<http://www.gacetaoficialdebolivia.gob.bo>).

*Bolivia: Ley N° 918, 28 de marzo de 2017*

27 DE MARZO DE 2017.- Aprueba la Adenda al Contrato de Servicios Petroleros para la exploración y explotación de áreas reservadas a favor de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos – YPFB, correspondiente al Área Huacareta, autorizado mediante Ley N° 420 de 1 de octubre de 2013, suscrito el 23 de octubre de 2013 y aprobado por Ley N° 468 de 26 de diciembre de 2013) (<http://www.gacetaoficialdebolivia.gob.bo>).

## UBICACION

El área Huacareta se encuentra en el sur de Bolivia en el departamento de Tarija y Chuquisaca.

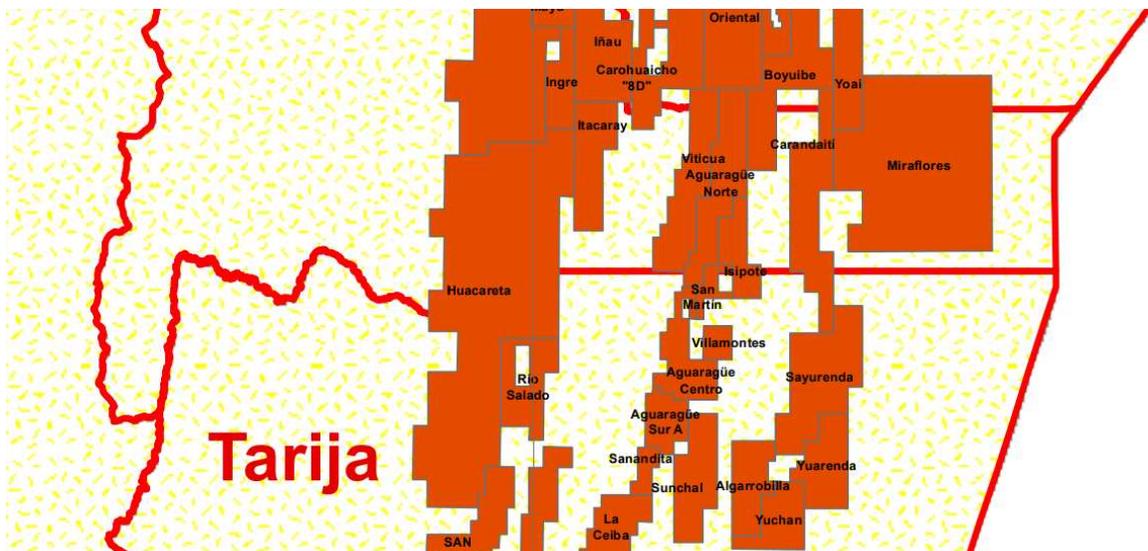


Figura 1.- Ubicación de distintas áreas reservadas por YPFB

## 3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

### 3.1 Identificación del Problema

Hoy en día, en la vida diaria de cada persona, el consumo de energía proveniente de restos fósiles, esto ha crecido a niveles descomunales llevando a las compañías petroleras a realizar búsquedas exhaustivas por toda la superficie terrestre y también a través del lecho marino poniendo en práctica técnicas y conocimientos que se han ido mejorando con el paso de los años.

En la ingeniería Petrolera actual se han descubierto muchas formas de extraer este valioso recurso conocido también como “oro negro”, en México no es la excepción, ya que contamos con una considerable estructura petrolera que está presente tanto en el territorio nacional, así, como en sus aguas, aunado a esto es necesario la participación de personal humano calificado y capacitado para realizar los diferentes procesos de exploración, perforación, producción y extracción para su uso y consumo.

Cuando hablamos del proceso de perforación que es la culminación del proceso de exploración, una de las partes principales de esta actividad, es necesario comprender el comportamiento de la superficie terrestre, su mecánica, su biología, su química, su estructura, su física y su evolución a través del espacio y tiempo, ya que ello nos permite generar un análisis cualitativo y cuantitativo de la relación que existe entre las diversas rocas que conforman la corteza terrestre.

Los movimientos tectónicos causan deformaciones en las rocas como pliegues, fallas, fracturas, hundimientos, levantamientos, desplazamientos, compresión, etc.

Estas estructuras geológicas producidas por estos movimientos son importantes desde el punto de vista de la economía, porque algunas de estas estructuras son reservorios de hidrocarburos y de gas natural.

La industria petrolera está integrada principalmente por cuatro factores primordiales, los cuales son la Exploración, la Producción, la Refinación y la Petroquímica, estos a su vez se complementan de diversas disciplinas de las ciencias como la geología, la física, la química, además de diferentes ingenierías como la ingeniería civil, la ingeniería eléctrica, mecánica, hidráulica, industrial, computacional, informática, económica, financiera, administrativa y contabilidad.

Los pozos exploratorios son perforados posteriormente, dependiendo de los resultados obtenidos de la estratigrafía, para certificar o comprobar la presencia de reservas de hidrocarburos en los yacimientos del subsuelo, que son posteriormente explotados.

El yacimiento es una roca porosa y permeable en el subsuelo que contiene en sus espacios porosos hidrocarburos líquidos o gaseosos con características que permiten su explotación, también es una de las partes más importantes en la Ingeniería petrolera, ya que es el vínculo entre el reservorio de hidrocarburos y los sistemas de producción en superficie.

### **3.2 Formulación del Problema**

Por tal motivo del estudio es comprender como está conformado estructuralmente en el subsuelo en el área Huacareta.

## 4. OBJETIVOS

### 4.1 Objetivo General

Estudiar la geología estructural del área HUACARETA

### 4.2 Objetivos Específicos

- Elaborar un perfil topográfico del lugar
- Analizar los datos obtenidos del área Huacareta
- Indagar el subsuelo hasta la formación Humampampa
- Realizar los perfiles geológicos

## 5. JUSTIFICACION

### 5.1 Justificación Técnica

El presente proyecto realizara un estudio geológico estructural del área Huacareta con todos los conocimientos adquiridos en la carrera de Ingeniería petrolera y también aportar en la carrera mencionada.

### 5.2 Justificación Económica

El estudio mencionado en este proyecto daría una alternativa de poder seguir realizando pozos de desarrollo así poder generar más ingresos económicos para nuestro país.

## 6. ALCANCE

### 6.1 Alcance Geográfico

- Realizar un estudio de relieve usando mapas topográficos
- Realizar perfiles topográficos y perfiles geológicos usando mapas geológicos y más informaciones que ayude al proyecto.
- El proyecto se ubica en el límite entre los departamentos Chuquisaca y Tarija, como se observa en la figura.



Figura 2.- Ubicación geográfica del area del proyecto (Elaboracion propia en Argis)

## CAPITULO II MARCO TEORICO

### 2.1 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La **Geología Estructural** constituye uno de los pilares del conocimiento Geológico y su papel y significado ha variado a lo largo del tiempo presentando gran cantidad de sinónimos que actualmente llevan, en ocasiones, a cierto grado de confusión y cuya utilización suele depender del uso y la costumbre en las distintas escuelas geológicas.

El origen de la Geología Estructural viene de la **Geodinámica**, una de las tres ramas en las que se dividió la Geología a principios del siglo XIX y que han perdurado hasta bastante entrado el siglo presente, las otras dos ramas serían la Geognosia y la Geología Histórica. La Geodinámica sería la rama encargada de la descripción de los procesos exógenos y endógenos que daban lugar a las estructuras y a los relieves de la Tierra (Martínez, 2002).

La confusión acarreada por un término que abarcaba unos objetivos tan poco definidos y tan sumamente diversos hizo que se acuñasen dos nuevos términos que son sinónimos y que sirvieron para delimitar el cuerpo de doctrina que conocemos en la actualidad como Geología Estructural. Por un lado, el término **Tectónica** (del griego *tektos*, constructor, arquitecto) fue definido por Nauman (1850) y por otro el de **Geología Estructural** (del latín *struere*, construir) que fue creado por Geikie (1905) tienen la misma raíz, indicando que su objetivo es común. A partir de entonces se ha tendido a utilizar estos términos de forma sinónima, aunque el uso habitual, impuesto por la literatura anglosajona, ha hecho cierta distinción entre estos dos términos. Se puede decir que la Geología Estructural trata de la forma, distribución y estructura interna de las rocas, haciendo especial énfasis en los procesos que intervienen en su deformación tanto a pequeña como a mediana escala, mientras que la Tectónica trata de la arquitectura global de la Tierra, sobre todo de su parte superior. De alguna manera se puede decir que la Geología Estructural trata de la descripción de las rocas y los procesos que tienen lugar en la corteza terrestre mientras que la Tectónica se ocupa de los procesos que ocurren en toda la litosfera. Debido a la inaccesibilidad completa de la litosfera surge otra distinción entre la Geología Estructural y la Tectónica; por un lado la Geología Estructural utiliza, sobre todo, la observación directa de las rocas, describiendo los resultados de los distintos procesos que tienen lugar e infiriendo cuáles de los mismos han tenido lugar y en qué momentos, mientras que, por otro lado, la Tectónica necesita, en muchos casos, de los métodos propios de otras Ciencias de la Tierra además de los de la Geología Estructural, como pueden ser la **Geofísica** o la **Geodesia**.

Además, dentro de la Geología estructural se individualiza un cuerpo de doctrina especializado que se denomina **Análisis Estructural** que tiene como fin aportar a la Geología Estructural y la Tectónica, métodos avanzados que incorporen de la física, la

química o las matemáticas, los principios necesarios para abordar el estudio de las estructuras y de los procesos que las producen.

La **Dinámica Global** es el resultado de la incorporación del **Paradigma** actual de la Geología a la Geología Estructural y la Tectónica. Así, estas dos ciencias geológicas tienen que ver con la descripción y reconstrucción de los procesos provocados por los movimientos inexorables que han moldeado y moldean nuestro planeta. La descripción de estos movimientos, las causas que los provocan y sus efectos son los que entran dentro de lo que se conoce como Dinámica Global.

### **Objetivos de la geología estructural**

El primer objetivo de la Geología Estructural es la descripción geométrica de los cuerpos rocosos; desde este punto de vista los cuerpos rocosos pueden ser clasificados en diversos grupos atendiendo a varios criterios: geométricos; de significado geológico; de edad de formación; de los procesos que los originó; de la cohesión mesoscópica durante la deformación; de los efectos de la deformación frente a un marco de referencia; y de la distribución de la deformación

En consecuencia, podemos incluir cualquier roca que nosotros describamos en una o varias de estas clasificaciones; este hecho hace que el estudio de la Geología Estructural deba de hacer hincapié en estas diversas clasificaciones para, posteriormente, poder incluir en ellas, de manera precisa, las distintas estructuras que se describan a lo largo del curso.

El segundo objetivo a tener en cuenta es el análisis cinemático y dinámico de los procesos que dan lugar a las estructuras que han descrito previamente desde un punto de vista geométrico; es decir, describir los desplazamientos (deformaciones, rotaciones y traslaciones) que dan lugar a la formación de una estructura y establecer el modelo de esfuerzo y la naturaleza de las fuerzas que causan dichas deformaciones.

Un tercer objetivo consiste en la elaboración de modelos que expliquen las estructuras descritas. Estos modelos son: de tipo geométrico cuando interpretan la orientación y distribución tridimensional de las estructuras dentro de la Tierra; cinemáticos cuando explican la evolución específica de una estructura a lo largo del tiempo, desde el estado indeformado hasta la configuración actual de la estructura; y mecánicos cuando se utilizan los conocimientos de la física del medio continuo para explicar el comportamiento de las rocas en respuesta a determinadas fuerzas aplicadas sobre ellas. Estos modelos se realizan a todas las escalas, sirven para entender mejor los procesos que intervienen en la dinámica terrestre, deben de estar basados en la observación rigurosa de las estructuras y deben de perfeccionarse continuamente con nuevas observaciones.

## Objetivos de la dinámica global

La aceptación definitiva por la comunidad científica del nuevo paradigma en las Ciencias de la Tierra, la Tectónica de Placas, es relativamente reciente y ello hace que los objetivos de la Dinámica Global estén, en algunos aspectos, aún bajo revisión. Estos objetivos son difíciles de sistematizar, al contrario de lo que ocurre en el caso de la Geología Estructural, y deben de ser desglosados de manera particular. Caben destacar como objetivos más importantes los que se refieren al conocimiento de los diferentes temas que se enumeran a continuación: geometría y cinemática del movimiento de las placas; historia del movimiento de las placas; geología y tectónica de los márgenes de las placas; geología y tectónica del interior de las placas; los procesos de colisión; la interpretación de los orógenos de colisión; y las causas de los movimientos de las placas

Todos estos objetivos pueden ser resumidos como el entendimiento unificado de los procesos geológicos, como demuestra el hecho de que la geología como un todo ha evolucionado desde una ciencia fragmentaria a una ciencia unificada y madura a través de la aceptación del mencionado paradigma.

## 2.2 ESFUERZO

### 2.2.1 FUERZA: DEFINICION, TIPOS Y UNIDADES DE MEDIDA

Se define **fuerza** como una magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna, es decir, tiende a producir una deformación. Debido a su carácter vectorial, varias fuerzas actuando sobre un mismo punto pueden combinarse o sumarse en una sola y, similarmente, una fuerza puede considerarse que está compuesta de varias y puede descomponerse en ellas. Hay dos tipos de fuerzas: del cuerpo (o másicas) y de superficie.

Las **fuerzas del cuerpo** o másicas («*body forces*») están en relación directa con la masa del cuerpo al cual se aplican, aunque su origen puede ser debido a causas externas. Son fuerzas del cuerpo las inducidas por la gravedad, la centrífuga o las creadas por campos magnéticos, por ejemplo. Sólo la gravedad es importante en los procesos que dan lugar a deformaciones de las rocas.

Las **fuerzas de superficie** («*surface forces*») dependen siempre de causas externas al cuerpo y no guardan ninguna relación con la masa del mismo. Se llaman así porque se puede considerar que son aplicadas a una superficie del cuerpo. Las fuerzas de superficie se subdividen en simples y compuestas (Fig.2-1). Las simples tienden a producir movimiento y

las compuestas tienden a producir distorsión. Que realmente produzcan o no deformación, dependerá de su intensidad y de las propiedades del cuerpo o de su situación.

Las fuerzas compuestas que consisten en dos fuerzas actuando en sentidos contrarios a lo largo de la misma línea recta se dividen en tensionales, cuando son divergentes, y compresivas o compresionales, cuando convergen hacia el cuerpo (Fig.2-1). Dos fuerzas actuando en sentidos contrarios según dos rectas paralelas constituyen lo que se llama un par de fuerzas o cupla. Las fuerzas compuestas pueden ser aún más complicadas, como en el caso de dos pares de fuerzas representado al final de la Fig.2-1, que tienden a producir una torsión.

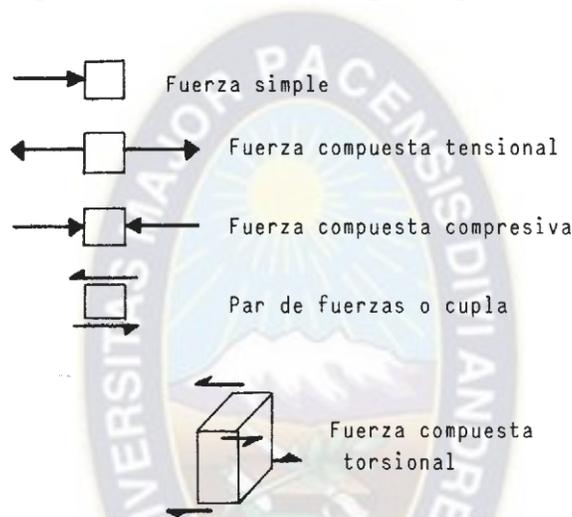


Figura 2-1- Tipos de fuerzas de superficie.

### 2.2.2 ESFUERZO: DEFINICION Y UNIDADES DE MEDIDA

El **esfuerzo** («*stress*») se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo. Es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica. Es importante comprender esta relación entre fuerza aplicada y superficie sobre la que se aplica: una fuerza aplicada a un cuerpo es la misma con independencia de la superficie del mismo sobre la cual se aplique. De hecho, se aplica a todo el cuerpo y, por tanto, a todas las infinitas superficies contenidas en él, aunque nosotros podemos considerar su efecto sobre una o varias en particular. En cambio, esa misma fuerza no genera el mismo esfuerzo sobre cada una de las superficies del cuerpo, pues al variar la superficie, varía la relación fuerza / superficie, que es el esfuerzo.

Las unidades de esfuerzo se definen como la unidad de fuerza en cada sistema dividida por la unidad de superficie:

En el Sistema Cegesimal, es la **baria**:  $1 \text{ baria} = 1 \text{ dina} / \text{cm}^2$

Esta unidad representa un esfuerzo demasiado pequeño para ser usada en geología, utilizándose generalmente sus múltiplos denominados **bar** y **kilobar**

En el Sistema Internacional, la unidad es el **pascal** (Pa): 1 pascal = 1 newton / m<sup>2</sup> Esta unidad es también pequeña, por lo que se usan sus múltiplos **megapascal** y **gigapascal**.

### **2.2.3 TIPOS DE ESFUERZO: PRESION LITOSTATICA Y ESFUERZOS DEBIDOS A FUERZAS DE SUPERFICIE**

Dado que existen fuerzas del cuerpo y fuerzas de superficie, los esfuerzos causados por esas fuerzas serán de distintos tipos. En Geología, nos interesan los esfuerzos causados en las rocas por la gravedad y los que son causados por fuerzas independientes de la masa del cuerpo en cuestión, es decir, fuerzas de superficie, tal como las habíamos definido previamente.

La gravedad crea el esfuerzo llamado **presión litostática**, que es el esfuerzo que sufre un determinado punto de la Tierra debido al peso de las rocas que tiene encima. Puede establecerse una comparación con la presión hidrostática en los líquidos, que es igual al esfuerzo creado por la columna de líquido que hay encima de un determinado punto del mismo. La presión hidrostática es igual en todas las direcciones, de forma que no sólo actúa en la vertical. Esto puede comprobarse sumergiendo un pequeño globo esférico inflado de gas en una piscina o tanque: el globo va perdiendo volumen al ser sumergido, debido a la presión que ejerce el líquido, pero su forma sigue siendo esférica, lo que indica que se comprime en todas direcciones por igual.

La presión litostática se calcula mediante la fórmula:

$$P_l = \rho \cdot g \cdot z$$

donde  $\rho$  es la densidad media de las rocas que hay por encima del punto,  $g$  el valor de la aceleración de la gravedad y  $z$  la profundidad.

La presión litostática no suele ser de tipo hidrostático, salvo que las rocas se comporten como líquidos, lo cual sucede en los magmas. En general, por tanto, el esfuerzo en la dirección vertical al que está sometido un punto de la Tierra en profundidad, es igual a la presión litostática, mientras que el esfuerzo en cualquier otra dirección, suele ser diferente. Las diferencias dependen mucho de las propiedades mecánicas de las rocas y, así, a grandes profundidades, donde las rocas están muy calientes y sometidas a una gran presión, se comportan casi como líquidos y, por ello, las diferencias de presión en unas direcciones u otras son mínimas.

En general, se admite que las deformaciones son tan lentas en Geología, que puede considerarse que en un instante dado, los cuerpos están en equilibrio. Puede, por tanto, aplicárseles la tercera ley del movimiento de Newton, según la cual, para un cuerpo en reposo o en movimiento constante, para cada acción (fuerza) existe una reacción igual en magnitud y dirección y de sentido contrario. Por lo tanto, se puede considerar siempre el esfuerzo como causado por una pareja de fuerzas compuestas, tensionales o compresivas, o bien una cupla, actuando sobre una superficie. Esto vale para la presión litostática y para los esfuerzos causados por fuerzas de superficie.

Como se mencionó antes, la misma fuerza actuando sobre distintos planos crea distintos esfuerzos. En la *Fig. 1-2* se ha representado una fuerza de superficie,  $F$ , que actúa sobre un cuerpo rectangular. El esfuerzo que esa fuerza produce sobre una superficie  $S$  perpendicular a ella es  $E_s$  y el producido sobre otra superficie  $S'$  que forma con la fuerza un ángulo  $\theta$  es  $E_{s'}$ . Dado que el esfuerzo es la relación entre la fuerza y la superficie sobre la que actúa:  $E_s = F / S$ , la fuerza  $F$  puede expresarse en función del esfuerzo que actúa sobre  $S$ :  $F = E_s \cdot S$ .

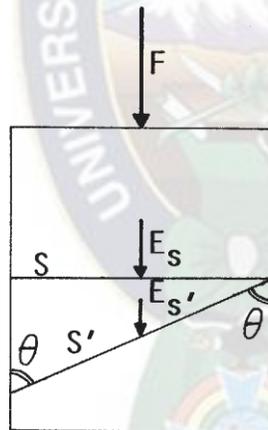


Figura 2-2 esfuerzo que actúa sobre una superficie inclinada.

### Componentes del esfuerzo

Los esfuerzos causados por fuerzas de superficie son también magnitudes vectoriales, que pueden componerse y descomponerse como tales. Naturalmente, sólo pueden componerse los esfuerzos que actúan sobre un determinado plano y, de forma similar, cuando un vector esfuerzo que actúa sobre un plano se descompone, las componentes obtenidas sólo actúan sobre ese plano.

En el caso general, un vector esfuerzo que actúa sobre un plano lo hace oblicuamente a él. Un esfuerzo que actúe perpendicularmente a un plano se denomina **esfuerzo normal**, y uno que actúe paralelamente a un plano, **esfuerzo de cizalla**. Un vector esfuerzo oblicuo puede descomponerse en uno perpendicular al plano y en otro paralelo a él (Fig. 1-3). Esta descomposición da lugar a las componentes del esfuerzo, que se llaman respectivamente normal y de cizalla y se denotan con las letras griegas  $\sigma$  (sigma) y  $\tau$  (tau) respectivamente. Dado que vamos a operar siempre con esfuerzos compuestos, el esfuerzo normal es el que tiende a comprimir o separar, según sea compresivo o tensional, las dos partes del cuerpo que quedan a ambos lados del plano sobre el que actúa. En cambio, el esfuerzo de cizalla tiende a romper el cuerpo por ese plano y a desplazar las dos mitades del cuerpo una junto a la otra.

Las componentes de un esfuerzo  $E$  que actúa sobre un plano con el que forma un ángulo  $\theta$  son (Fig.1-3):

$$\sigma = E \cdot \text{sen } \theta , \quad \tau = E \cdot \text{cos } \theta$$

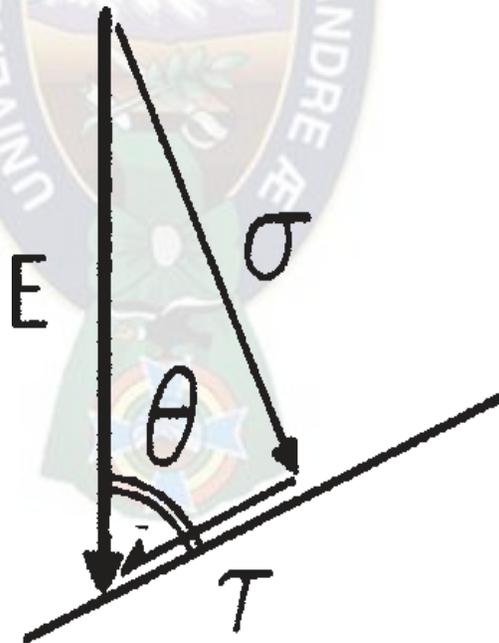


Figura 2-3. Componentes del esfuerzo

$$\sigma_s = E_s , \quad \tau_s = 0$$

El esfuerzo  $E_{s'}$  que actúa sobre la superficie  $S'$  tiene las siguientes componentes:

$$\sigma_{s'} = E_{s'} \cdot \sin \theta = E_s \cdot \sin^2 \theta, \quad \tau_{s'} = E_{s'} \cdot \cos \theta = E_s \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta$$

## 2.2.4 CLASES DE ESTADO DE ESFUERZO

Los estados de esfuerzo se clasifican en uniaxial, biaxial y triaxial, según que dos, uno o ninguno de los esfuerzos principales sea cero:

**Estado de esfuerzo uniaxial:** sólo existe un esfuerzo principal. La figura geométrica que lo representa es un par de flechas de igual magnitud y sentidos opuestos.

**Estado de esfuerzo biaxial:** sólo existen dos esfuerzos principales, p. ej.,  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ . La figura que lo representa es, en el caso general una elipse, formada por las puntas de todos los vectores, si éstos son tensionales, o por el extremo de las colas si son compresivos (Fig.2-4). Si  $\sigma_1 = \sigma_2$ , la figura geométrica es una circunferencia. Si  $\sigma_1$  es compresivo y  $\sigma_2$  es tensional, entonces la figura que une las puntas o las colas no es una elipse y no puede hablarse de elipse de esfuerzos en ese caso.

**Estado de esfuerzo triaxial:** existen tres esfuerzos principales:  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ . La figura es en este caso un elipsoide salvo que  $\sigma_1$  sea compresivo y  $\sigma_3$  sea tensional, en cuyo caso no puede hablarse de elipsoide de esfuerzo, aunque sí de estado y de tensor de esfuerzo. Los esfuerzos triaxiales son los normales en la naturaleza y se subdividen en poliaxiales, axiales e hidrostáticos:

**Estado de esfuerzo poliaxial:**  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . Los tres esfuerzos principales son diferentes y la figura que lo representa es un elipsoide de tres ejes.

**Estado de esfuerzo axial:**  $\sigma_1 = \sigma_2$  o bien  $\sigma_2 = \sigma_3$ . Dos de los esfuerzos principales son iguales y la figura que lo representa es un elipsoide de revolución, es decir, uno cuya superficie puede ser generada girando una elipse alrededor de uno de sus ejes. En este caso, hay infinitos planos principales: el perpendicular al eje de revolución y todos los que lo contienen.

**Estado de esfuerzo hidrostático:**  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ . Los tres esfuerzos principales son iguales y la figura que lo representa es una superficie esférica. En este caso, los esfuerzos en todas direcciones son iguales y todos son principales, es decir, todos actúan sobre planos perpendiculares a ellos. Por tanto, en un estado de esfuerzo de este tipo, que es el que se da en los fluidos en reposo, no hay ningún plano que esté sometido a esfuerzos de cizalla. Esto es evidente pues, dado que los fluidos oponen muy poca resistencia a los esfuerzos, si, p. ej. en un líquido en reposo hubiera planos sometidos a esfuerzos de cizalla, se produciría un movimiento de líquido a ambos lados del plano, con lo que dejaría de estar en reposo.

Los líquidos en movimiento pueden estar sometidos a esfuerzos de cizalla o, a la inversa, si se somete a un líquido a esfuerzos de cizalla, se producirá un flujo en el mismo. Normalmente, el flujo durará hasta que se alcancen de nuevo condiciones de equilibrio, momento en el cual el estado de esfuerzo volverá a ser hidrostático en cada punto. El no poder ser sometidos a esfuerzos de cizalla permanentes es una propiedad de los fluidos.

### 2.2.5.- CIRCULO DE MOHR PARA ESFUERZOS

Aunque en la naturaleza los estados de esfuerzo son siempre triaxiales, a menudo se trabaja como si uno de los esfuerzos principales no contara para nada. No es que sea cero, sino que un esfuerzo principal, p. ej.  $\sigma_3$ , no influye para nada en los planos que lo contienen. Entonces, se puede trabajar en el plano definido por los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  y calcular esfuerzos y

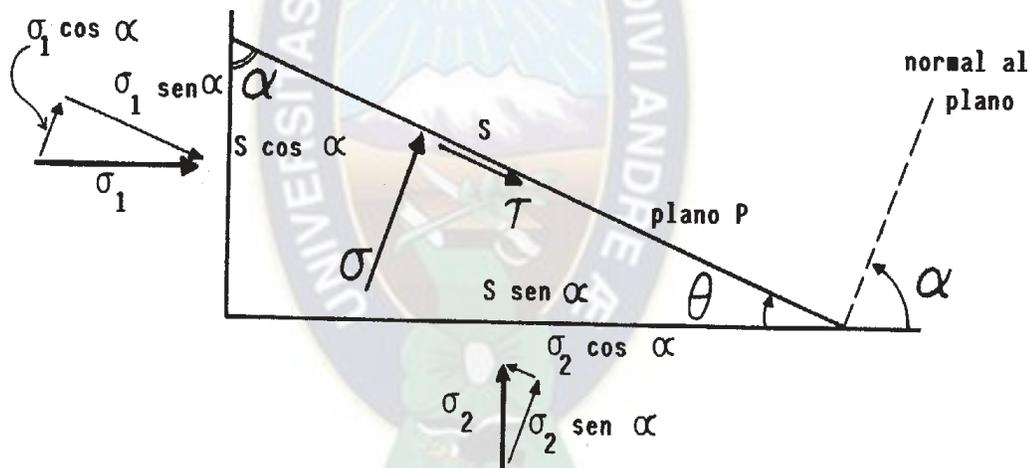


Figura 2-4- Cálculo de las componentes normal y de cizalla sobre un plano cualquiera en dos dimensiones.

componentes de esfuerzo en los planos paralelos a  $\sigma_3$ , que aparecen en el plano definido por  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  como líneas rectas. Es decir, trabajamos en dos dimensiones en uno de los planos principales del elipsoide.

Vamos a calcular las componentes del esfuerzo normal y de cizalla,  $\sigma$  y  $\tau$ , sobre un plano cualquiera P en dos dimensiones (o que contiene al esfuerzo principal  $\sigma_3$ ), a partir del conocimiento de los dos esfuerzos principales que actúan sobre ese plano. En la Fig.2-5 pueden apreciarse las direcciones de los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ , así como su magnitud.

La dirección de aplicación de  $\sigma_1$  forma con el plano P un ángulo  $\theta$  y con su normal un ángulo  $\alpha$ .

Cada uno de los esfuerzos principales puede descomponerse en dos esfuerzos, actuando sobre el mismo plano principal: uno de dirección paralela al plano P y otro perpendicular a él.

Las componentes perpendiculares a P son:  $\sigma_1 \cdot \cos \alpha$  y  $\sigma_2 \cdot \sen \alpha$

Las componentes paralelas a P son:  $\sigma_1 \cdot \sen \alpha$  y  $\sigma_2 \cdot \cos \alpha$

Para calcular las componentes  $\sigma$  y  $\tau$  sobre el plano P, necesitamos calcular las fuerzas que originan los esfuerzos principales y sus componentes, para lo cual tenemos que multiplicar cada esfuerzo por la superficie sobre la que actúa. Después, la suma de las fuerzas perpendiculares al plano P, divididas por su superficie, nos darán la componente normal y la suma de las fuerzas paralelas al plano P, divididas por su superficie, nos darán la componente de cizalla. Si el plano P tiene una superficie S, entonces, la superficie sobre la que actúa  $\sigma_1$  es  $S \cdot \cos \alpha$  y la superficie sobre la que actúa  $\sigma_2$  es  $S \cdot \sen \alpha$ . Según el razonamiento anterior:

$$\sigma = (\sigma_1 \cdot \cos \alpha \cdot S \cdot \cos \alpha + \sigma_2 \cdot \sen \alpha \cdot S \cdot \sen \alpha) / S$$

$$\tau = (\sigma_1 \cdot \sen \alpha \cdot S \cdot \cos \alpha - \sigma_2 \cdot \cos \alpha \cdot S \cdot \sen \alpha) / S$$

(obsérvese que en este último caso, las dos fuerzas que intervienen tienen sentidos contrarios y, por tanto, deben restarse). Simplificando:

$$\sigma = \sigma_1 \cdot \cos^2 \alpha + \sigma_2 \cdot \sen^2 \alpha$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sen \alpha \cdot \cos \alpha$$

Se pueden poner esas ecuaciones en función del ángulo doble, utilizando las siguientes igualdades trigonométricas:

$$\sen \alpha \cdot \cos \alpha = 1/2 \sen 2 \alpha$$

$$\cos^2 \alpha = 1/2 (1 + \cos 2 \alpha)$$

$$\sen^2 \alpha = 1/2 (1 - \cos 2 \alpha)$$

Sustituyendo en las dos ecuaciones se obtiene:

$$\sigma = 1/2 (\sigma_1 + \sigma_2) + 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \cos 2 \alpha \quad \tau = 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sen 2 \alpha$$

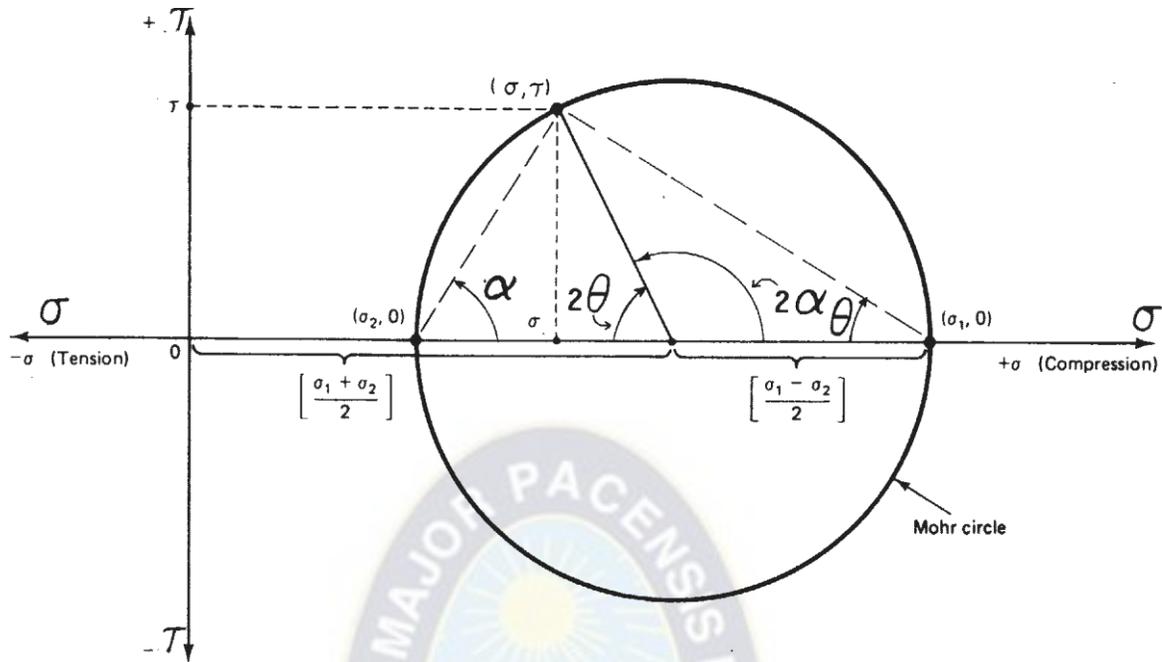


Figura 2-5- circulo de Mohr para esfuerzos.

## 2.3.- DEFORMACION

### 2.3.1.- DEFINICION Y TIPOS

Definimos **deformación** como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufrido por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos y explicamos que una deformación puede constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación y distorsión. En el caso general, una deformación las incluye a todas, pero deformaciones particulares pueden constar de tres, dos o una de las componentes.

Las deformaciones son causadas por esfuerzos, de forma que ambos conceptos están ligados por una relación de causa a efecto. Aparte de ser conceptos distintos, hay una diferencia en el tratamiento de unos y otras que merece la pena destacar: los esfuerzos se definen y se analizan para un instante dado, mientras que las deformaciones miden cambios producidos en un intervalo de tiempo y se analizan comparando un estado final con uno inicial.

Las dos primeras componentes de la deformación producen cambios en la posición del cuerpo, pero no de su forma ni de sus relaciones geométricas internas. Ante deformaciones

de ese tipo, el cuerpo se mueve como un objeto rígido y, por ello, se llaman **deformaciones de cuerpo rígido** o **movimientos rígidos**. Las dos últimas componentes producen cambios en la forma y/o

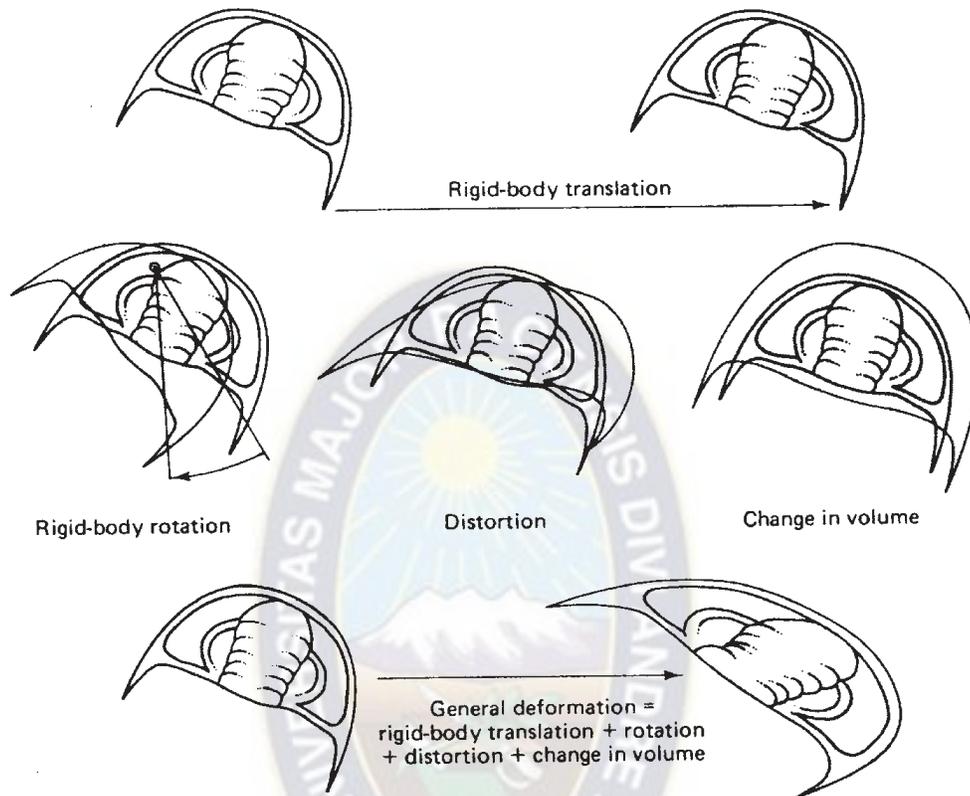


Figura 3-1- Las cuatro componentes de la deformación ilustradas con la cabeza de un trilobite junto a un trilobite completo deformado.

en las relaciones geométricas internas. Por ejemplo, una dilatación no cambia la forma, pero aproxima o aleja unas partículas y otras, con lo que las relaciones geométricas internas resultan modificadas. La distorsión cambia la forma general del cuerpo y sus relaciones geométricas internas. Las partículas se alejan o se aproximan y las líneas cambian el ángulo que forman entre sí. Esto produce translaciones y rotaciones dentro del cuerpo que ya no se está comportando rígidamente. Por tanto, estas translaciones y rotaciones son diferentes de las que producen una translación o rotación de todo el cuerpo y que llamábamos movimientos rígidos, y se engloban dentro del término **deformación interna** (“*strain*”).

La Fig.3-1 muestra las distintas componentes de la deformación con el ejemplo de la cabeza de un trilobite. En la parte superior se muestra una **translación rígida**, en el centro, de izda. a dcha., una rotación rígida, una distorsión y una dilatación y debajo una deformación general con las cuatro componentes. Obsérvese que en el caso de la **rotación rígida**, todas

las líneas del fósil han girado el mismo ángulo con respecto a una referencia externa, p. ej., una línea horizontal, mientras que en la distorsión, la línea de simetría central y su normal, han dejado de formar un ángulo de  $90^\circ$ , lo que implica que han girado un ángulo distinto. Esto se aprecia mejor en el caso de la deformación general, en la parte inferior de la figura.

La deformación interna puede clasificarse atendiendo a distintos criterios. El primero de ellos es la continuidad: si una deformación interna no separa ningún par de puntos materiales que estuvieran juntos antes de la deformación se dice que es **continua** o **afín**. En el caso contrario se denomina **discontinua** o **no afín** (Fig.3-2). Este último caso implica que han intervenido discontinuidades, bien porque han sido creadas por la deformación en cuestión, bien porque ya existían y han sido utilizadas por la deformación.

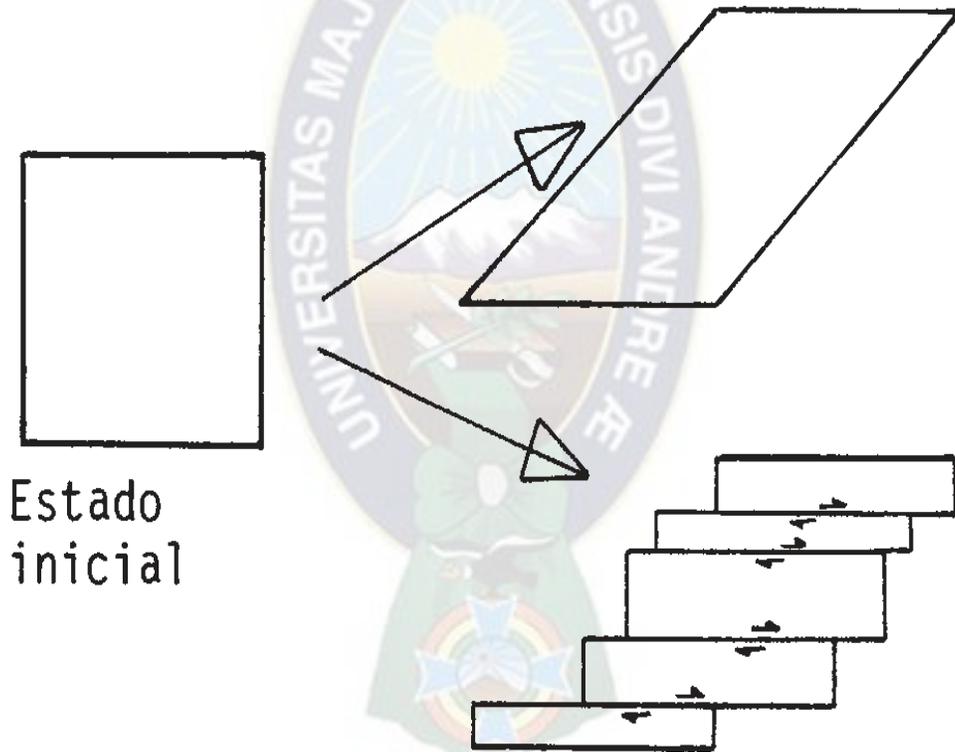


Figura 3-2- Deformación continua o afín (arriba) y discontinua o no afín (abajo).

Otro criterio que se utiliza para clasificar la deformación interna es el de los resultados físicos. Según él, se clasifica en frágil y dúctil. La **deformación frágil** (“brittle”) es la que produce rotura, mientras que la **deformación dúctil** (“ductile”) se realiza sin que el cuerpo se fracture. Es obvio que la deformación frágil es discontinua y que la dúctil es continua. La deformación dúctil

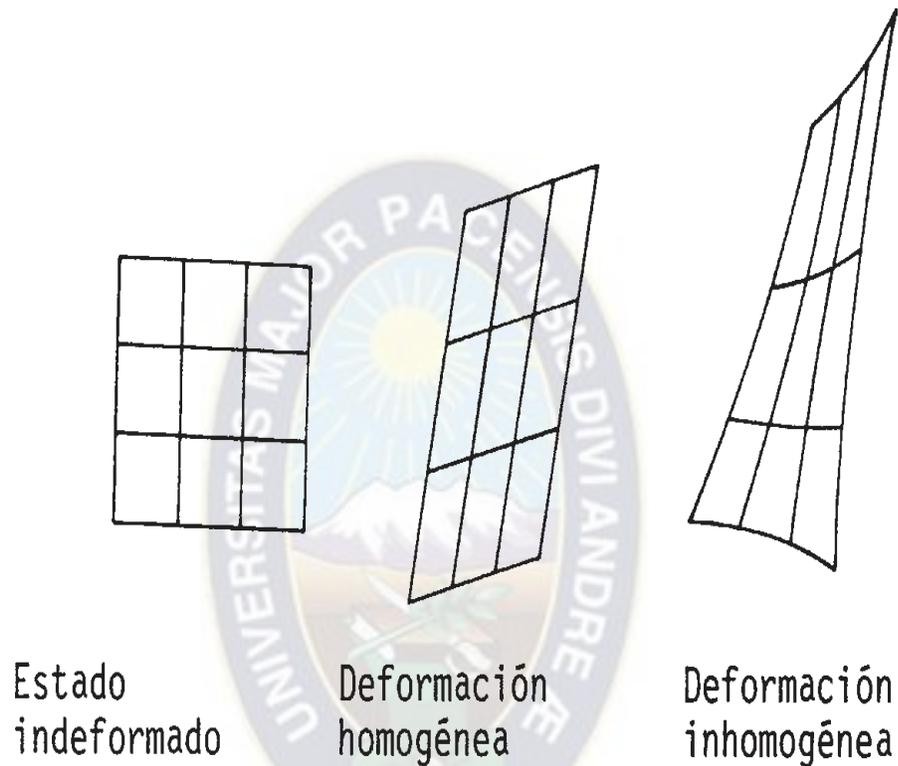


Figura 3-3- Deformación homogénea e inhomogénea.

puede subdividirse en elástica y permanente. **Deformación elástica** es aquella en la cual se produce deformación por aplicación de un campo de esfuerzos pero si los esfuerzos se retiran, la deformación se pierde, recuperando el cuerpo su forma original. Las **deformaciones plástica y viscosa** son dos tipos de deformación continua en los que ésta permanece aun cuando el esfuerzo sea retirado, por lo que se denomina **deformación permanente**.

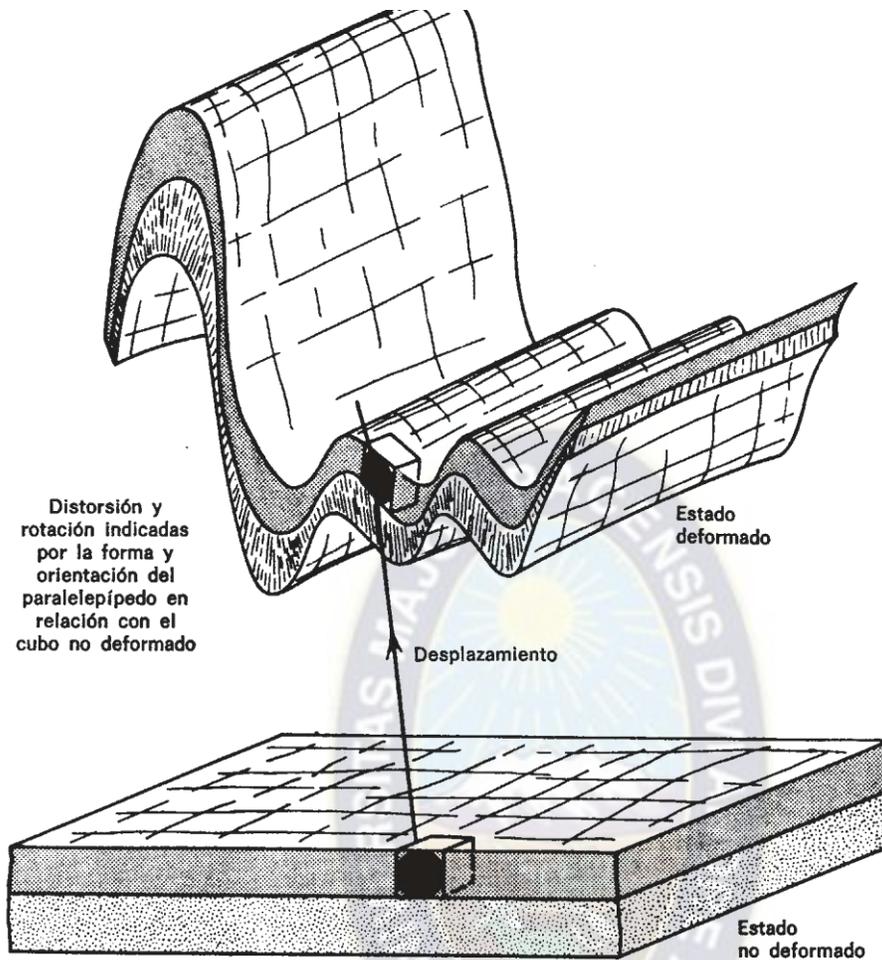


Figura 3-4- Deformación por plegamiento de dos capas. La deformación es continua e inhomogénea. Se ha dibujado un pequeño elemento cúbico en el estado indeformado para apreciar la distorsión. El vector desplazamiento para un punto de ese elemento ha sido también representado.

Según la geometría del resultado de la deformación interna, ésta se clasifica en homogénea e inhomogénea o heterogénea. En una **deformación homogénea**, las líneas que eran rectas antes de la deformación siguen siéndolo después y las rectas paralelas siguen siendo paralelas. En una **deformación inhomogénea** las condiciones anteriores no se cumplen. La Fig.3-4 representa el plegamiento de dos capas. La deformación en este caso es continua e inhomogénea. Los flancos de los pliegues han experimentado una rotación rígida y, además, una cierta distorsión, marcada por la diferencia entre la forma cúbica del pequeño elemento dibujado en la capa superior y el paralelepípedo en el que se ha transformado. Obsérvese que ese pequeño elemento ha sufrido un desplazamiento desde su posición inicial, que se ha expresado por un vector.

### 2.3.2 MEDIDA Y REPRESENTACION DE LA DEFORMACION INTERNA

Las **deformaciones del cuerpo rígido** se miden por parámetros que expresan el cambio de posición: la translación rígida por la distancia recorrida por el cuerpo y la rotación rígida por el ángulo que éste ha girado. La **deformación interna** utiliza parámetros de tres tipos diferentes, que miden respectivamente cambios en la longitud de las líneas, cambios en los ángulos y cambios en volumen. Los principales de esos parámetros se describen a continuación.

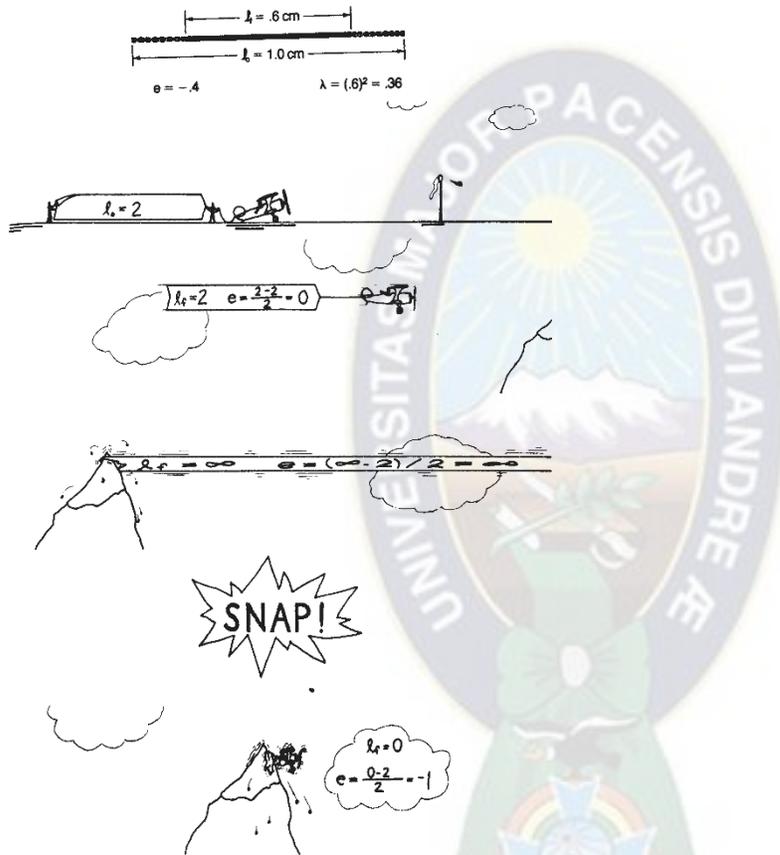


Figura 3-5- Arriba, cálculo de la elongación y elongación cuadrática de una línea. Abajo, ejemplo de una deformación elástica con el cálculo de la elongación en los diferentes estadios.

Para expresar los cambios en la longitud de las líneas, es decir, la **deformación longitudinal**, se utilizan la elongación o extensión, el estiramiento, la elongación cuadrática y la deformación natural o logarítmica. **Elongación** o **extensión** es el cambio en longitud de una línea en relación con el estado indeformado y la fórmula que la expresa es (Fig.2-11):

$$e = (l_f - l_0) / l_0 = \Delta l / l_0,$$

donde  $l_0$  es la longitud inicial de la línea y  $l_f$  la longitud final. P. ej., una línea que midiera originalmente 1 metro y después de la deformación midiera un metro y medio, habría sufrido una elongación  $e = (1.5 - 1) / 1 = 0.5$  ó, lo que es lo mismo, del 50%. Las

elongaciones positivas implican aumento en la longitud de las líneas y las negativas disminución. Se habla a menudo de alargamiento y acortamiento respectivamente.

**Estiramiento** de una línea es la relación entre sus longitudes inicial y final:

$$S = l_f / l_0 . \text{ Se comprueba fácilmente que } S = (1$$

+ e). Se llama **elongación cuadrática** al cuadrado del

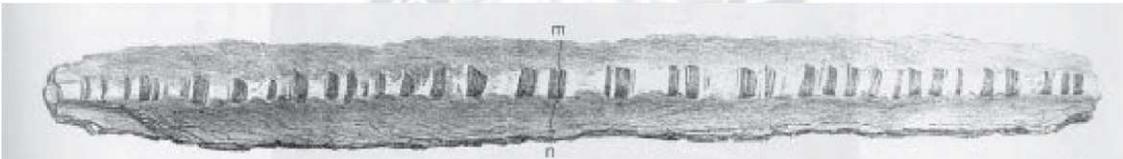
$$\text{estiramiento: } \lambda = S^2 = (l_f / l_0)^2 = (1 + e)^2 .$$

La **deformación natural** o **logarítmica** se define como el logaritmo natural o neperiano del estiramiento:

$$\varepsilon = \ln (1 + e) = 1/2 \ln \lambda .$$

El fundamento es que si consideramos incrementos infinitesimales de elongación viene dada por:  $e = dl/l$  . Integrando todos los incrementos infinitesimales se obtiene:

$$\int_{l_0}^{l_f} \frac{dl}{l} = \ln (l_f / l_0) = \ln (1 + e) = \varepsilon .$$



Un belemnite fósil como éste puede representar la deformación finita lineal de una roca. Los fragmentos oscuros corresponden al fósil que ha sido fracturado. Los fragmentos resultantes, unidos por fibras minerales, han sido separados dando lugar a un fósil mucho más largo que el original.

Los cambios en los ángulos, o **deformación angular**, se expresan por el ángulo de cizalla y valor de la cizalla. El **ángulo de cizalla** se define, a partir de dos líneas que eran inicialmente perpendiculares, como la deflexión experimentada por ese ángulo recto, es decir, por lo que se han apartado ambas líneas de su perpendicularidad inicial. Se suele denotar con la letra  $\psi$ , y su significado puede apreciarse en la Fig.3-6. Las líneas mediana y de charnela del fósil de un braquiópodo son perpendiculares inicialmente. Después de la deformación (debajo), la mediana (línea de trazos) ha girado un ángulo y con respecto a la normal a la charnela (línea de trazos y puntos). Se dice entonces que la mediana se ha cizallado ese ángulo o que ha sufrido un cizallamiento de ese ángulo. El **valor de la cizalla** es la tangente del ángulo de cizalla:  $\gamma = \text{tg } \psi$  .

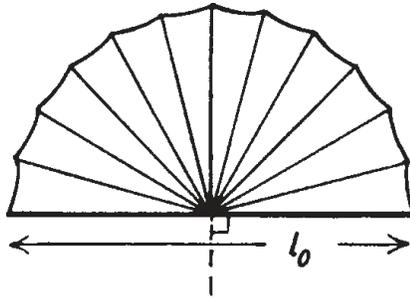


Figura 3-6- Medida de la deformación angular utilizando el fósil de un braquiópodo.

Los cambios en volumen se miden con la **dilatación**, que es la relación entre el cambio de volumen y el volumen inicial:

$$D = (V_f - V_0) / V_0 = \Delta V / V_0.$$

En general, las dilataciones que se producen durante una deformación natural son negativas, es decir, las rocas suelen perder volumen al deformarse.

## 2.4.- REOLOGÍA, COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LAS ROCAS

### 2.4.1.- CUERPOS TEÓRICOS Y ANALOGÍAS MECÁNICAS

El comportamiento se estudia en el laboratorio en condiciones muy variadas, algunas de las cuales pretenden simular las condiciones naturales, y se lleva a cabo sometiendo a las rocas a esfuerzos suficientes como para producir deformación interna. En el capítulo anterior mencionábamos que la deformación dúctil podía subdividirse en elástica y

permanente y esta última, a su vez, en viscosa y plástica. En realidad, las clases de deformación elástica, viscosa y plástica son tipos de comportamiento de los cuerpos ante los esfuerzos, que se pueden considerar como puros o ideales, siendo el comportamiento común de las rocas una combinación de estos tipos.

Cada uno de los tipos de deformación dúctil puede compararse con un determinado elemento mecánico y, a partir de esa comparación, establecer ecuaciones que relacionen en cada caso el esfuerzo aplicado con la deformación obtenida. Son las denominadas **analogías mecánicas** de la deformación. Las ecuaciones que relacionan el esfuerzo y la deformación para un determinado material en unas condiciones dadas se denominan **ecuaciones constitutivas** o **modelos reológicos**. La **reología** es el estudio de la deformación y el flujo de la materia y deriva de **reodo** (“*rheid*”), una substancia que puede fluir deformándose por debajo de su temperatura de fusión y que no es exactamente ni un sólido ni un líquido, sino algo intermedio entre estos dos estados. Las deformaciones naturales pueden compararse con combinaciones de los elementos mecánicos de los tipos ideales, lo que permite obtener ecuaciones constitutivas aproximadas también para ellas.

### Comportamiento elástico

El **comportamiento elástico**, también denominado **Hookeano** o de Hooke, en honor al físico que lo investigó, es aquel en el cual existe una relación lineal, es decir, de proporcionalidad directa, entre el esfuerzo aplicado y la deformación obtenida y, además, la respuesta es instantánea. Un **cuerpo perfectamente elástico** que se deformase una cierta cantidad al serle aplicado un esfuerzo, se deformaría exactamente el doble al serle aplicado un esfuerzo doble del anterior. Además, la deformación se alcanzaría instantáneamente en cada caso. Si el esfuerzo dejase de aplicarse, la deformación desaparecería, recuperando de nuevo el cuerpo su forma original.

El elemento mecánico que muestra un comportamiento similar es un muelle perfecto. La ecuación constitutiva es en este caso:  $\sigma = E \cdot e$

donde  $\sigma$  es el esfuerzo aplicado en una dirección, e la elongación en esa dirección y E una constante de proporcionalidad característica de cada cuerpo elástico denominada **módulo de Young**. La relación esfuerzo-deformación es lineal y en un gráfico vendría representada por una recta que pasa por el origen (Fig.4-1 A). La tangente de esa recta es el módulo de Young. Las relaciones esfuerzo-tiempo y deformación-tiempo están representadas en la Fig.3-2a y, como puede apreciarse, son semejantes. Es importante destacar que la capacidad de deformación elástica de las rocas es muy limitada, por lo que

las elongaciones que pueden obtenerse mediante este comportamiento son mínimas, del orden de  $e = 0,001$  (0,1%) como mucho.

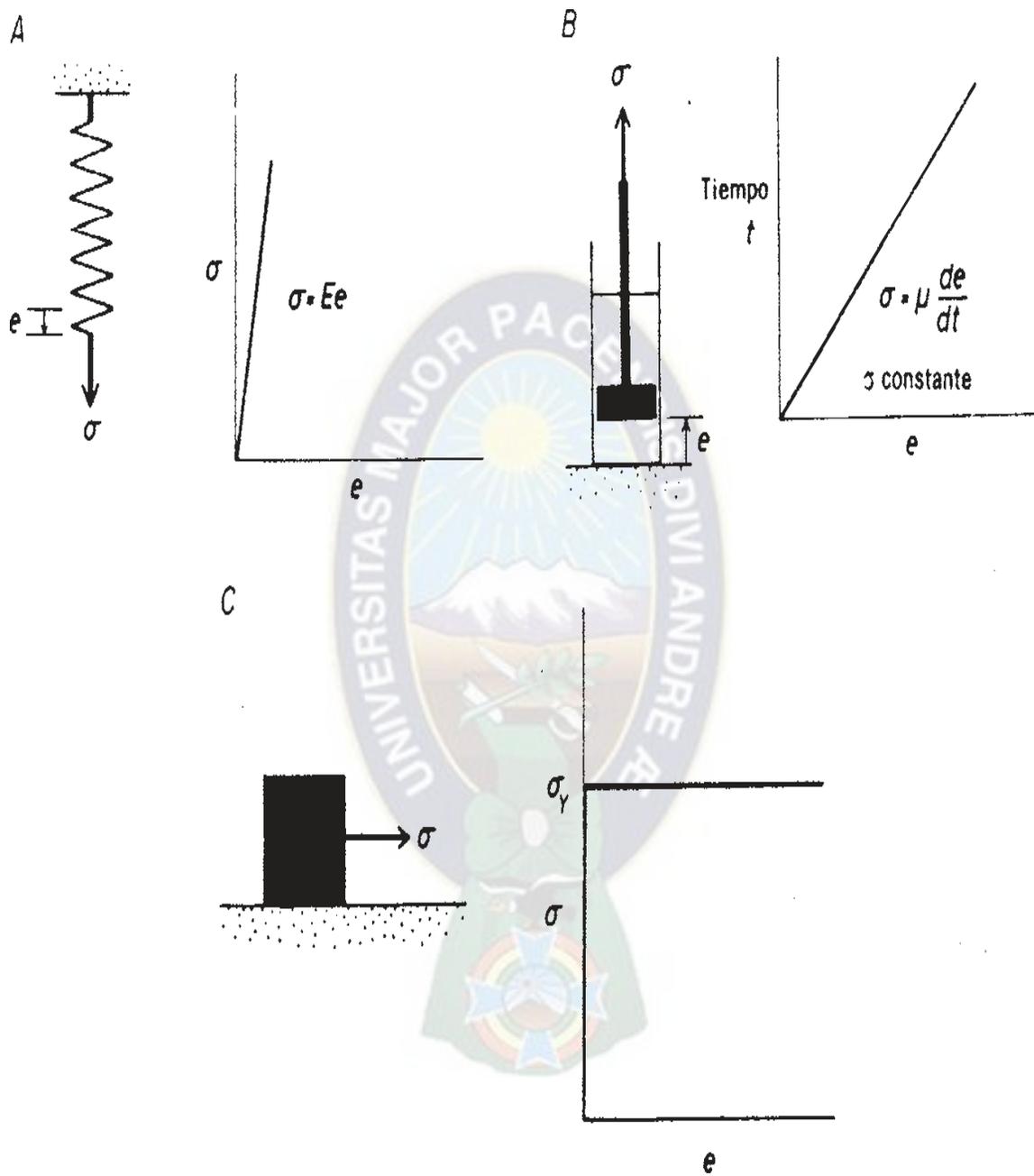


Figura 4-1- Los cuerpos teóricos elementales y sus analogías mecánicas. A- comportamiento elástico. B-comportamiento viscoso. C- comportamiento plástico.

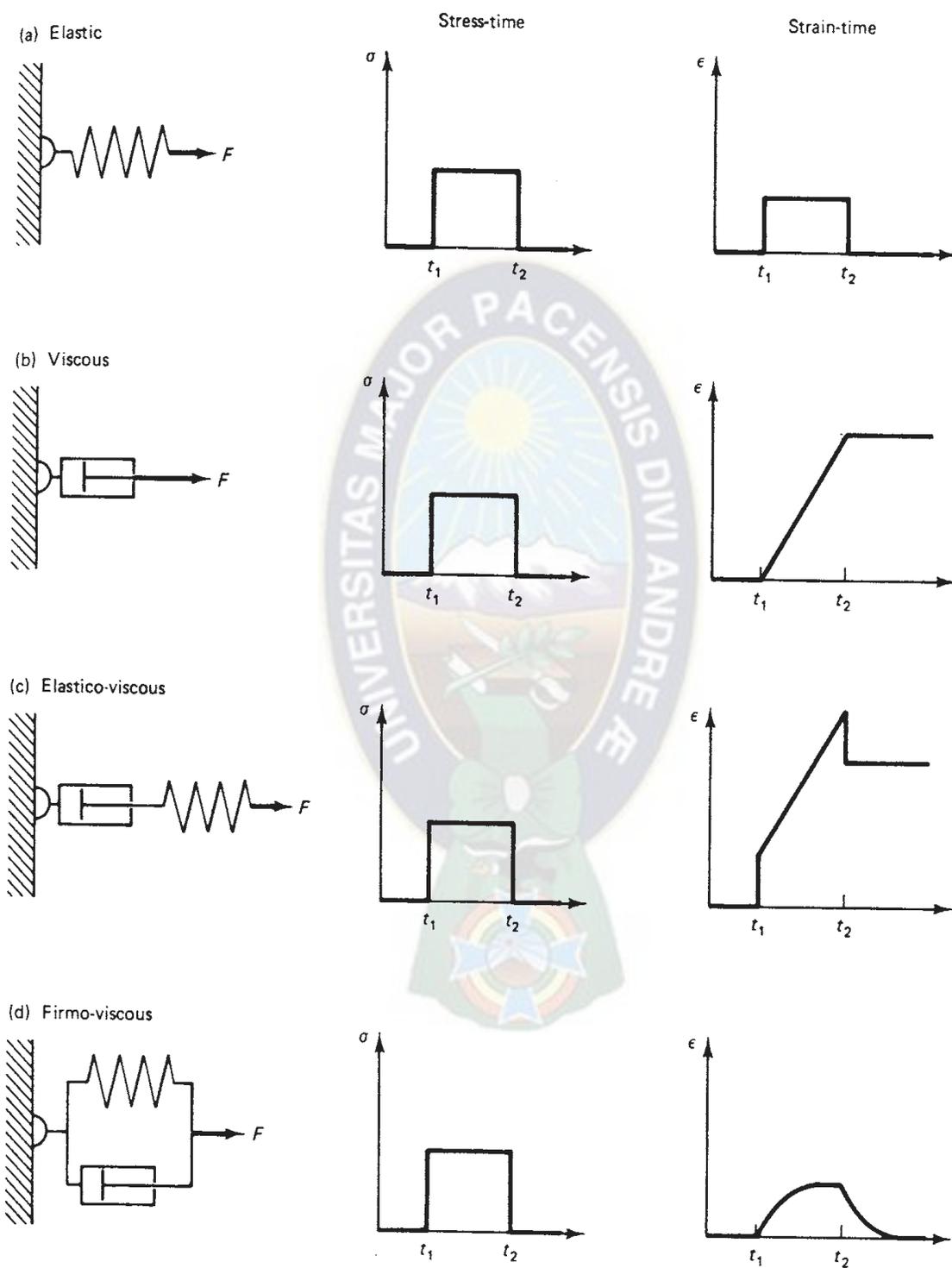


Figura 4-2- Relaciones esfuerzo-tiempo y deformación-tiempo para los comportamientos elástico, viscoso, elasto-viscoso y viscoelástico (o firmo-viscoso).

## Comportamiento viscoso

El **comportamiento viscoso** se caracteriza por una relación de proporcionalidad directa entre el esfuerzo aplicado y la velocidad de deformación obtenida. En este caso, la deformación es permanente, es decir, no desaparece si se elimina el esfuerzo. Se define expresamente para un esfuerzo de cizalla y una deformación por cizallamiento simple:

$$\gamma = f(t)$$

donde  $\dot{\gamma}$  es la velocidad de deformación por cizalla ( $\dot{\gamma} = \gamma / t$ , siendo  $t$  el tiempo) y  $\tau$  el esfuerzo de cizalla (un punto encima del signo que indica un parámetro suele indicar velocidad de ese parámetro). Si la relación es lineal, se denomina **comportamiento viscoso lineal** o **Newtoniano**, en honor de Newton. En este caso, la ecuación constitutiva es:

$$\tau = \mu \cdot \dot{\gamma},$$

donde  $\mu$  se denomina viscosidad. La **viscosidad** es, por tanto, la relación entre el esfuerzo de cizalla aplicado y la velocidad de deformación por cizallamiento simple obtenida. El inverso de la viscosidad se denomina **fluidez** ( $=1/\mu$ ). La unidad más empleada para medir la viscosidad es el poise, correspondiente al sistema c.g.s.

El elemento mecánico que muestra un comportamiento viscoso es un émbolo o pistón que se mueve dentro de un cilindro lleno de un líquido perfecto, es decir, incompresible y de viscosidad lineal, de forma que existe una pequeña holgura entre ambos y el líquido puede pasar de un lado a otro del pistón. Al serle aplicado un esfuerzo al pistón, éste se mueve debido a que el líquido pasa de una parte a otra del pistón. De hecho, el líquido sufre un cizallamiento al atravesar el pequeño espacio entre el pistón y el cilindro, y la velocidad a la que pasa es función del esfuerzo aplicado. Este es el principio de los amortiguadores hidráulicos. La Fig.4-1 B muestra la analogía mecánica y la recta deformación-tiempo para un cuerpo Newtoniano. Su pendiente es proporcional al esfuerzo aplicado. La Fig.4-2 b muestra las relaciones esfuerzo-tiempo y deformación-tiempo; puede observarse que aunque se suprime el esfuerzo (tiempo  $t_2$ ), la deformación permanece.

## Comportamiento plástico

Se denomina **comportamiento plástico perfecto** o de **Saint Venant**, al de los materiales que no se deforman en absoluto hasta que el esfuerzo aplicado alcanza un cierto valor. Una vez alcanzado ese valor o **esfuerzo de cesión**, el cuerpo se deforma de manera

continúa hasta que el esfuerzo sea retirado o disminuya, en cuyo caso, la deformación alcanzada permanece, es decir, el cuerpo no se recupera en absoluto.

El elemento mecánico que simula un comportamiento plástico es un peso apoyado sobre una superficie (Fig.4-1 C). Si se le aplica una fuerza pequeña, el rozamiento de su cara inferior con la superficie crea una fuerza igual y de sentido contrario que se opone al movimiento y que es consecuencia de la fuerza de rozamiento. La fuerza de rozamiento es igual al peso del cuerpo multiplicado por el coeficiente de rozamiento entre él y la superficie y por su superficie basal. Una vez que la fuerza aplicada iguala a la fuerza de rozamiento, el cuerpo empieza a moverse con movimiento uniforme, es decir, a velocidad constante, y sigue haciéndolo mientras la fuerza aplicada mantenga su valor.

En el caso de estados de esfuerzo triaxiales, el esfuerzo de cesión es un esfuerzo diferencial, y la ecuación constitutiva elemental es:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = k ,$$

donde  $k$  es una constante para el **material perfectamente plástico**. Si se alcanza este valor, la deformación procede de tal forma que los ejes principales del elipsoide de deformación incremental son paralelos a los del elipsoide de esfuerzo, y las relaciones entre los ejes del primero son proporcionales a las de los esfuerzos principales. El factor de proporcionalidad que relaciona esfuerzo y deformación no es una constante física y varía de unos puntos a otros dentro del material, por lo que no es comparable a la viscosidad.

A diferencia de los dos comportamientos descritos previamente, el comportamiento plástico no implica que para cualquier esfuerzo se produzca una deformación interna. En detalle, las ecuaciones constitutivas para casos tridimensionales son complicadas en cualquiera de los comportamientos anteriores y para calcularlas y aplicarlas se utiliza el álgebra tensorial. Las más complicadas son, no obstante, las del comportamiento plástico, debido a la falta de relación entre esfuerzo y deformación cuando no se alcanza el esfuerzo diferencial necesario para la cesión y a que, cuando éste se alcanza, el factor de proporcionalidad varía a lo largo del cuerpo, incluso si este es inicialmente homogéneo, y es necesario efectuar una serie de asunciones o suposiciones para calcularlo.

## Otros comportamientos teóricos

Algunos comportamientos que simulan con realismo los de las rocas pueden obtenerse combinando varios de los comportamientos descritos hasta ahora. La Fig.4-2 c muestra un

émbolo y un muelle en serie, que es la analogía de un **comportamiento elastoviscoso** o de **Maxwell**. Un comportamiento de este tipo implica que el material admite una cierta cantidad de deformación elástica, que desaparecerá al quitar el esfuerzo, y una deformación de tipo viscoso que será permanente (ver gráficos esfuerzo-tiempo y deformación-tiempo). Los materiales elastoviscosos son esencialmente líquidos y para un esfuerzo dado la deformación puede alcanzar cualquier valor, dependiendo del tiempo de aplicación. Esto es consecuencia del émbolo en la analogía mecánica. Sin embargo, no son líquidos perfectos puesto que tienen un cierto comportamiento elástico, condicionado en el modelo por el muelle. Si una vez alcanzado un cierto valor de la deformación, ésta se mantiene constante, el esfuerzo se disipa gradualmente hasta desaparecer: si una vez alcanzada una cierta elongación, se fijase el extremo exterior del muelle, éste se acortaría hasta su longitud inicial mientras el cilindro se alargaría para suplir el acortamiento del muelle. El tiempo en el que esto sucede, durante el cual existen esfuerzos en el interior del sistema que van decreciendo progresivamente hasta anularse, se denomina **tiempo de relajación**.

Los mismos elementos colocados en paralelo (Fig.4-2 d) simulan un **comportamiento viscoelástico** (o firme-viscoso), llamado también de **Kelvin-Voigt**. Este comportamiento implica que para un esfuerzo dado, la deformación no puede superar cierto valor, controlado por el muelle en la analogía mecánica, y que este valor tarda un tiempo en alcanzarse, lo que es causado por el émbolo. Este tiempo se denomina **tiempo de retardo**. Los materiales viscoelásticos son esencialmente sólidos elásticos en los que la deformación no se produce instantáneamente al aplicar el esfuerzo ni se recupera instantáneamente al suprimirlo (ver gráficos esfuerzo-tiempo y deformación-tiempo). Este tipo especial de comportamiento elástico (s.l.) se denomina **anelasticidad** y es común en muchos de los sólidos reales.

#### 2.4.2 ENSAYO DE DEFORMACION TRIAXIAL EN ROCAS

Los ensayos de deformación de rocas se realizan con un aparato llamado **prensa triaxial**. Consiste en una cámara hermética llena de un líquido que puede someterse a presión y en la cual se introduce la muestra, un pistón, que suele moverse de abajo arriba empujado por un líquido a presión, y un yunque o tope superior. La muestra suele tener una forma cilíndrica y dimensiones del orden de unos pocos centímetros. Se la protege con una especie de chaqueta metálica, en general de cobre, para aislarla del líquido que llena la cámara y para evitar que se disgregue cuando se rompe. El líquido que llena la cámara confiere a la muestra una presión que se suele llamar de confinamiento (si bien en el caso de los estados de esfuerzo naturales se suele denominar presión de confinamiento al esfuerzo medio). El pistón es accionado hidráulicamente y transmite un esfuerzo variable en la dirección vertical.

El estado de esfuerzo creado artificialmente es, por tanto, triaxial de tipo axial, es decir, su elipsoide de esfuerzo es de revolución, con los esfuerzos horizontales iguales en todas direcciones.

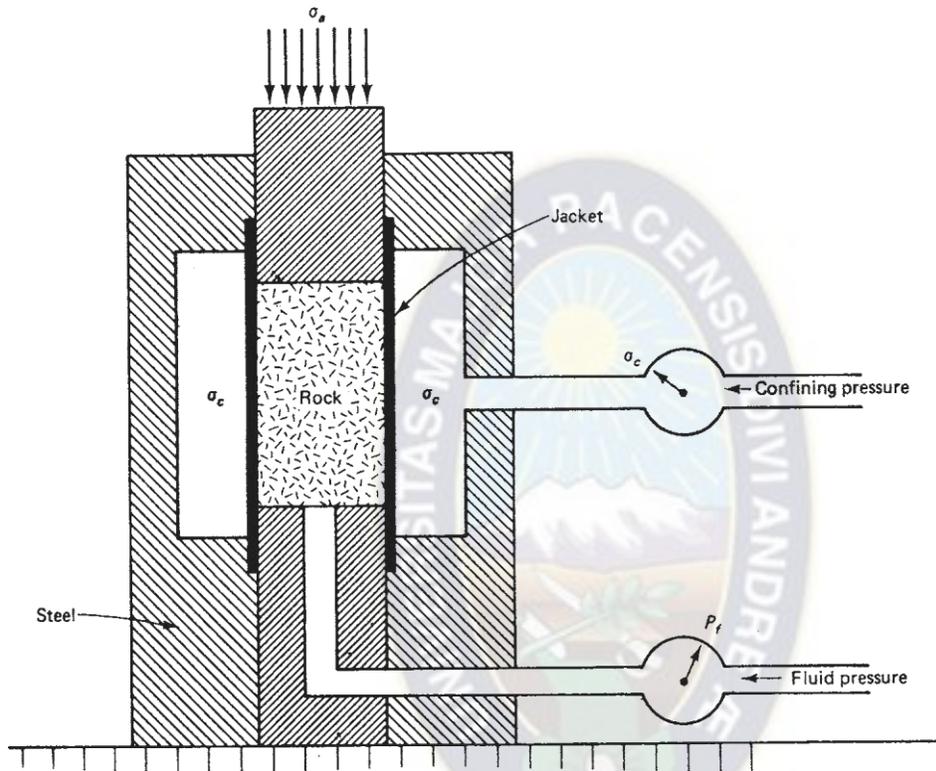


Figura 4-3- Funcionamiento de la prensa triaxial. La presión confinante es transmitida por un líquido que rodea la muestra, la cual está aislada del líquido por una lámina metálica (*jacket*).

### 2.4.3.- FACTORES QUE INFLUYEN EN EL COMPORTAMIENTO DE LAS ROCAS

Obviamente, el primer factor importante es la **litología**. Rocas diferentes se comportan de manera muy diferente, sobre todo en experimentos de corta duración. Otros factores son la temperatura, la presión confinante, la velocidad de deformación y la presencia de fluidos. La Fig.4-4 muestra el comportamiento de un mármol sometido a dos velocidades de deformación diferentes (A y B), un granito (C) y una piroxenita (D), en ensayos de corta duración a diferentes temperaturas. Los puntos al final de las curvas implican que se alcanzó el límite de rotura y las flechas, que este límite no fue alcanzado en el experimento. Puede

observarse que a temperatura ambiente (25°C) el granito tiene un esfuerzo de cesión superior (20 Kbars) al de la piroxenita (15 Kb) y al del mármol (4'6 Kb), pero tiene un campo de deformación plástica más limitado. A temperaturas mayores, el mármol muestra endurecimiento por deformación mientras que el granito sufre debilitamiento por deformación desde que se supera el esfuerzo de cesión.

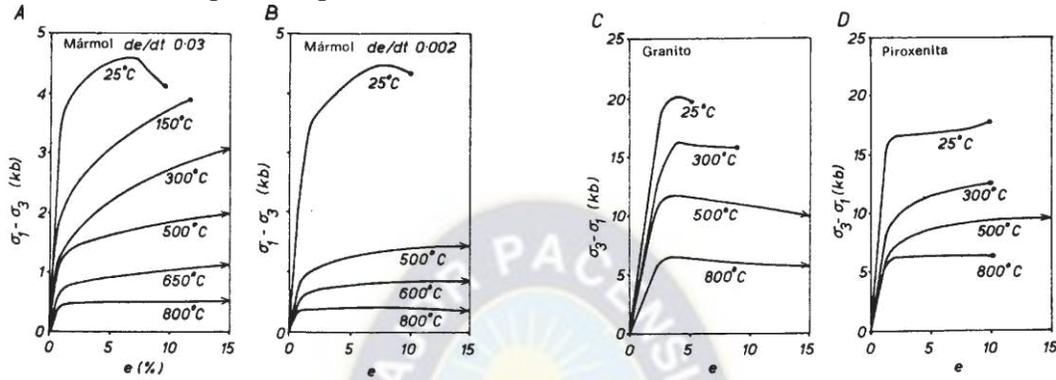


Figura 4-4- Curvas esfuerzo-deformación para distintas litologías a diferentes temperaturas.

La influencia de la **presión confinante** puede apreciarse en la Fig.4-5, correspondiente a una caliza, y en la Fig.4-6, que representa un mármol. Al aumentar, aumenta el campo elástico y el esfuerzo de cesión, pero también lo hace el esfuerzo de rotura y el campo plástico, de forma que a grandes presiones las rocas tienden a comportarse muy dúctilmente. Como la presión y la temperatura aumentan con la profundidad en la Tierra, las rocas profundas suelen ser más dúctiles que las próximas a la superficie.

La principal diferencia entre el aumento de la presión y el de la temperatura es que para conseguir una determinada deformación se necesita un mayor esfuerzo cuanto mayor es la presión confinante y un menor esfuerzo cuanto mayor es la temperatura.

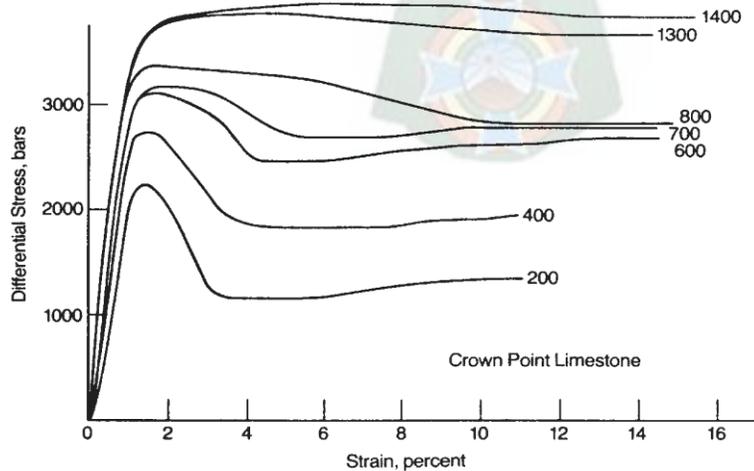


Figura 4-5- Diagramas de diferentes ensayos de corta duración para la misma caliza a diferentes presiones de confinamiento.

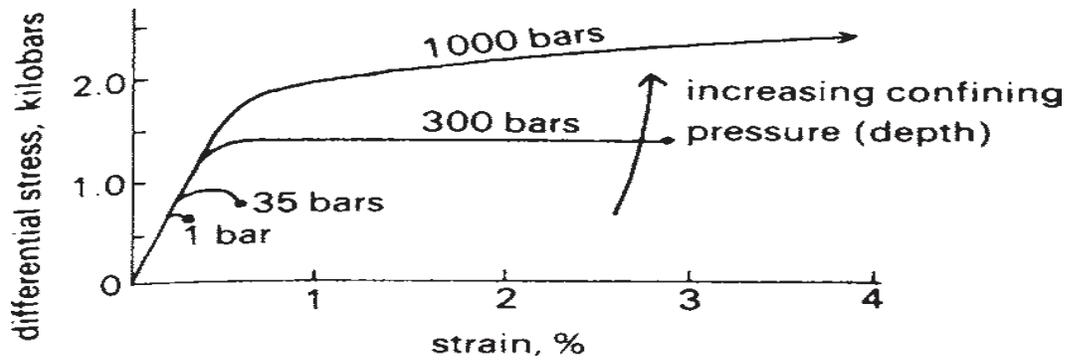


Figura 4-6- Influencia de la presión confinante.

La **velocidad de deformación** puede controlarse en algunos experimentos, como el representado en la Fig.4-6 en un mármol muy utilizado en este tipo de experiencias, el mármol de Yule. Cuanto mayor es la velocidad de roca se comporta como más fuerte, siendo su esfuerzo límite de cesión y el de rotura mayores.

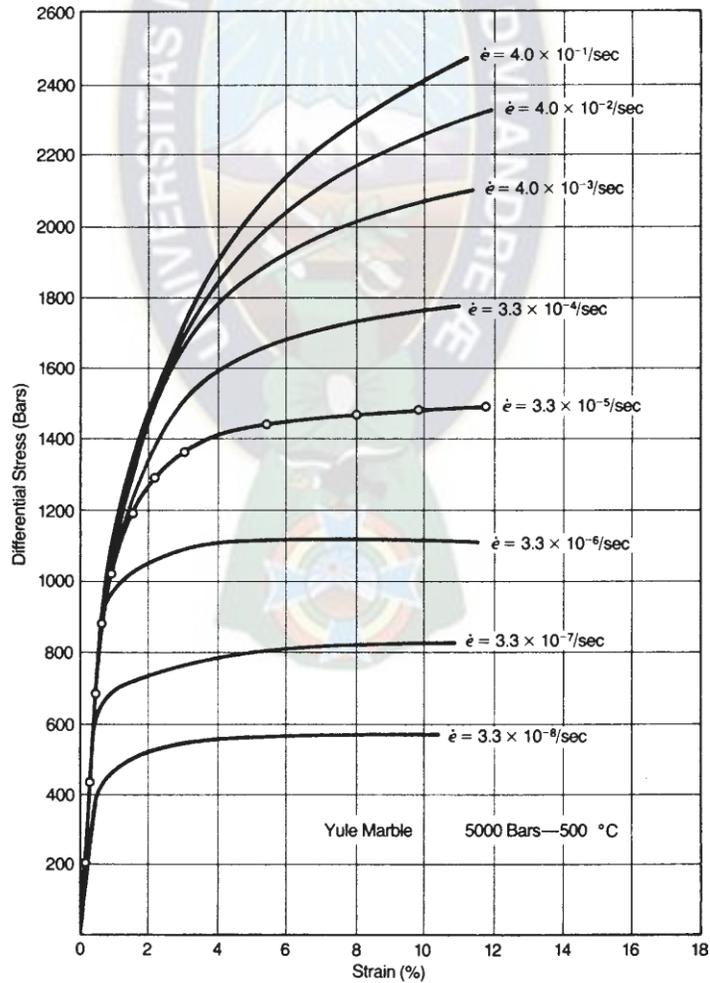


Figura 4-6- Efecto de la velocidad de deformación.

La **presencia de fluidos** influye de una forma parecida a como lo hace la temperatura, disminuyendo los esfuerzos límite de elasticidad (o de cesión) y el de rotura (Fig.4-7): comparar las curvas para 900 °C en seco (“dry”) y para 950°C en húmedo (“wet”), es decir, con agua en estado de vapor. Aunque la composición de los fluidos en la naturaleza puede ser muy variada, el agua suele ser siempre el componente mayoritario de los mismos. Sin embargo, en el caso de los fluidos, el campo de deformación plástica no suele aumentar, sino disminuir, debido a que a altas temperaturas los fluidos suelen ser gaseosos y la existencia de gases a presión favorece la fracturación de las rocas.

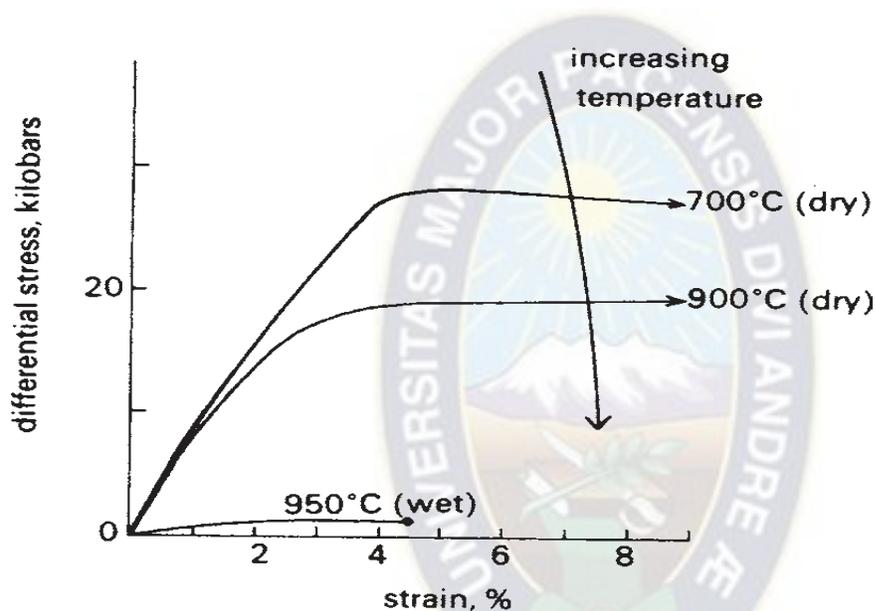


Figura 4-7-Efecto de la presencia de fluidos.

## 2.5 COMPORTAMIENTO FRÁGIL

### 2.5.1.- CRITERIOS TEORICOS DE FRACTURACION DE COULOMB Y GRIFFITH

Esencialmente, existen dos tipos de fracturas en las rocas: las producidas por esfuerzos tensionales y las producidas por esfuerzos de cizalla. Las primeras se llaman **fracturas de tensión** y se producen según superficies aproximadamente perpendiculares a la dirección de aplicación del esfuerzo tensional. Una vez creadas, las dos partes del cuerpo a ambos lados de la fractura tienden a separarse, dejando un hueco que puede ser ocupado por precipitados minerales o por material fundido que se encuentre en las proximidades. Cuando no se rellena,

la fractura se denomina **grieta** si es grande y **fisura** si es pequeña. Si se rellena de material por precipitación a partir de fluidos se llama **filón**, si es grande, y **vena** si es pequeña. Cuando es ocupado por un magma da lugar a un **dique**.

En las producidas por esfuerzos de cizalla, denominadas **fracturas de cizalla**, los labios no tienden a separarse, sino que deslizan uno sobre otro. Parece lógico, a primera vista, que una roca sometida a un estado de esfuerzo triaxial podría romperse si se alcanza el esfuerzo de rotura, que es un determinado valor del esfuerzo diferencial ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) y que se rompería por los planos que están sometidos al máximo esfuerzo de cizalla ( $\tau_{\text{máx}} = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2$ ), que son los que están a  $45^\circ$  de los esfuerzos mayor y menor y que contienen al esfuerzo principal intermedio. Esto daría lugar a dos familias de fracturas conjugadas perpendiculares entre sí. Sin embargo, esto no sucede ni en la naturaleza ni en el laboratorio y cuando se producen dos familias de fracturas conjugadas, el ángulo menor que forman es de entre  $50^\circ$  y  $70^\circ$ , siendo la bisectriz de este ángulo la dirección de aplicación del esfuerzo principal mayor (Fig.5-1).

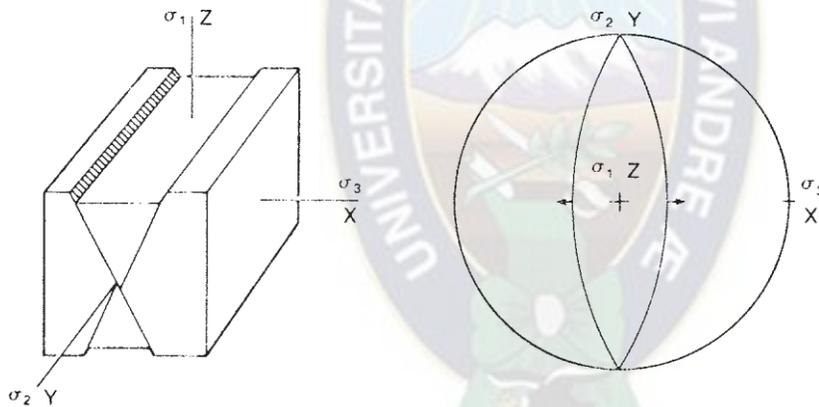


Figura 5-1- Planos de fractura y su relación con los esfuerzos principales. A la derecha, proyección estereográfica de las fracturas y esfuerzos principales.

La razón de que esto suceda es que los planos sometidos al máximo esfuerzo de cizalla, están sometidos, también, a un esfuerzo normal bastante fuerte, en general, y que ese esfuerzo, actuando perpendicularmente al plano de posible fractura, tiende a impedir su movimiento, debido al rozamiento. En efecto, la fuerza de rozamiento que hay que superar para deslizar un labio de la falla sobre el otro depende del coeficiente de rozamiento, un parámetro característico del material, y del esfuerzo que tiende a juntar ambos labios.

Una teoría o modelo de fracturación que se basa en las consideraciones anteriores fue propuesta por los físicos Coulomb y Navier, por lo que recibe el nombre de **criterio de**

**Coulomb o de NavierCoulomb.** Esta teoría o criterio propone que las rocas se rompen por planos en los que se cumple la ecuación:

$$\tau = C_o + \mu \sigma$$

donde  $\tau$  y  $\sigma$  son las componentes de cizalla y normal sobre el plano.

$C_o$  se denomina **resistencia cohesiva** o **cohesión primaria**, y es el esfuerzo de cizalla necesario para romper una roca por un plano en el cual el esfuerzo normal es cero. A veces se denota como  $\tau_o$  o como  $S$  ó  $S_o$  ( de “shear”: cizalla ).

$\mu$  es el llamado **coeficiente de rozamiento interno** o **coeficiente de fricción** ( y no tiene nada que ver con la viscosidad, pese a utilizarse el mismo signo). Multiplicado por el esfuerzo normal da el esfuerzo de rozamiento que hay que superar para producir deslizamiento.

El significado del criterio es el siguiente: si en un plano de una roca el esfuerzo de cizalla supera la resistencia que la roca opone a la rotura, debida a la cohesión entre las partículas que la componen y, además, es capaz de vencer la fuerza de rozamiento que se opone al deslizamiento de los dos bloques de roca a ambos lados de dicho plano, la roca se romperá por él.

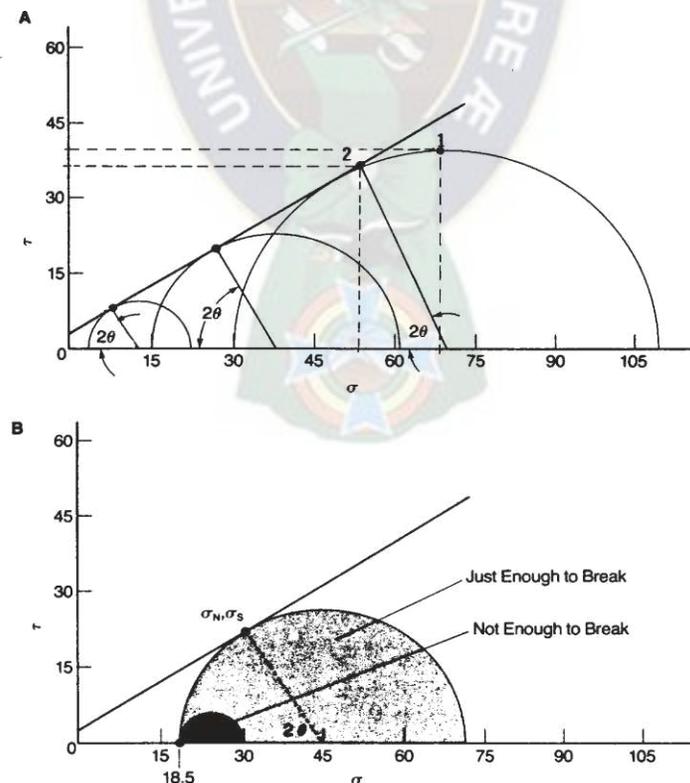


Figura 5-2- Criterio de Coulomb representado en un diagrama de Mohr.

La ecuación es la de una recta, llamada **línea de fracturación** y representada en la Fig.5-2 A como la tangente a los círculos de Mohr. Supuestamente, cada roca estará caracterizada por una recta de ese tipo. La pendiente de la recta es el coeficiente de fricción, y su ordenada en el origen es la resistencia cohesiva. Si en un determinado estado de esfuerzo, el círculo de Mohr para los esfuerzos mayor y menor no toca a la recta, como en el caso del círculo negro de la Fig.5-2 B, no se producirán fracturas. Si el círculo toca a la recta, como en el caso del círculo gris, la roca se romperá por planos que forman con la dirección del esfuerzo mayor un ángulo  $\theta$ . Puede producirse rotura en un plano o en varios y, en este último caso, los planos pueden ser todos paralelos o pertenecer a dos familias distintas (conjugadas) que formarían entre sí un ángulo igual a  $2\theta$ . En ningún caso el círculo de Mohr puede cortar a la recta en dos puntos, pues cuando es tangente en un punto, la roca rompe y no puede sostener esfuerzos diferenciales mayores. Por tanto, ningún plano de la roca puede soportar esfuerzos de cizalla y normales que se proyecten por encima de la recta de fracturación.

### 2.5.2.- ENVOLVENTE DE MOHR O CURVA INTRÍNSECA

Si se somete a una determinada roca a una serie de experimentos de corta duración en una prensa triaxial, puede obtenerse una línea de fracturación empírica, es decir experimental.

Normalmente se fija la presión confinante, o sea, la presión del líquido que rodea a la muestra, que representa el menor de los esfuerzos principales, y se va aumentando el esfuerzo en la dirección vertical hasta que la roca rompe. El esfuerzo en el momento de la rotura queda registrado en un gráfico y con él y la presión confinante puede dibujarse el círculo de Mohr. El ángulo que las fracturas forman con el esfuerzo mayor permite dibujar un punto en el círculo de Mohr que representa el plano de fractura. Repitiendo el experimento con muestras diferentes de la misma roca para distintas presiones de confinamiento, se obtienen varios puntos y uniéndolos se obtiene la línea de fracturación.

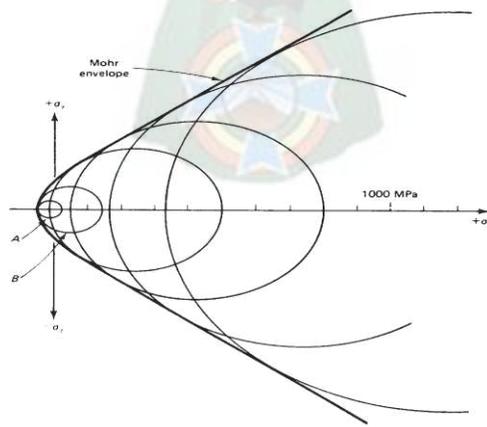


Figura 5-3- Envoltentes de Mohr de una diabasa

La mayor parte de las rocas dan una línea de fracturación como la mostrada en la Fig.5-3, que corresponde a una diabasa (roca básica). La línea de fracturación empírica se denomina **envolvente de Mohr** o **curva intrínseca** y es la línea que separa los estados de esfuerzos posibles de los imposibles para esa roca: ninguna roca puede soportar esfuerzos cuyo círculo de Mohr caiga en parte por fuera de la curva. La curva intrínseca consiste, en la mayor parte de los casos, en una especie de parábola muy parecida a la curva que expresa el criterio de Griffith, que corta al eje de abscisas en su parte negativa, y que se abre hacia su parte positiva, donde se continúa por dos rectas simétricas. Esto quiere decir que cuando al menos uno de los esfuerzos principales es tensional, el criterio de Griffith es una buena aproximación al comportamiento de las rocas ante la fracturación y que cuando todos los esfuerzos principales son compresivos, la mejor aproximación la suministra el criterio de Coulomb.

### Influencia de la presión de fluidos

Ya se ha mencionado que las rocas suelen tener poros o intersticios y que éstos suelen estar llenos de fluidos. A cierta profundidad, la temperatura hace que estos fluidos estén en parte o totalmente en estado gaseoso y dado el poco espacio que tienen, ejercen una presión sobre los granos que rodean los intersticios. La Fig.5-4 muestra una serie de granos en contacto y los poros entre ellos (en punteado). En el centro se aprecia un detalle con varios granos en contacto. Los granos en contacto se transmiten esfuerzos externos (flechas) que en gran parte derivan de la presión litostática y en general tienden a mantenerlos unidos. Si los poros contienen fluidos a presión (derecha) ésta, que es hidrostática y, por tanto, igual en todas direcciones, se opone a los esfuerzos transmitidos por los granos y tiende a separarlos.

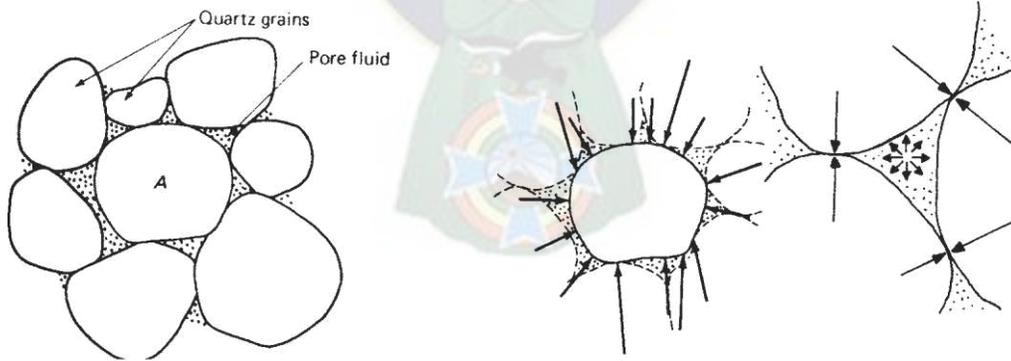


Figura 5-4- Esfuerzos transmitidos por los granos y presión de fluidos

Parece claro que el esfuerzo que actúa entre dos granos es, por tanto, igual al que tiende a mantenerlos unidos actuando perpendicularmente a la superficie de contacto menos la presión de fluidos. Este esfuerzo se denomina **esfuerzo normal efectivo** y fue definido por Terzaghi en 1923.

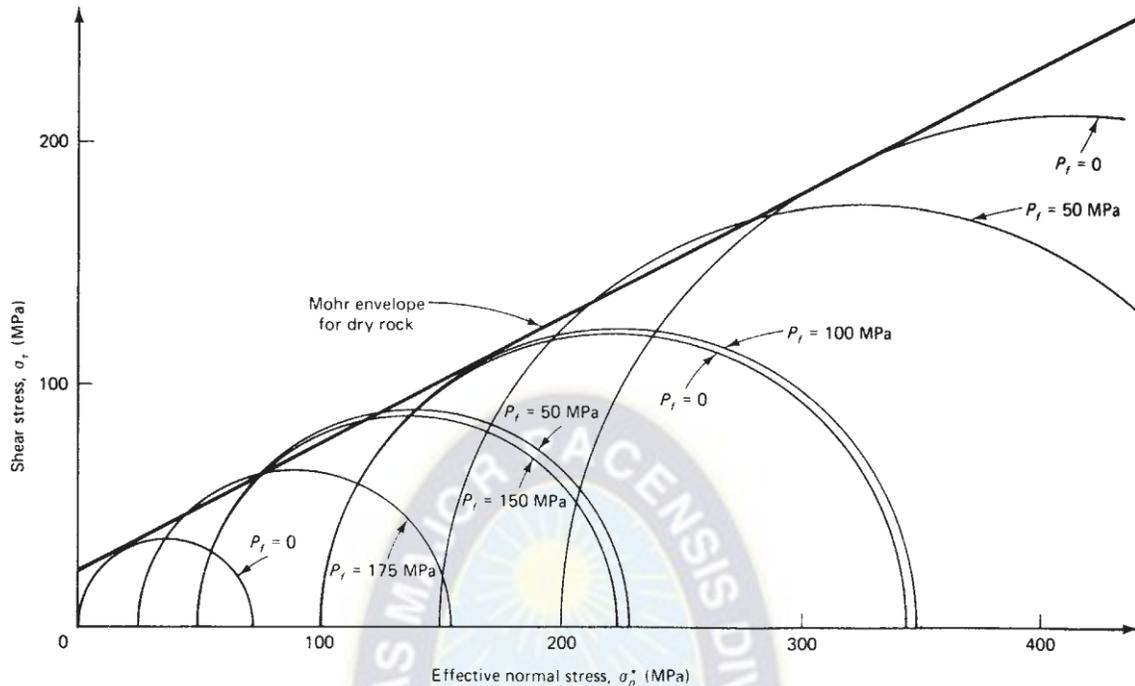


Figura 5-5- Comprobación experimental de que el estado de esfuerzo efectivo es el que induce la fracturación.

La Fig.5-5 muestra la comprobación experimental de lo anterior para una arenisca. Los círculos de Mohr representan estados de esfuerzo reales que dan lugar a fracturación en experimentos con la roca seca ( $P_f = 0$ ) y **estados de esfuerzo efectivo** ( $P_f > 0$ ) con la misma roca húmeda y que también producen fracturas. Tanto unos como otros son tangentes (dentro del margen de error experimental) a la envolvente de Mohr definida para la roca seca. Otra comprobación de la teoría se ha obtenido en zonas de explotación petrolífera al inyectar fluidos a presión en el interior de la corteza para recuperar hidrocarburos: a menudo se generan microsismos, lo que quiere decir que se ha producido fracturación o que algunas de las fracturas ya existentes ha rejugado.

La teoría del esfuerzo normal efectivo suministra una explicación para la presencia de fracturas en rocas deformadas dúctilmente a altas temperaturas, fracturas que generalmente son tensionales o tensionales de transición y suelen estar rellenas de precipitados minerales. Supongamos una roca a gran profundidad, sometida a un estado de esfuerzo como el de la Fig.5-6 a la derecha, suficiente para alcanzar su resistencia plástica. Esa roca se está deformando dúctilmente. Si tiene fluidos, la deformación dúctil a gran presión de confinamiento tiende a cerrar los poros, con lo que la presión de fluidos tenderá a aumentar. El círculo de Mohr del **estado de esfuerzo efectivo** se desplazará hacia la izquierda y cuando

la presión de fluidos sea tal que el círculo toque a la envolvente, la roca se romperá. Como los esfuerzos diferenciales en la deformación dúctil son pequeños, las fracturas serán de tensión o transicionales, con una cierta separación entre los dos labios. Una vez abiertas las fracturas, el volumen que pueden ocupar los fluidos es mayor, por lo que su presión cae. Además, al bajar la presión, disminuye el coeficiente de solubilidad y parte del material disuelto en los fluidos se precipitará en las fracturas, formando venas o filones rellenos de cristales. La presión de fluidos decrece y la deformación continúa produciéndose dúctilmente hasta que un nuevo aumento de la misma de lugar a nuevas fracturas o abra más la ya existentes.

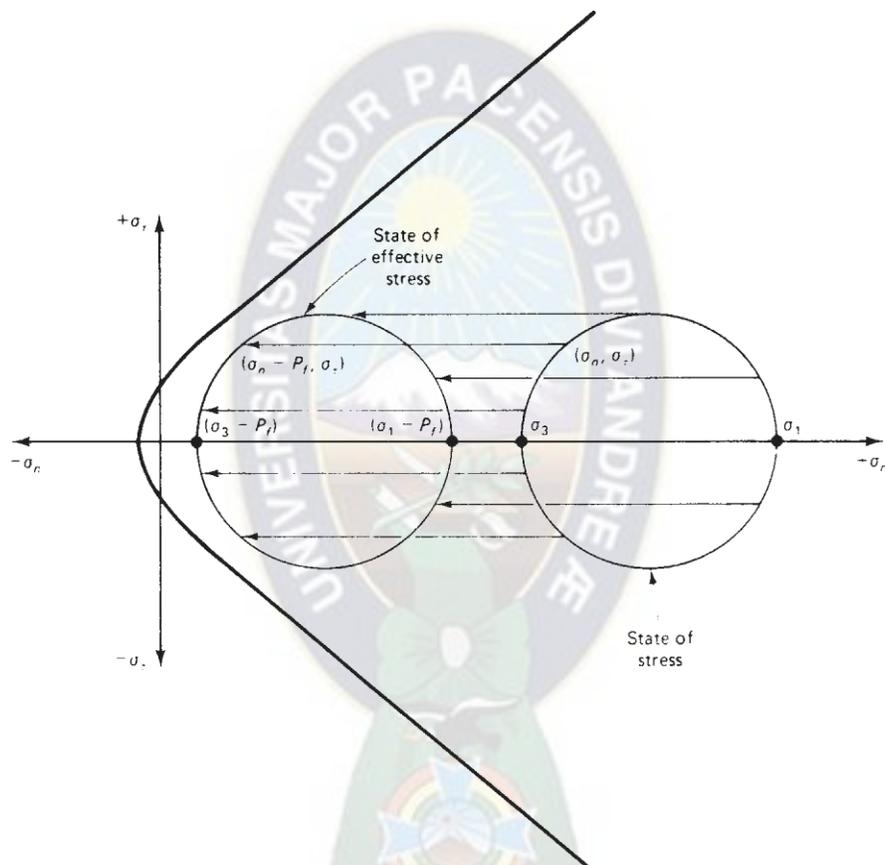


Figura 5-6- Influencia de la presión de fluidos sobre el círculo de Mohr. El concepto de esfuerzo efectivo.

### 2.5.3.- CREACION Y MOVIMIENTO DE LAS FALLAS

Las fallas son fracturas de cizalla con un movimiento relativo apreciable. En rocas que no están fracturadas previamente, las fallas, como cualquier otro tipo de fracturas, se crean cuando el estado de esfuerzo es tal que en planos determinados de la roca se cumple la condición de fracturación, que viene dada por la envolvente de Mohr de esa roca. Como la superficie terrestre es siempre un plano principal del elipsoide de esfuerzo y como aproximadamente es horizontal a gran escala, dos de los esfuerzos principales cerca de la

superficie deben ser horizontales y uno vertical. Un modelo sencillo de generación de fallas a poca profundidad es el conocido como la **teoría de fracturación de Anderson**. La teoría asume un comportamiento de tipo Coulomb y predice que se formarán fallas normales allí donde el esfuerzo vertical sea el esfuerzo máximo, fallas inversas donde el esfuerzo vertical sea el mínimo y fallas de desgarre donde el esfuerzo vertical sea el intermedio. La teoría también predice que las fallas se formarán en dos familias conjugadas, que las fallas de desgarre serán verticales y que las fallas normales buzaran más que las inversas. Esto último se debe a que el ángulo que forman con el esfuerzo mayor debe ser de entre  $25^\circ$  y  $35^\circ$ . Por tanto, el máximo buzamiento de las fallas inversas previsto es de  $35^\circ$  y el mínimo buzamiento de las normales será de  $55^\circ$ .

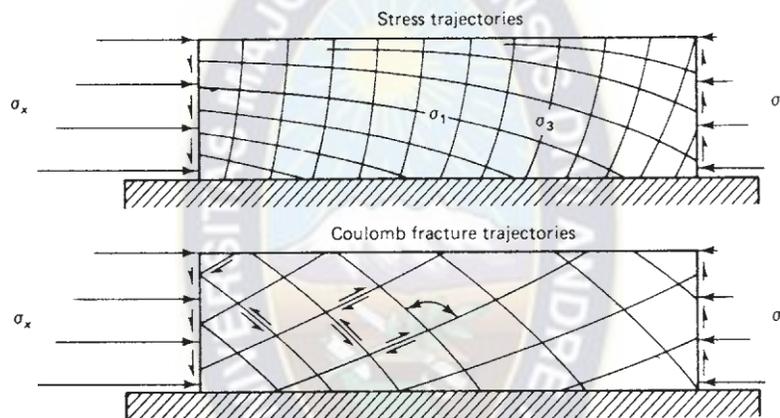


Figura 5-7- Trayectorias de esfuerzo en un bloque empujado desde la izquierda (arriba) y fallas inversas que pueden formarse (debajo).

La teoría se adapta bastante bien a la realidad para el caso de muchas fallas normales y desgarres. Sin embargo, no explica las fallas inversas de alto ángulo, ni tampoco el hecho de que la existencia de dos familias conjugadas no sea frecuente en el caso de los cabalgamientos. La existencia, común, de fallas con buzamientos diferentes de los previstos, puede tener varias explicaciones. Una de ellas es simplemente que las fallas hayan sufrido rotación después de su formación, p. ej., por basculamiento debido a otra falla o por plegamiento. Otra causa posible es que sean fallas generadas en profundidad que han sido exhumadas por la erosión. En profundidad, los esfuerzos principales ya no tienen por qué ser horizontales o verticales y, de hecho, en general las trayectorias de esfuerzo se curvan hacia abajo. La Fig.5-7 muestra las trayectorias calculadas para los esfuerzos principales mayor y menor en el caso de un bloque paralelepípedo sometido a un esfuerzo horizontal que aumenta con la profundidad y es mayor, para cada profundidad, a la izda. que a la dcha. Esta situación es similar a la de una corteza continental sometida a un empuje por parte de otra corteza, lo que ocurre p. ej. en el caso de las colisiones continentales. La parte inferior de la

figura muestra las trayectorias de las fallas inversas que pueden producirse si los esfuerzos alcanzan el nivel adecuado. En una situación de ese tipo suelen producirse cabalgamientos hacia la dcha. (buzamiento hacia la izda.) con geometría lístrica, es decir, cóncava hacia arriba, siendo la curvatura una consecuencia de la curvatura de las trayectorias de esfuerzo.

Las fallas no se crean en su totalidad en un instante dado. Por el contrario, primero se crea una pequeña fractura que después se va propagando de forma más o menos radial. La zona donde se ha producido translación es la falla y se termina en la **línea terminación**. La translación es mayor en el centro de la falla y se va amortiguando hacia la línea terminación. La zona donde la falla se está propagando se adapta a la envolvente de Mohr, lo que quiere decir que sigue el criterio de Coulomb de forma muy aproximada. Sin embargo, en la zona donde la fractura ya se ha producido, los esfuerzos no tienen que superar la resistencia cohesiva. En esa parte de las fallas y en fallas que se deslizan sin continuar propagándose en sus extremos.

#### 2.5.4.- ZONAS DE CIZALLA FRÁGILES Y FRÁGIL-DÚCTILES

Una zona de cizalla es un volumen de roca deformado esencialmente por esfuerzos de cizalla y limitado por rocas que no sufrieron deformación contemporánea con la de la zona de cizalla. La geometría más común es aproximadamente tabular, aunque muchas zonas de cizalla no tienen sus límites paralelos y, en otras, éstos no son planos sino curvados. La extensión de las zonas de cizalla suele ser mucho mayor que su espesor y su significado es el de bandas en las cuales la roca ha cedido ante los esfuerzos, deformándose, mientras que fuera de ellas, la roca ha resistido a los esfuerzos. Las zonas de cizalla pueden ser de tamaños muy variados, desde microscópicos hasta de varios km de espesor y cientos o miles de km de longitud. Según los mecanismos de deformación dominantes en su interior, es decir, según el tipo de “fallo” o cesión que las caracterice, se clasifican en frágiles, frágil-dúctiles y dúctiles.



Figura 5-8- Zona de cizalla frágil-dúctil con venas sigmoidales.

Las **zonas de cizalla frágil-dúctiles** o **transicionales** son las que exhiben comportamientos de ambos tipos. Un caso muy común es el de las fallas con arrastre. La falla es la estructura frágil y el arrastre o pliegue causado por cizallamiento, que afecta a un cierto volumen de roca a ambos lados, es la estructura dúctil. Uno de los tipos más comunes de zonas de cizalla transicionales se da en rocas que pueden sufrir disolución por presión, como calizas y cuarcitas y en las que existen fluidos. Si los fluidos están a presión, se forman abundantes grietas de tensión (T) de forma lenticular y dispuestas “en escalón” dentro de la zona de cizalla y en ellas se precipitan materiales disueltos dentro de la propia cizalla.

## 2.6 DIACLASAS

Las fracturas de la corteza terrestre pueden tener una gran influencia en nuestra vida cotidiana. En la mayoría de los casos la presencia de fracturas trae beneficios a las distintas sociedades, aunque en ocasiones también tienen desventajas para el desarrollo de las distintas comunidades.

Por ejemplo, una buena parte del agua de origen subterráneo que se utiliza en el mundo está almacenada en fracturas abiertas que hacen que las rocas sean lo suficientemente permeables como para suministrar agua rápidamente y que provocan la existencia de una porosidad suficiente como para albergar cantidades de agua aptas para su explotación. Además, la recarga de aguas subterráneas, analizada a escala de cuenca, es mucho más rápida si se realiza a través de rocas fracturadas. Además del agua, muchas reservas de petróleo y de gas se encuentran en rocas fracturadas, permitiendo su almacenamiento y extracción de manera comercial. Otros aspectos positivos relacionados con la existencia de fracturas son, por ejemplo, que permiten realizar excavaciones con más facilidad para establecer cimientos para obras públicas o el importante papel que juegan en la recuperación de la energía geotérmica al permitir la rápida circulación del agua y un eficiente intercambio térmico.

Como ya se ha mencionado, no todo son factores positivos, un tema de candente actualidad, el almacenamiento de residuos peligrosos, radiactivos, químicos o biocontaminados se ve muy dificultado por la presencia de fracturas en las rocas, que impiden su aislamiento de la biosfera con el consiguiente peligro de contaminación. Otro inconveniente es el efecto negativo que tienen en la explotación de rocas industriales, donde disminuyen en gran manera el rendimiento de los volúmenes de roca extraídos. Algunas obras civiles, túneles o presas, requieren sostenimientos especiales en el caso de que la roca en que estén excavados o sobre la que se asienten, respectivamente, se encuentre fracturada.

En otras ocasiones, el hombre necesita crear fracturas de manera que le permitan obtener mayor rendimiento en algunos procesos como pueden ser la recuperación de hidrocarburos, donde las fracturas hidráulicas artificiales pueden ser generadas con una determinada longitud y apertura para optimizar los procesos de extracción.

Podemos distinguir varios tipos de fracturas dependiendo del movimiento relativo que tiene lugar entre las rocas situadas a un lado u otro de la misma; podemos distinguir tres tipos de fracturas de acuerdo con el tipo de movimiento.

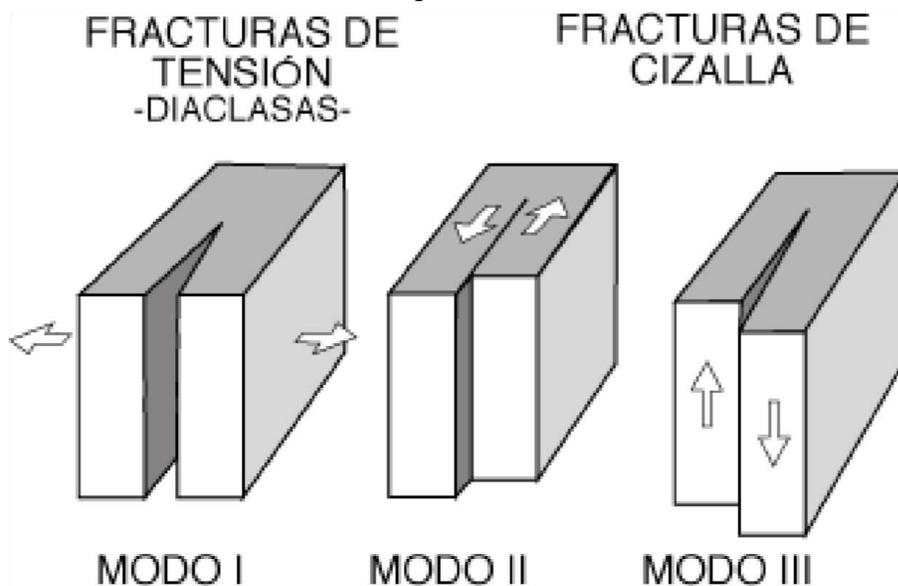


Figura 6-1 - Tipos de fracturas según Anderson

**Fracturas de tensión (Modo I).** - El movimiento es perpendicular a la superficie de fractura.

**Fracturas de cizalla (Modo II).** - El movimiento es paralelo a la superficie de fractura y perpendicular al borde de propagación de la misma.

**Fracturas de cizalla (Modo III).** - El movimiento es paralelo a la superficie de fractura y también paralelo al borde según el que se propaga la misma.

A las fracturas de cizalla (Modos II y III), las denominamos generalmente fallas, mientras que a las de tensión, cuando su desplazamiento es nulo o mínimo las llamamos diaclasas. En la figura 6-2 se muestran los círculos de Mohr que representan las condiciones bajo las cuales se pueden originar estos tipos de fracturas.

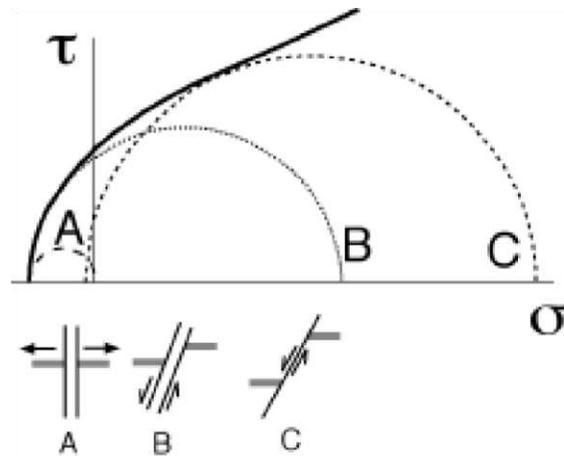


Figura 6-2- Círculos de Mohr en los que se muestran los estados de esfuerzos en los que se generarán fracturas tensionales, fracturas de cizalla y fracturas que participan de los dos tipos. Se representan, asimismo, los sentidos de movimiento en ellas.

Dependiendo de las rocas en que las diaclasas se produzcan tienen una orientación general determinada, por ejemplo en las rocas sedimentarias, las diaclasas son, por lo general, perpendiculares a la superficie de estratificación, es decir verticales si se toma ese plano de referencia como horizontal, mientras que en las rocas ígneas pueden tener cualquier orientación. Utilizando el mismo sistema de referencia para las diaclasas en rocas sedimentarias se puede decir que su mayor dimensión es siempre horizontal, mientras que en rocas ígneas, por lo general no tienen una dimensión preferente.

Las diaclasas se propagan durante un proceso de fractura continuo o mediante una serie de rupturas sucesivas. A menudo se reconocen en familias con espaciados regulares que pueden ser reconocidos en áreas con poca deformación (Nickelsen y Hough, 1967), aunque en otras ocasiones, pueden tener un espaciado irregular (Segall y Pollard, 1983). En rocas sedimentarias bien estratificadas, las diaclasas suelen tener un patrón bien definido, compuesto por diaclasas sistemáticas tempranas y diaclasas cruzadas (*cross-joints*).

### 2.6.1 ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LAS DIACLASAS

Muchas fracturas de las rocas, visibles a varias escalas, muestran desplazamientos en los que no se aprecian movimientos de cizalla. Si estas fracturas no están rellenas, se conocen como diaclasas (Badgley, 1965), fracturas de tensión (Griggs y Handin, 1960) o grietas de tensión (Blés y Feuge, 1986). Se prefiere el término diaclasas para las estructuras desarrolladas en la naturaleza, mientras que las originadas en ensayos de laboratorio bajo condiciones de pequeñas presiones de confinamiento se denominan fracturas de tensión. Si

estas fracturas están rellenas, reciben otros nombres como venas (Ramsay, 1980), venas escalonadas (Beach, 1975, 1977) y diques (Anderson, 1951).

Las diaclasas han sugerido a los geólogos desde hace más de un siglo que las situaciones tensionales eran comunes en la corteza terrestre. Algunos ejemplos que se han utilizado para ilustrar la existencia de dichos esfuerzos tensionales son las crestas de los anticlinales (Van Hise, 1986), cuerpos ígneos enfriados (Crosby, 1882), sedimentos desecados (Le Conte, 1882) y grietas de tensión en zonas de falla (Leith, 1913). Desde entonces se ha evidenciado que las diaclasas se generan propagándose perpendicularmente a un esfuerzo principal (y por tanto paralelas a los otros dos). Las evidencias que ponen de manifiesto este hecho son: (1) existen diaclasas que cortan granos de las rocas, fósiles u otros marcadores sin que se produzcan desplazamientos de cizalla (Engelder, 1982 y Segall y Pollard, 1983); (2) el estudio análisis dinámicos de la calcita, de la orientación de estructuras como los estilolitos y ensayos de relajación de esfuerzos prueban que las diaclasas se desarrollan con una orientación que incluye  $\sigma_1$  (Friedman, 1964 y Engelder, 1962); y (3) las diaclasas se desarrollan perpendicularmente al campo de esfuerzos tectónico existente tal y como se aprecia mediante el estudio de mecanismos focales de terremotos y de medidas de esfuerzos *in-situ* (Engelder, 1982 y Hancock y Engelder, 1983).

## 2.6.2 GEOMETRÍA DE LAS DIACLASAS

### 2.6.2.1 FORMA Y PARÁMETROS DESCRIPTIVOS

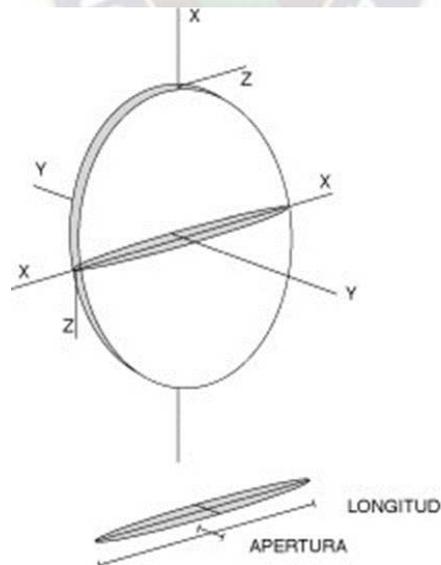


Figura 6-3- Geometría de una fractura con forma de moneda y sistema de referencia utilizado

La manera de describir una diaclasa desarrollada en un medio isótropo, con la geometría más simple posible, es decir que tiene la forma de una moneda (Figura 6-3) en la cual, la dirección perpendicular a la fractura es el eje y, y los ejes x y z son paralelos a la misma. Este tipo de fracturas se originan en un punto y se propagan en todas las direcciones de manera radial. Otra convención usada es que el eje x es la dirección en que la fractura se propaga en el caso de que la propagación no se realice de forma radial. Otros parámetros que se utilizan para describir las fracturas de extensión son la apertura y la longitud, tal y como se muestra en la figura 6-3. Las diaclasas se caracterizan por tener aperturas pequeñas en relación con las longitudes. En el caso de rocas anisótropas, como pueden ser las rocas sedimentarias estratificadas, las diaclasas se propagan, desde su inicio de manera radial hasta que algunos de sus puntos alcanzan un límite de capa, un plano de estratificación que sirva como una barrera a la propagación de la fractura. Si los planos de estratificación están relativamente próximos, se impedirá la propagación de la fractura en dirección perpendicular a las capas, mientras que la fractura puede continuar creciendo en una dirección contenida en los planos de estratificación. Este hecho condiciona que las diaclasas en rocas sedimentarias tengan una geometría que se aleja de la forma de moneda, y que por el contrario adquieren una geometría de lámina o «cuchilla» (*blade*) como se representa en la figura 6-4.

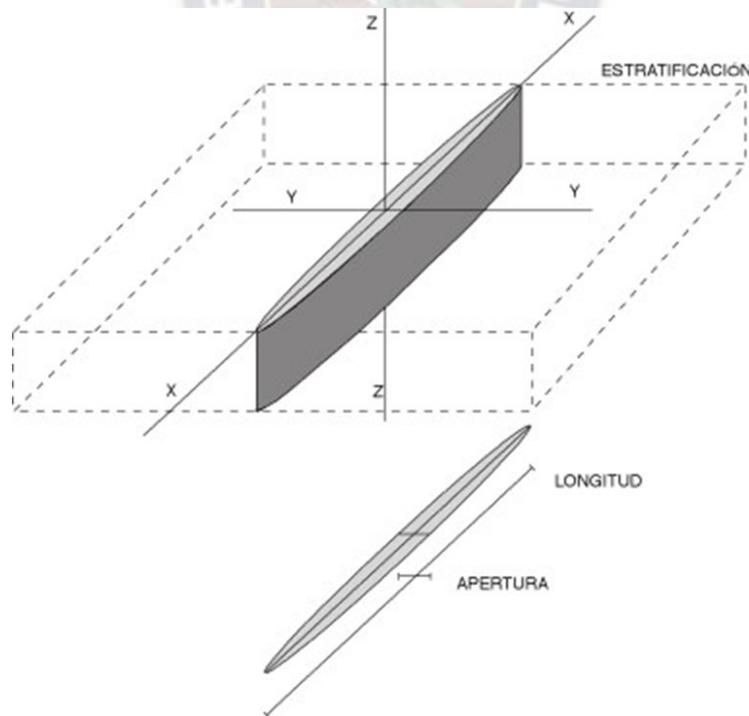


Figura 6-4- Geometría de una fractura con forma de cuchilla y sistema de referencia utilizado.

### . 2.6.2.2 CARACTERÍSTICAS DE LA SUPERFICIE DE LAS DIACLASAS

Una vez descrita la geometría más común que pueden presentar las diaclasas individuales se pueden describir las características que presentan las superficies de fractura. De acuerdo con la mecánica de fracturación elástica lineal, que es la que se utiliza normalmente para analizar desde el punto de vista físico los procesos de fracturación, las diaclasas desarrolladas en un medio isótropo deberían de tener una superficie plana y lisa como un espejo. Las observaciones en la naturaleza indican que esto no es verdad, y que la morfología de la superficie de las diaclasas presenta numerosas irregularidades que tienen su origen en diversas causas, fundamentalmente relacionadas con los procesos de propagación y crecimiento de las fracturas y con la anisotropía de los materiales involucrados.

Una de las estructuras más comunes que se pueden apreciar en las superficies de las diaclasas es la denominada **ornamentación plumosa** (Figura 5-41). En efecto, gran número de fracturas presentan en su superficie una serie de rugosidades de escasa entidad que recuerdan la geometría de una pluma. Este tipo de estructura se encuentra descrita desde muy antiguo (Woodworth, 1896) y ha sido objeto de numerosos trabajos (Lutton, 1971 por ejemplo) y ha permitido interpretar los procesos de nucleación, propagación y detención de las diaclasas (Kulander *et al.*, 1979).

Las estructuras plumosas se forman a diversas escalas, y su tamaño se puede relacionar con el tamaño de grano de las rocas afectadas. Por lo general en rocas de tamaño de grano menor las estructuras plumosas son menores, mientras que en las de mayor tamaño de grano tienen un tamaño mayor. Dentro de una estructura plumosa, podemos encontrar cuatro zonas bien definidas que se encuentran ilustradas en la figura 6-5. Estas zonas se encuentran definidas a continuación.

#### **NÚCLEO DE LAS ESTRUCTURAS PLUMOSAS**

En estructuras plumosas bien desarrolladas y preservadas se pueden seguir las irregularidades que definen esta estructura, generalmente llamadas barbas (Bahat y Engelder, 1984) hasta un punto común a partir del cual se inician. En rocas relativamente homogéneas, como puede ser el caso de una roca intrusiva sin deformar, este núcleo se genera en alguna de las microfracturas que pueden estar distribuidas en toda la masa de rocas (Segall, 1984). Por el contrario, en rocas sedimentarias, por lo general menos homogéneas las barbas se originan a partir de una discontinuidad de los planos de estratificación o de una inclusión dentro de la capa como puede ser un fósil, un clasto o un nódulo (Figura 6-5) (Kulander *et al.*, 1979). Si las diaclasas se nuclean en la superficie de los estratos, el origen suele estar situado en ripples. En las rocas sedimentarias, la anomalía o inclusión a partir de la cual se desarrollan las diaclasas suele ser mucho mayor que las microfracturas intergranulares a partir de las cuales se desarrollan las diaclasas en rocas ígneas. Siempre existe una relación entre una pequeña fractura, una irregularidad, un fósil u otra inclusión en el punto donde se

originan las barbas, lo que deja poca duda acerca del mecanismo que origina las diaclasas, es decir, estos son los lugares en los que un defecto concentra los esfuerzos, de manera que se supera la resistencia a la rotura de la roca y se puede propagar la fractura.

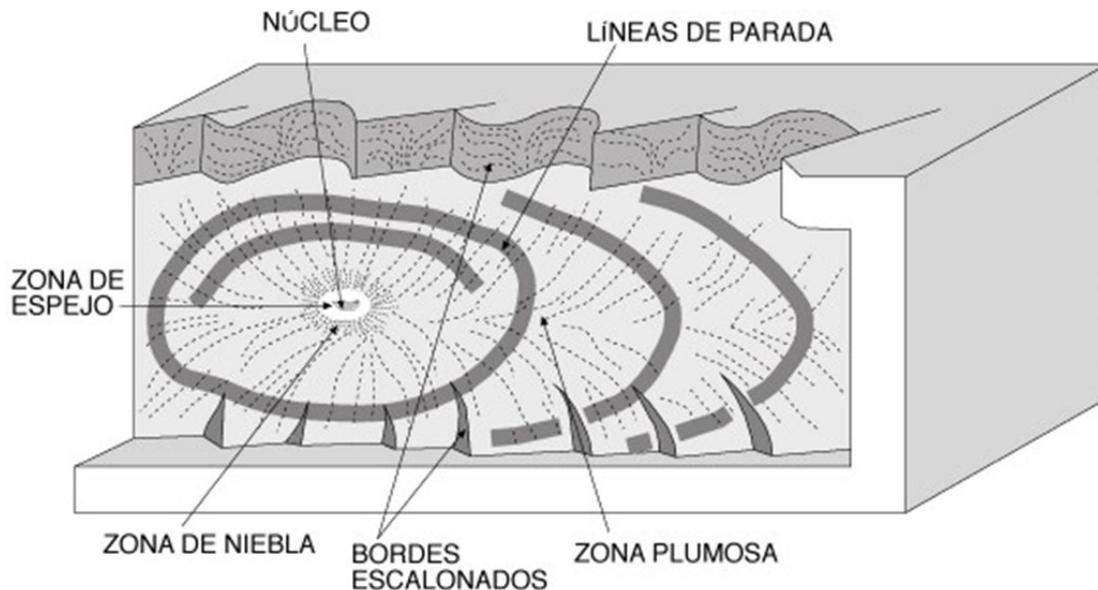


Figura 6-5- Esquema de una estructura plumosa donde se indican las diferentes zonas que se pueden encontrar en ella.

### 2.6.2.3 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS RELACIONADAS CON LA PROPAGACIÓN DE LAS DIACLASAS

Otras de las características de la ornamentación de las diaclasas son las estructuras relacionadas con la propagación de las mismas. Se pueden encontrar hasta cinco diferentes tipos de estructuras relacionadas con la propagación (Kulander y Dean, 1985). Muchas de las características de las diaclasas tienen cierto parecido con las que se obtienen al fracturar vidrios o materiales cerámicos (Johnson y Holloway, 1966; Bahat, 1979). Los tipos de estructuras que podemos encontrar son:

La **zona de espejo** (*mirror zone*): Esta zona se sitúa inmediatamente alrededor de del punto de origen y es una zona plana y muy poco rugosa (de ahí su nombre). Esta zona se aprecia mejor en las fracturas de extensión desarrolladas en vidrio o en otros materiales muy homogéneos o amorfos que en rocas u otros materiales con un tamaño de grano relativamente grande. En este último caso, las inhomogeneidades locales de escala de tamaño de grano curvan la fractura a pequeña escala impidiendo la génesis de esta zona totalmente plana. Kulander *et al.* (1979) interpretan que si existe en las diaclasas desarrolladas en las rocas una zona en torno al núcleo con rugosidades de menor amplitud que el tamaño de grano de las mismas puede considerarse como la zona de espejo. Esta zona se interpreta como originada

por la propagación de la fractura de forma lenta pero con cierta aceleración. Esta propagación se produce mientras que el esfuerzo en los extremos no ha crecido lo suficiente como para permitir la rotura de enlaces en direcciones distintas a la de propagación de la fractura.

Las **líneas de Wallner** (*Wallner lines*): Son rugosidades que se observan en la región de espejo en fracturas desarrolladas en vidrio se denominan líneas de Wallner. Estas rugosidades surgen de la interferencia entre el frente de la fractura y las ondas sónicas que son más rápidas. En las diaclasas en roca no se identifican estas líneas habitualmente, ya que las fracturas se desarrollan muy despacio y son sobrepasadas inmediatamente por las ondas sónicas sin que se acoplen.

La **zona de niebla** (*mist zone*): Alrededor de la zona de espejo, se sitúa una zona donde la superficie de la fractura presenta cierta rugosidad. Esta rugosidad está formada por pequeñas estrías que tienen la forma de cuchillas de escala microscópica con su dimensión mayor paralela a la dirección de ruptura (Poncelet, 1958). Estas rugosidades se producen a medida que la fractura se propaga con mayor velocidad y los esfuerzos existentes en el frente de fractura permiten romper el material en direcciones oblicuas al plano de fractura.

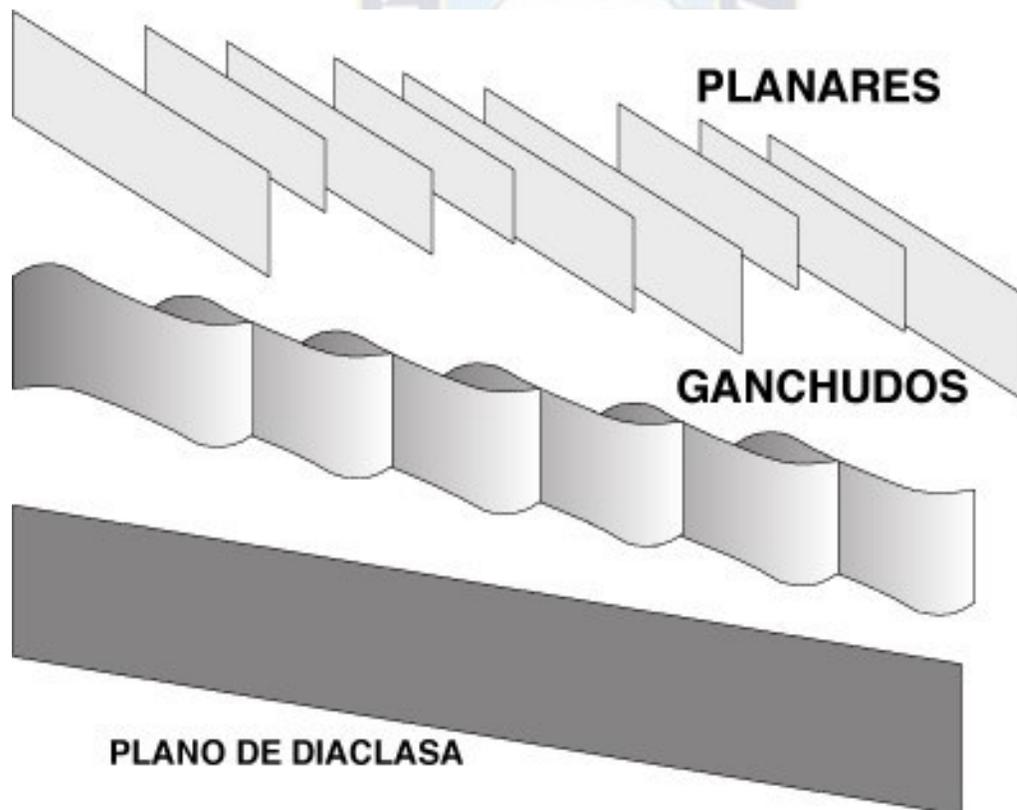


Figura 6-6- Geometría de las fracturas de borde escalonadas en relación con el plano principal de diaclasa.

La **zona plumosa** (*hackle zone*): La zona plumosa, que es la más evidente en las diaclasas desarrolladas en rocas, es más rugosa que las anteriores y en ella se bifurcan las fracturas (Lawn y Wilshaw, 1975). Las características más comunes de estas estructuras se pueden observar en la figura 6-5. Generalmente la superficie de la diaclasa muestra estructuras plumosas en las que las barbas divergen de un eje (Woodworth, 1896; Kulander *et al.*, 1979; Bahat, 1979 y Bahat y Engelder, 1984) y se hacen más patentes y marcadas a medida que se van alejando del mismo. Hacia los bordes de la diaclasa, esta se segmenta en una serie de planos ligeramente oblicuos a la orientación del plano principal de fractura, formando lo que se denomina borde de pluma (*hackle fringe*). Este borde está formado por una serie de fracturas dispuestas escalonadamente (*en echelon fringe cracks*) a las que se denominan de manera individual plumas giradas (*twist hackles*) y se forman generalmente cuando el frente de la diaclasa se aproxima al límite de una capa (Hodgson, 1061). Las plumas giradas fueron inicialmente interpretadas como correspondientes a fracturas de cizalla (Roberts, 1961 y Gash, 1971) pero otros autores han presentado evidencias que indican que su origen responde a fracturas de extensión (Kulander *et al.*, 1979 y Engelder, 1982). Las estructuras plumosas varían su forma dependiendo de las condiciones locales. Pueden ser rectas o curvadas (Bahat y Engelder, 1984) y en ambos casos pueden ser simétricas o asimétricas a ambos lados del eje de la pluma.

Dentro de los bordes de fracturas escalonadas (Engelder, 1985; Pollard y Aydin, 1988 y Helgeson y Aydin, 1992) se han descrito dos tipos distintos planares y ganchudas (Helgeson, 1990 y Younes y Engelder, 1993) que se muestran en la figura 6-6.

La génesis de estas estructuras plumosas en general, se interpreta de dos maneras distintas: por un lado se piensa que a altas velocidades de propagación del borde de las fracturas, el esfuerzo tensional local en dicho borde adquiere una orientación oblicua a la normal al plano principal de la fractura, originando de esta manera pequeñas fracturas de orientación diferente que dan lugar a las barbas y a las plumas giradas; por otro lado se interpreta que el esfuerzo tensional local que se produce en el borde de una fractura moviéndose a altas velocidades es tan alto que se generan gran cantidad de fracturas secundarias. En todo caso el efecto de la génesis de nuevas fracturas es el resultado de la propagación del frente de las diaclasas a velocidades críticas.

Por último, las **líneas de parada** (*arrest lines*): son marcas que aparecen en la superficie de las diaclasas y que tienen forma de pequeños promontorios alargados y curvados, orientados de forma perpendicular a la dirección de propagación de la diaclasa (Figura 5-5), que a veces se conocen con el nombre de costillas. En ocasiones no son muy pronunciadas y se caracterizan por representar límites entre zonas de la superficie de la diaclasa que poseen barbas y otras zonas que no. Los experimentos realizados en vidrio demuestran que las líneas de parada se forman cuando la propagación de la fractura de

extensión se detiene o disminuye su velocidad mucho, causando una brusca disminución del esfuerzo en el límite de la fractura. Otra posible causa invocada es el cambio brusco de la orientación del campo de esfuerzos en que se está generando la fractura de extensión. En las diaclasas desarrolladas en rocas se pueden apreciar líneas de parada aisladas, situadas al final de la misma, o bien formando un conjunto de ellas alineadas a lo largo de la diaclasa.

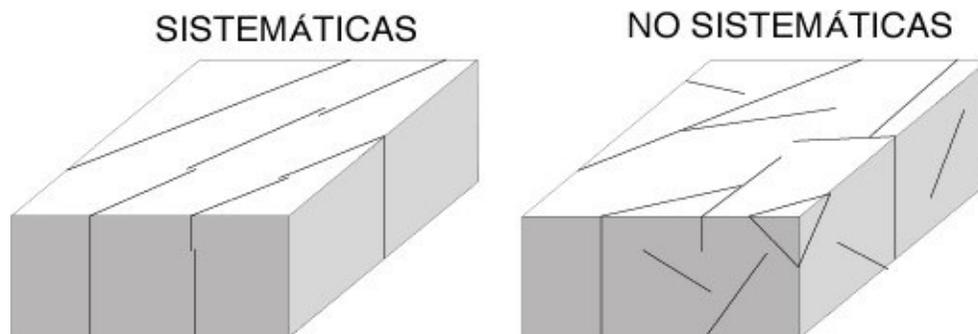


Figura 6-7- Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas.

### 2.6.3 ASOCIACIONES DE DIACLASAS.

Una característica bien establecida acerca de las diaclasas es el hecho de que no aparecen aislada, sino que siempre se encuentran en grupos que pueden ser sistemáticos o no. De esta manera, las **diaclasas sistemáticas** son aquellos grupos de diaclasas que son paralelas o subparalelas unas a otras y mantienen un espaciado aproximadamente regular entre ellas como se muestra en la figura 5-7. No hay una regla que determine cuál es el espaciado mínimo o máximo para considerar sistemáticas a una serie de diaclasas, pero por lo general se admite que deben de estar lo suficientemente juntas como para poder ver varias de ellas en el mismo afloramiento. Las diaclasas sistemáticas pueden estar restringidas a una capa o pueden afectar a varias de ellas. Por otro lado, las diaclasas no sistemáticas son menos planares que las sistemáticas, tienen una distribución espacial irregular, no son paralelas a otras diaclasas vecinas y pueden terminar contra otras diaclasas que las rodean. Tanto las diaclasas sistemáticas, como las no sistemáticas pueden darse en el mismo afloramiento.

Desde el punto de vista de las relaciones que tienen las diaclasas con sus vecinas se pueden diferenciar, además, **familias** de diaclasas y **sistemas** de diaclasas (no se deben confundir con diaclasas sistemáticas).

Las familias de diaclasas son un grupo formado por todas las diaclasas sistemáticas que aparecen en una región. Cuando existen dos o más familias de diaclasas que se intersectan formando ángulos más o menos constantes se denominan sistemas de diaclasas. En función del ángulo diedro que formen las distintas familias, podemos clasificar los sistemas en ortogonales (diedro  $90^\circ$ ) o en conjugados (si el valor del diedro se sitúa entre  $30^\circ$  y  $60^\circ$ ). En muchos casos el término sistema de diaclasas se utiliza para decir que las familias existentes son coetáneas, lo que no es correcto. Un sistema de diaclasa solo se refiere a la relación espacial entre las distintas familias de diaclasas y no a sus posibles relaciones genéticas.

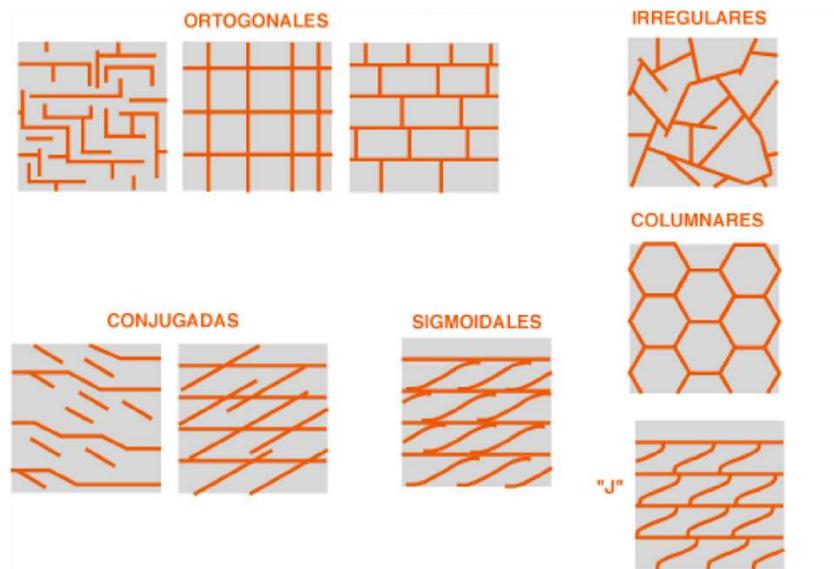


Figura 6-8- Distintos tipos de sistemas de diaclasas en función de su geometría.

La figura 6-8 ilustra la geometría que pueden tener distintos sistemas de diaclasas y su clasificación en base al valor del diedro y a la naturaleza de las intersecciones entre las familias. Se puede apreciar cómo, en algunos casos, una de las familias del sistema está formada por diaclasas más continuas, que se denominan diaclasas maestras, mientras que otra familia está formada por otras más cortas que terminan contra las maestras y que se denominan diaclasas cruzadas (*cross joints*).

Especial mención hay que hacer a las familias de diaclasas existentes en las rocas isotropas como granitoides o migmatitas. En estas rocas abundan las diaclasas no sistemáticas, aunque se suelen encontrar familias de diaclasas que son aproximadamente paralelas a la topografía y se denominan diaclasas de exfoliación o *sheeting joints*. Por último, las rocas ígneas extrusivas y las rocas hipoabisales (que se cristalizan a muy poca profundidad, cerca de la superficie terrestre) desarrollan un sistema de diaclasas que se

denomina disyunción columnar, este sistema está formado por tres familias de diaclasas cortas que delimitan cuerpos rocosos que tienen geometría de prisma hexagonal.

#### 2.6.4 RELACIONES TEMPORALES ENTRE DIACLASAS.

La existencia de distintas familias de diaclasas dentro de un sistema hace pensar en las relaciones temporales posibles entre ellos. Por ejemplo, si las diaclasas de la familia A de la figura terminan contra las de la familia B de la forma ilustrada en dicha figura, podremos asegurar que las diaclasas de la familia A son posteriores a las de la familia B. En efecto, una diaclasa no puede propagarse a través de una superficie libre. Es decir, una superficie sin cohesión como es una diaclasa previa. Otra característica de los sistemas formados por familias de diaclasas que no son simultáneas es que, cuando no son ortogonales las diaclasas formadas más tarde tienden a curvarse bien poniéndose perpendiculares o bien paralelas a las diaclasas maestras.

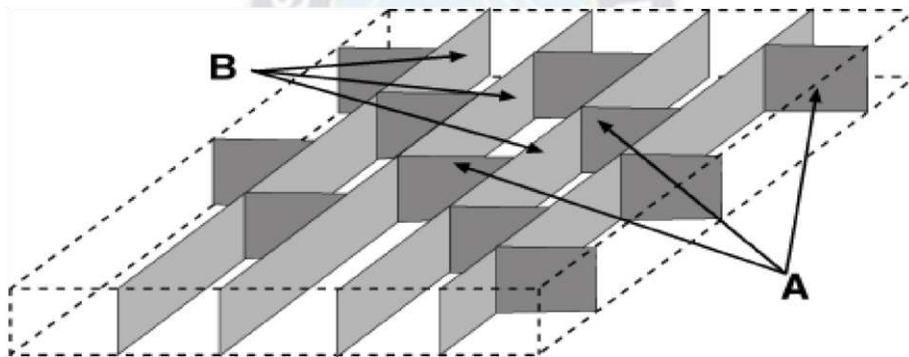


Figura 6-9- Relaciones entre diaclasas maestras (B) y cruzadas (A).

El caso descrito es el más sencillo de todos, y el único en el que no existen ambigüedades. En muchos otros casos es necesaria una observación muy detallada y completa para poder establecer las relaciones temporales entre las diferentes familias de diaclasas.

En muchos casos las diaclasas describen un patrón de relaciones de corte que son difíciles de interpretar. Existen varios casos en los que se pueden dar relaciones difíciles de resolver: (1) en el caso de que una diaclasa antigua esté cementada y no actúe como una superficie libre, puede ser atravesada por otra más joven; (2) si una diaclasa temprana no ocupa toda la capa en la que se desarrolla, una posterior, oblicua a ella puede propagarse por el volumen de roca no afectado por la previa de la manera que se muestra en la figura 5-46, en la que se puede apreciar cómo solamente la disposición de las barbas de la estructura plumosa puede ayudar a identificar la secuencia temporal de desarrollo; y (3) otra posibilidad es que dos diaclasas se nucleen en el mismo punto, y que este se sitúe en una diaclasa previa,

por lo que se generarían dos diaclasas que podrían ser interpretadas como una sola (figura 6-10) si no se pueden apreciar las estructuras plumosas de cada una de ellas partiendo de un mismo punto.

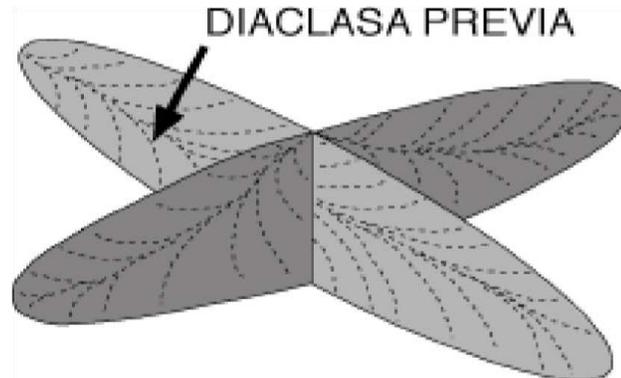


Figura 6-10- Otro caso en el que la geometría de las barbas de la estructura plumosa muestra los núcleos de las diaclasas donde se inician las distintas generaciones de las mismas.

### 2.6.5 ESPACIADO DE DIACLASAS.

Uno de los aspectos relacionados con las diaclasas que ha llamado más la atención a los estudiosos de estas estructuras es el hecho de que las mismas se generan, si son sistemáticas, con espaciados uniformes que son fácilmente reconocibles en los afloramientos. Si ocurre esto, se puede definir un importante parámetro que se denomina **espaciado** como la distancia media entre las diaclasas contiguas de una familia de diaclasas medida en la dirección perpendicular a su superficie. Por lo general, los geólogos se refieren a las diaclasas como estructuras muy espaciadas o poco espaciadas, pero se ha de ser más riguroso y dar un valor que nos permita describir el espaciado con precisión. En el caso en que se han medido con un riguroso control geológico y no se han medido distintas familias de diaclasas el espaciado de las diaclasas resulta es una distribución de tipo log-normal (Huang y Angelier, 1989; Narr y Suppe, 1991 y Gross, 1993) que se explica cómo debida a la distribución no aleatoria de las irregularidades que nuclean a las diaclasas y a los mecanismos que las generan.

Para entender esta distribución de las fracturas, sobre todo en rocas sedimentarias poco deformadas, debemos de interesarnos primero en la manera que tienen de desarrollarse las familias de diaclasas. Cuando nosotros observamos una capa con un número determinado de diaclasas paralelas y que muestran un espaciado regular, podemos pensar que las diaclasas

se desarrollaron al mismo tiempo o que unas se han desarrollado a continuación de otras. Los trabajos experimentales (Rives *et al.*, 1992) o teóricos (Hobbs, 1967) indican que las diaclasas sistemáticas de una misma familia, dentro de una capa, se desarrollan secuencialmente, es decir, unas después de otras. Este desarrollo se debe a los procesos de reducción de esfuerzos alrededor de las diaclasas formadas que lleva al mecanismo de **relleno secuencial** (*sequential joint infilling*).

## 2.6.6 ORIGEN E INTERPRETACIÓN DE LAS DIACLASAS.

Los procesos que provocan la génesis de diaclasas son:

**1.- Levantamiento y descompresión.** - La presión litostática resultante de la carga que una roca soporta por el peso de las supradycantes, acompañada del aumento de temperatura derivado del gradiente geotérmico, hace que cuando una roca, por las causas que sean, erosión, etc., se acerque a la superficie, esté sometida a unos esfuerzos distintos que se derivan de tres causas. Las tres causas que hacen que se generen esfuerzos tensionales en una roca que está siendo levantada o acercada a la superficie terrestre son: pérdida de calor que hace que las rocas se enfríen y contraigan en todas las direcciones, lo que pueden hacer libremente en el la vertical, pero no en la horizontal por lo que se generarán esfuerzos tensionales; el efecto producido por la pérdida de presión litostática provoca una expansión de la roca en la vertical por la liberación de energía elástica, lo que se resuelve asimismo con la génesis de esfuerzos compresivos horizontales, que no colaboran a la génesis de las diaclasas, al no poder expandirse libremente en esta dirección ; por último, el efecto membrana causa esfuerzos tensionales horizontales al aumentar el tamaño una superficie determinada de roca al alejarse del centro de la tierra. Si los esfuerzos tensionales generados por estas causas son lo suficientemente altos, la roca se fracturará dando lugar a diaclasas.

**2.-Diaclasas laminares o descamaciones.** - Además de las diaclasas descritas previamente, en los centenares de metros más próximos a la superficie se suelen generar diaclasas paralelas a dicha superficie. El origen de estas diaclasas es bastante problemático ya que no son fácilmente explicables como fracturas tensionales debido a que cerca de la superficie suele haber esfuerzos verticales compresivos y la presión de fluidos no es elevada. La mayoría de los autores consideran que estas diaclasas se generan donde los esfuerzos compresivos horizontales son más importantes que los originados por la carga vertical, o donde existen esfuerzos residuales que se liberan durante la aproximación de la roca a la superficie. Este último caso es el que se invoca con más frecuencia para explicar la presencia de este tipo de diaclasas en rocas intrusivas. En este caso el enfriamiento de las rocas intrusivas produce una contracción mayor que la de las rocas del encajante. Esta contracción no puede acomodarse hasta el momento que la roca deja de ser sometida a esfuerzos

litostáticos, dando lugar a familias de diaclasas paralelas a la superficie del plutón o a la superficie topográfica.

**3.- Fracturación hidráulica.** - Las diaclasas que se forman en profundidad donde no existen, en principio, esfuerzos tensionales se deben al efecto de la actuación de los fluidos existentes en las rocas a través de la presión de poro como ya vimos en el capítulo anterior. En efecto, si la presión de poro es lo suficientemente elevada se generan esfuerzos de tensión que pueden causar la propagación de fracturas tensionales debido al efecto poroelástico. Este mecanismo está muy bien conocido y es aprovechado para aumentar la porosidad de los acuíferos o almacenes de petróleo generando presiones elevadas de los fluidos que causan la rotura de la roca y generan un mayor número de conductos por los que se pueden desplazar los mismos.

**4.- Diaclasas ligadas a procesos tectónicos.** - Por lo general, se pueden relacionar diaclasas con dos tipos de estructuras, pliegues y fallas. En el caso de pliegues, se pueden describir un gran número de familias de diaclasas en relación con ellos. La clasificación de diaclasas relacionadas con pliegues más común es la que propone Hancock (1985) que se muestra en la figura 5-55. En dicha figura se identifican 3 tipos de diaclasas dispuestas de manera simétrica respecto a la estratificación y al eje del pliegue, aunque de todas ellas las más comunes son aquellas normales al eje (debidas a la extensión paralela al mismo) y las paralelas al mismo y perpendiculares a la estratificación, generadas en los estrados de los pliegues (originadas por los esfuerzos tensionales que se generan durante el proceso de plegamiento de una capa).

Respecto a las fallas, se describen tres tipos de diaclasas relacionadas con ellas:

I.- Aquellas diaclasas relacionadas con el mismo campo de esfuerzos en que se está generando la falla.

II.- Aquellas que están asociadas a las tensiones locales que puedan estar relacionadas con los movimientos de los bloques separados por las fallas.

III.- Diaclasas generadas en relación a los esfuerzos tensionales que se producen localmente durante el movimiento de la falla.

**5.- Diaclasas debidas a la intrusión de rocas ígneas o diapiros salinos.** - El emplazamiento de rocas ígneas o salinas produce tensiones locales en sus alrededores que dan lugar a la génesis de diaclasas. Dada la forma que tienen estos cuerpos de roca, aproximadamente circulares, se producen dos tipos de diaclasas, unas de carácter radial y otras concéntricas alrededor de la intrusión o del diapiro si no existe un campo de esfuerzos remoto. En el caso de que exista dicho campo de esfuerzos remoto, ese patrón se ve distorsionado perdiendo la simetría radial perfecta. En ella se ve como los diques, que pueden ser considerados como diaclasas o fracturas tensionales rellenas de material fundido, que

generalmente se propagan de manera radial alrededor de un volcán, se reorientan hacia una situación paralela al esfuerzo máximo horizontal, que en el caso de este ejemplo sería aproximadamente Este-Oeste.

Por último, queda describir cómo se interpretan las diaclasas a escala regional. Hasta ahora hemos hablado de las diaclasas como estructuras mesoscópicas que pueden estar relacionadas con otras estructuras de escala más o menos grande. Sin embargo, se han reconocido en diversos lugares del mundo familias y sistemas de diaclasas que pueden ser reconocidos a lo largo de centenares de kilómetros. Debido a la clara relación que tienen las diaclasas con el campo de esfuerzos son una herramienta muy útil para describir la orientación del campo de esfuerzos en grandes áreas para un momento determinado, siempre que conozcamos la edad de las familias de diaclasas utilizados. Además de lo dicho, hay que destacar que por ser estructuras que pueden generarse cerca de la superficie, es posible identificar las que se estén generando en el presente, y ha sido una herramienta muy utilizada para investigar las trayectorias de los esfuerzos que tienen lugar en la actualidad (Engelder, 1982; Hancock y Engelder, 1985; Gross y Engelder, 1991) sobre todo en los lugares donde estas medidas no se pueden realizar de manera instrumental.

Un buen ejemplo de este caso es la representación del esfuerzo máximo horizontal en el Arco de las Aleutianas, que está marcado por la orientación de las fisuras por las que se emplazan volcanes como se muestra en la figura 5-61. Esa orientación es paralela a la dirección de movimiento relativo entre las placas Americana y Pacífica, por lo que es lógico pensar que también serán paralelas al esfuerzo máximo horizontal.

## 2.7 DIAPIROS

Un **diapiro** es un cuerpo de roca que se ha movido hacia arriba atravesando y desplazando las rocas suprayacentes. La palabra deriva del vocablo griego *diaperein*, que significa perforar. La ascensión de tales cuerpos de roca tiene una causa gravitatoria: la menor densidad de las rocas que ascienden, en relación con la densidad de las rocas atravesadas, les confiere una fuerza ascensional. Para que la ascensión se produzca se necesita, además de una menor densidad, que proporcione la fuerza, la existencia de rocas suficientemente dúctiles como para poder fluir y la posibilidad de que las rocas superiores o suprayacentes puedan hacer sitio a la masa ascendente deformándose.

Los diapiros más comunes son los de **evaporitas**, rocas formadas por concentraciones excesivas de sales como cloruros, sulfatos o nitratos, que precipitan formando capas de espesor a veces considerable. Frecuentemente, tales concentraciones se dan en cuencas continentales endorréicas en las que la evaporación de agua es superior a los aportes fluviales debidos a las precipitaciones. Se dan también casos en mares interiores cuya comunicación

con el mar abierto es interrumpida durante un cierto periodo de tiempo y en los que también la tasa de evaporación supera a la de aporte. Este fue el caso de Mediterráneo hace 6 m.a. (millones de años), en el Mioceno Superior, cuando la comunicación con el Atlántico quedó cortada por el cierre del Estrecho de Gibraltar. El episodio de desecación y depósito debió durar medio millón de años y a lo largo de él se acumularon varios cientos de metros (localmente hasta 2000 m) de evaporitas sobre el fondo de la cuenca marina, a 3000 m de profundidad bajo el nivel medio actual del mar.

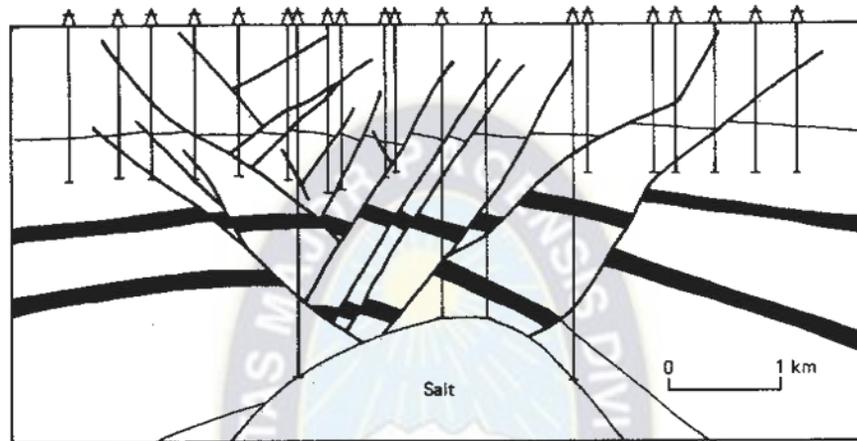


Figura 7-1- Diapiro salino en forma de domo. Obsérvese el sistema de fallas normales conjugadas asociado. Este de los Estados Unidos.

También son comunes los **diapiros de arcilla y barro**, materiales muy plásticos y poco densos cuando están empapados de agua. Estos y los salinos son característicos de depósitos sedimentarios en la parte superior de la corteza terrestre, a profundidades menores de 15 km en general. A mayores profundidades, todavía dentro de la corteza, se dan otro tipo de diapiros: las **intrusiones graníticas**. Los granitos son masas de roca fundida cuya composición química es muy rica en óxidos de elementos ligeros como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ . Debido a su composición y a encontrarse en estado líquido o parcialmente líquido (más del 10 % líquido), su peso específico es menor que el de la mayor parte de las rocas que se encuentran en la corteza continental media e inferior, entre 10 y 30 km de profundidad, por lo que ascienden, formando plutones discordantes, llamados batolitos o stocks, que son estructuras diapíricas.

### 2.7.1 MORFOLOGIA, EVOLUCION Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Las distintas formas de los diapiros representan, a menudo, distintos grados de evolución, como puede verse en la Fig.7-2, que se basa en los análisis efectuados en la **cuenca de Zechstein**, en el NW de Alemania. El nivel salino, también llamado Zechstein, se formó al final del periodo Pérmico (250 m.a.) en un mar llamado con el mismo nombre que se extendía por Europa central y los Países Bajos hasta Inglaterra. La intrusión de los

diapiros más antiguos comenzó hace unos 230 m.a., en el Triásico, y pasó por sucesivos estadios de almohadilla, domo y champiñón. Obsérvese cómo, al final, casi toda la sal se halla en el diapiro, habiendo desaparecido del nivel en que originalmente se encontraba. La Fig.7-3 muestra el mismo tipo de evolución, obtenida en un experimento con líquidos viscosos de distinta densidad.

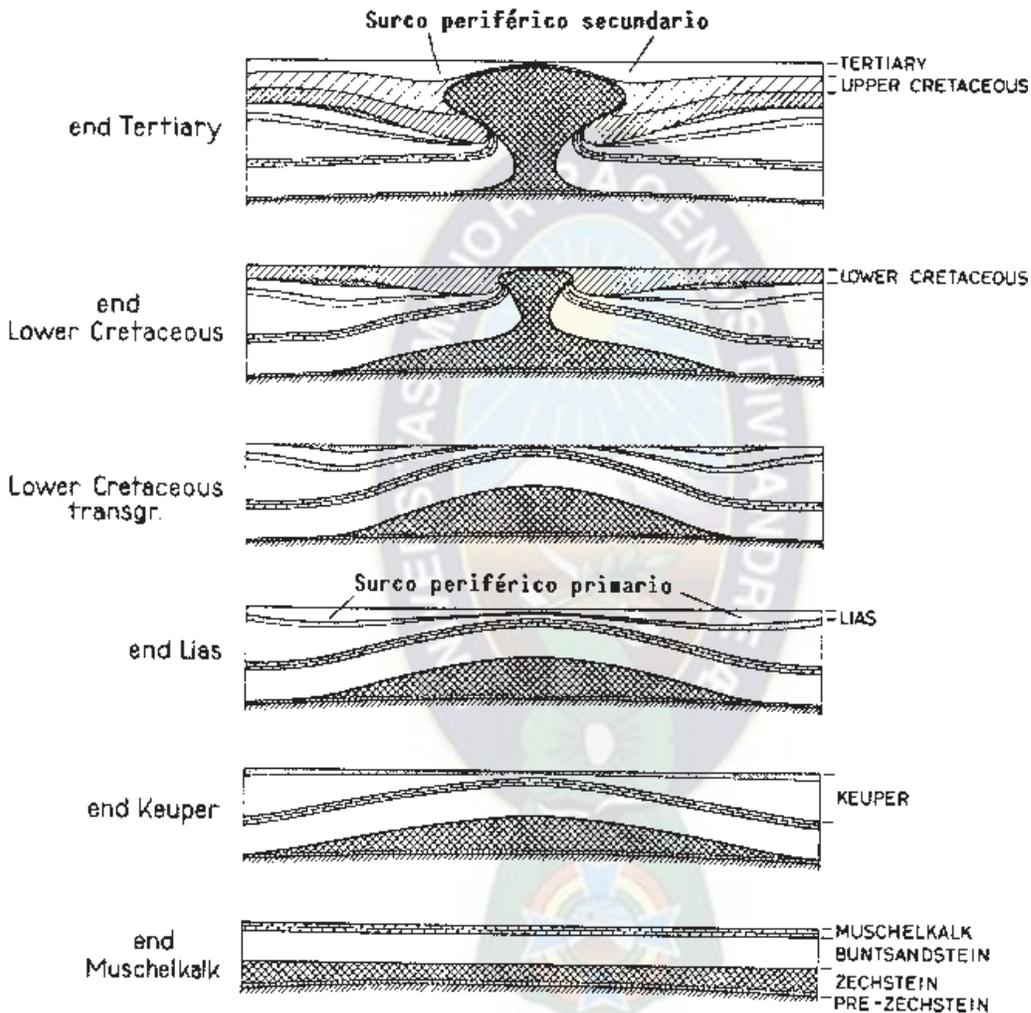


Figura 7-2- Evolución de un diapiro salino pasando por los estadios de almohadilla y champiñón- Obsérvese las relaciones de las distintas formaciones que se van depositando y que configuran dos surcos concéntricos, el primario y el secundario. El ejemplo se basa en un diapiro de la cuenca de Zechstein, en Alemania.

La evolución hacia una forma de hongo está condicionada por las características de las capas encajantes, y no siempre se produce. A profundidades menores de 1 km, los sedimentos recién depositados son tan porosos que su densidad es igual o menor que la de la sal. Entonces, ésta no tiende a ascender más, sino a extenderse lateralmente por ellos si son suficientemente blandos, formando los diapiros en forma de hongo. Si los sedimentos no son

tan dúctiles como para permitir la expansión lateral de la sal, ésta continúa ascendiendo, empujada por la que hay a profundidades mayores, llegando a perforar toda la cobertera. La forma de champiñón se puede ver favorecida, además, cuando hay una alternancia de capas rígidas y capas muy dúctiles: cuando la sal llega a un contacto de una capa dúctil con una rígida, puede encontrar dificultades para perforar la rígida, por lo que tiende a extenderse por debajo de ella, aprovechando la ductilidad de las rocas inferiores.

La evolución del diapiro genera estructuras en las capas suprayacentes. Lo primero que se forma en éstas es un domo. Sin embargo, como la sal ya se ha concentrado en la almohadilla, ha desaparecido de sus extremos, lo que provoca el hundimiento de las capas alrededor del domo, dando lugar al llamado **surco periférico primario**, que suele ser más o menos circular en planta. Este surco es rápidamente ocupado por sedimentos, cuya edad marca el inicio del diapiro. Más tarde en la evolución, cuando el diapiro se encuentra en el estadio de pistón o champiñón, se forma una estructura sinclinal a su alrededor que se denomina **sinclinal de borde** (“rim syncline”) y que a menudo tiene flancos inversos. En superficie, este sinclinal se manifiesta como un surco de menor diámetro que el primario, que se llama **surco periférico secundario**. Como puede apreciarse en la Fig.7-2, la sedimentación puede ser continua a lo largo del proceso. Los sedimentos contemporáneos con los últimos estadios son más potentes cerca del diapiro, en el surco secundario y, debido a la continuidad entre sedimentación e intrusión, forman con los más antiguos una especie de discordancia progresiva, aunque puede haber discordancias netas entre distintas formaciones. Mientras los sedimentos inferiores están a menudo invertidos en el sinclinal de borde, los superiores no suelen estarlo.

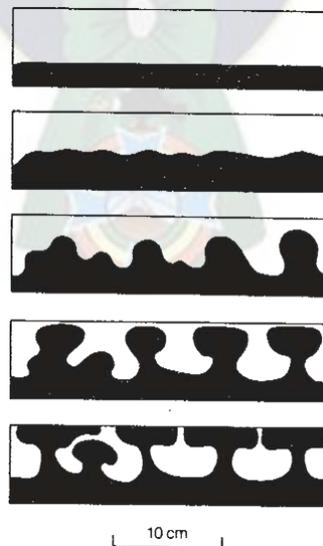


Figura 7-3- Diapiros experimentales obtenidos con líquidos viscosos de diferentes densidades. Cada diapiro pasa por los estadios de almohadilla, cilindro y champiñón

## 2.7.2 GENESIS Y PROPAGACION DE DIAPIROS

Los diapiros se generan por lo que se llama una **inversión de densidades**, es decir, la existencia de capas de baja densidad debajo de otras más densas. La densidad de la halita (ClNa), la más abundante de las sales, es de 2'16 gr/c.c., una a cinco décimas menor que la del resto de las rocas sedimentarias, por lo que su existencia en profundidad origina una inestabilidad gravitatoria. Por otra parte, la sal se comporta como un líquido muy viscoso, pero su viscosidad es baja si se compara con la de otras rocas sedimentarias, exceptuando las arcillas empapadas. Además, la viscosidad disminuye con la profundidad, debido al aumento de temperatura. Una baja viscosidad está relacionada con una velocidad de deformación alta y, así, la sal puede fluir rápidamente incluso cuando los esfuerzos a los que está sometida son pequeños. En minas de sal de poca profundidad, la apertura de galerías produce un flujo inmediato hacia el hueco abierto, de 1 a 2'5 mm al día que, al cabo de algunos meses, decrece a la quinta parte de esa cantidad. La velocidad de ascenso de un domo salino, que no ocupa un hueco, sino que tiene que abrirse camino, se estima en unos 0'3 mm al año, es decir, 1 km cada tres millones de años, aproximadamente.

Sin embargo, la existencia de una inversión de densidades no basta, pues la fuerza ascensional de una capa de sal de techo horizontal se reparte, en principio, por igual a lo largo de toda ella y no es suficiente para iniciar el ascenso, manteniéndose en una situación de equilibrio inestable. Es preciso algún factor que inicie el proceso haciendo fluir la sal en una determinada dirección y concentrándola en una zona, para que el primer diapiro se forme. Ese factor puede ser la existencia de alguna irregularidad en la capa salina o en la topografía: un mayor espesor de los sedimentos por encima en un determinado punto genera una carga mayor, que puede hacer que el nivel salino se adelgace justo por debajo de ella.

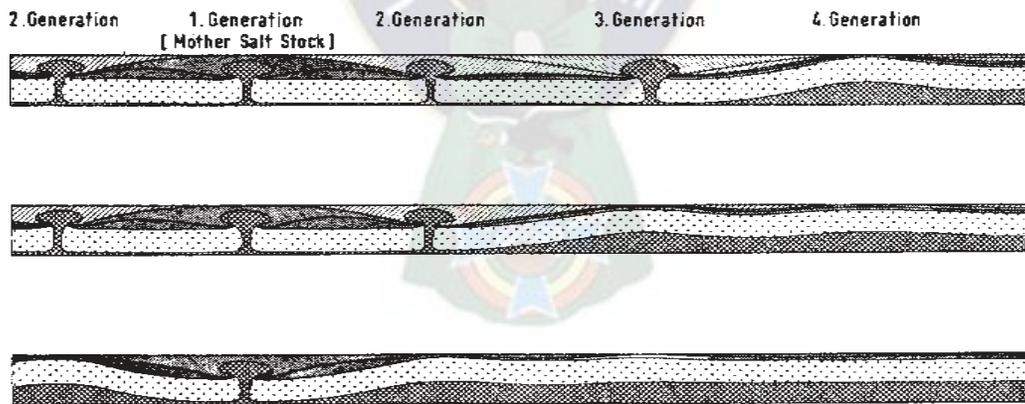


Figura 7-4- Diagrama esquemático del desarrollo de una familia de diapiros.

## 2.8 COMPORTAMIENTO DUCTIL

## 2.8.1 EL CONCEPTO DE FABRICA DE DEFORMACION. LA FABRICA DE FORMA

La palabra **fábrica** se utiliza en Geología como un término general para describir el ordenamiento interno de las partículas constituyentes de una roca. Incluye la **textura**, que describe el tamaño y las relaciones mutuas de los granos de la roca, pero es un término algo más amplio, pues incluye también aspectos como la homogeneidad o heterogeneidad y si existe o no una orientación estadística preferente de algunos elementos de los constituyentes de la roca. A veces se emplean los términos **macro** o **mesofábrica** para las características visibles a simple vista y **microfábrica** para aquellas que precisan de un microscopio para su estudio.

La **fábrica de forma** (“shape fabrics”) se refiere a la orientación preferente de los granos, es decir, de sus dimensiones mayores y menores. Los granos son a veces suficientemente grandes como para poder ser individualizados a simple vista o con una lupa de bolsillo y, otras veces, incluso cuando son muy pequeños, dan a la roca un aspecto que permite deducir su fábrica. Esto se debe a que la ordenación estadística de los granos, aunque sean microscópicos, genera una **estructura**, es decir, una característica macro o mesoscópica. La fábrica de forma puede ser isótropa o anisótropa.

### 2.8.1.1 EL CLIVAJE O FOLIACIÓN TECTÓNICA

Las fábricas planares dan lugar a unas estructuras que se conocen como esquistosidad, pizarrosidad o clivaje. Todas estas denominaciones son problemáticas a la hora de utilizarlas como términos genéricos. Las dos primeras porque corresponden a tipos concretos de fábricas planares, las de los esquistos y pizarras respectivamente, y el clivaje porque puede confundirse con el de los minerales, una estructura propia de los cristales que no tiene nada que ver con la deformación. **Clivaje** (“cleavage”) es, sin embargo, el término genérico utilizado en la literatura geológica de lengua inglesa para ambas estructuras.

**Pizarrosidad** es un término castellano curiosamente muy poco usado en nuestro país, incluso para el tipo concreto de fábrica planar de las pizarras, habiéndose usado mucho más el de **esquistosidad** en los últimos años. Recientemente, no obstante, se aprecia una tendencia a usar como términos genéricos los de clivaje y foliación tectónica. Foliación viene del latín *folium*, hoja y se aplica a cualquier estructura planar, tanto primaria como secundaria, y **foliación tectónica** se aplica a las foliaciones secundarias generadas por deformación. Nosotros usaremos clivaje y foliación tectónica indistintamente como términos genéricos y los definiremos como estructuras planares, más o menos penetrativas, producidas en las rocas metamórficas por causas tectónicas.

### 2.8.1.2 GÉNESIS Y SIGNIFICADO DEL CLIVAJE

Mucho se ha discutido sobre la relación del clivaje con la deformación, pero hoy parece claramente establecido que es paralelo al plano de máximo aplastamiento (plano XY) del elipsoide de deformación finita. Ejemplos como los de la Fig.8-1, en los que el clivaje es paralelo al plano de aplastamiento de oolitos inicialmente esféricos, son abundantes en la naturaleza, y también otros casos en los que el plano XY, determinado a partir de otros tipos de objetos pre-tectónicos, es paralelo al clivaje. Una de las ideas más viejas y recurrentes es que el clivaje representa planos de cizallamiento, es decir, microfrazuras. Esta hipótesis es insostenible porque los planos de clivaje no contienen estrías, fibras, escalones o rocas trituradas (salvo que, excepcionalmente, algún plano haya jugado como una microfrazura después de formarse, lo cual sí sucede a veces).

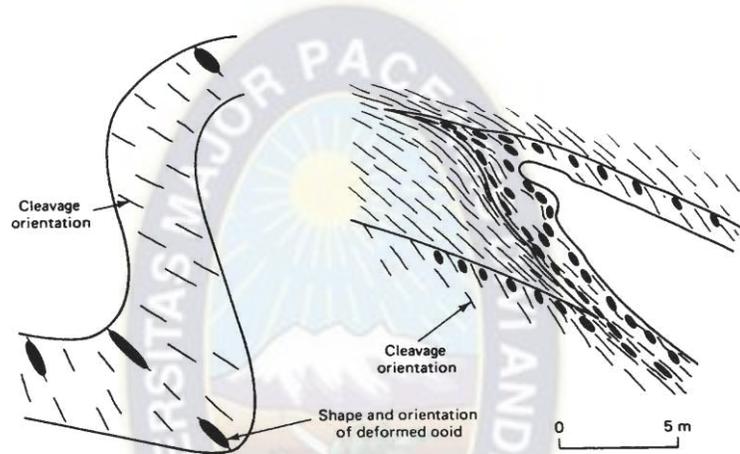


Figura 8-1- Paralelismo entre el clivaje y el plano XY del elipsoide de deformación deformadas varias veces.

Además, como puede verse en la Fig.8-2, si este fuera el caso, los planos de clivaje y el plano XY no coincidirían y, en cambio, los objetos inicialmente esféricos, al ser intersectados por las microfallas, darían círculos que no sufrirían distorsión durante el movimiento y aparecerían como círculos después de la deformación. Ninguna de estas cosas sucede: el plano de clivaje siempre coincide con el de máximo aplastamiento y los objetos inicialmente esféricos aparecen como elipses en su intersección con los planos de clivaje.

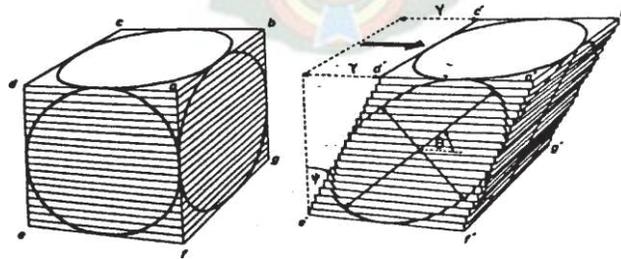


Figura 8-2-Cizallamiento simple de un paquete de láminas. Si el clivaje fuera equivalente a este modelo, los objetos inicialmente esféricos aparecerían sobre él como círculos, lo que no sucede en la naturaleza.

### 2.8.1.3 LINEACIONES

Cualquier estructura cuya principal característica sea su aspecto linear es una **estructura linear**. La charnela de un pliegue es una estructura linear, p. ej., y un canto alargado también. En general, sin embargo, las estructuras lineares son importantes cuando son repetitivas, es decir, cuando consisten en una familia de líneas paralelas. Este es el caso de las estrías de una falla, o de las fibras de crecimiento sintectónico desarrolladas en sus escalones (Fig.8-3). Las estructuras lineares, cuando son repetitivas, se denominan **lineaciones**. P. ej., una zona afectada por muchos pliegues tiene muchas charnelas: una para cada pliegue y para cada superficie de estratificación. Si todas son paralelas o subparalelas, constituyen un tipo de lineación. Como puede verse en la Fig.8-3 para las fallas y es obvio en el caso de los pliegues, las lineaciones pueden *ser rectas o curvas*; la *única condición para ser consideradas como tales es que existan muchas estructuras lineares de un mismo tipo y que sean paralelas entre sí*.

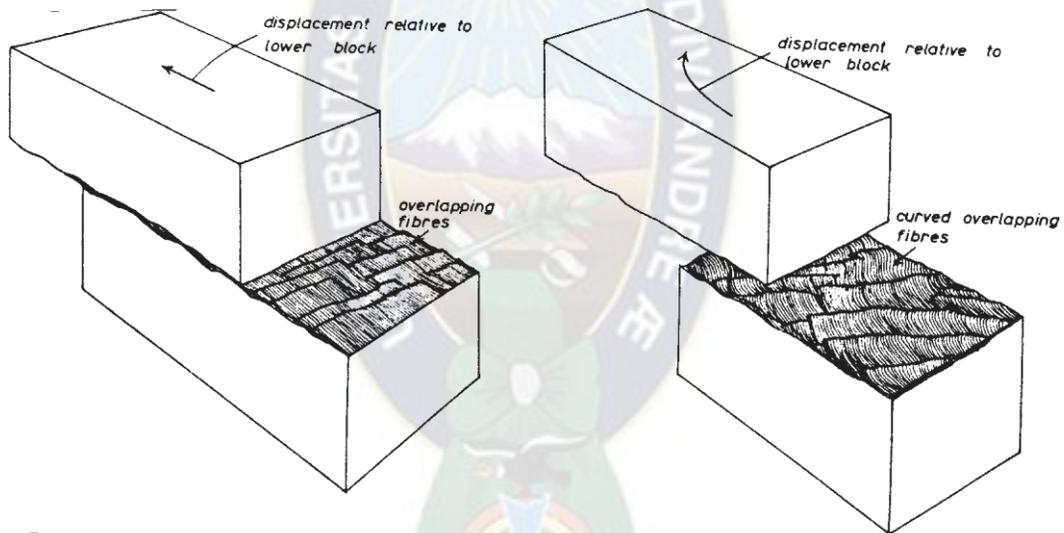


Figura 8-3- Las fibras de crecimiento sintectónico en fallas constituyen un tipo de lineación no penetrativa.

## 2.8.2 PLIEGUES Y PLEGAMIENTO

### 2.8.2.1 CASIFICACIÓN SEGÚN LA FORMA DE LAS CAPAS PLEGADAS

Buena parte de las clasificaciones de pliegues se basan en la forma de las superficies plegadas. No obstante, dado que lo que de hecho se dobla son capas, es decir, cuerpos tabulares de roca, una clasificación basada en su forma después del plegamiento puede resultar muy útil para evaluar la deformación experimentada. La clasificación más utilizada y más útil para evaluar la deformación fue desarrollada por Ramsay y es una clasificación geométrica rigurosa que se basa en la definición de dos tipos de espesores relativos medidos a lo largo de la capa plegada y del trazado de unas líneas denominadas isogonas.

Para clasificar un pliegue en una determinada capa, se localiza su plano axial y se lleva a la vertical, con independencia de su orientación real en el terreno. El plano axial suele ser perpendicular a las tangentes a las superficies de techo y muro de la capa en las charnelas, por lo que, en esa posición, las tangentes a la charnela en las dos superficies estarán horizontales, es decir, tienen una inclinación ( $\alpha$ ) de cero grados. Se define **isogona de buzamiento** como la línea que une los dos puntos de igual inclinación en el techo y en el muro de un flanco de un pliegue. Por tanto, para dibujar la isogona de un determinado valor de  $\alpha$ , se trazan las dos tangentes paralelas entre sí y de inclinación  $\alpha$ , una al techo y la otra al muro de la capa y se unen los puntos de tangencia de ambas superficies. La isogona de cero grados estará en la charnela y vertical (Fig.8-4). La isogona correspondiente a  $\alpha$  en la Fig.8-4 es la línea de trazos.

**Espesor ortogonal** se define como la distancia entre las dos tangentes paralelas, medida perpendicularmente a ellas, y se denota como  $t\alpha$ . El **espesor paralelo al plano axial** se define como la distancia entre las dos tangentes, medida según una línea paralela al plano axial del pliegue, y se denota como  $T\alpha$  (Fig.8-4). En la charnela, donde  $\alpha = 0^\circ$ , ambos espesores son iguales:  $t_0 = T_0$ . Trazando tangentes para varios valores de  $\alpha$  se obtienen varios valores de ambos espesores, pero lo que importa no es el valor concreto de los mismos sino su valor relativo. Por ello, se definen los espesores ortogonal relativo y paralelo al plano axial relativo, que se denotan  $t'\alpha$  y  $T'\alpha$  respectivamente, y cuyo valor es:  $t'\alpha = t\alpha/t_0$   
 $T'\alpha = T\alpha/T_0$

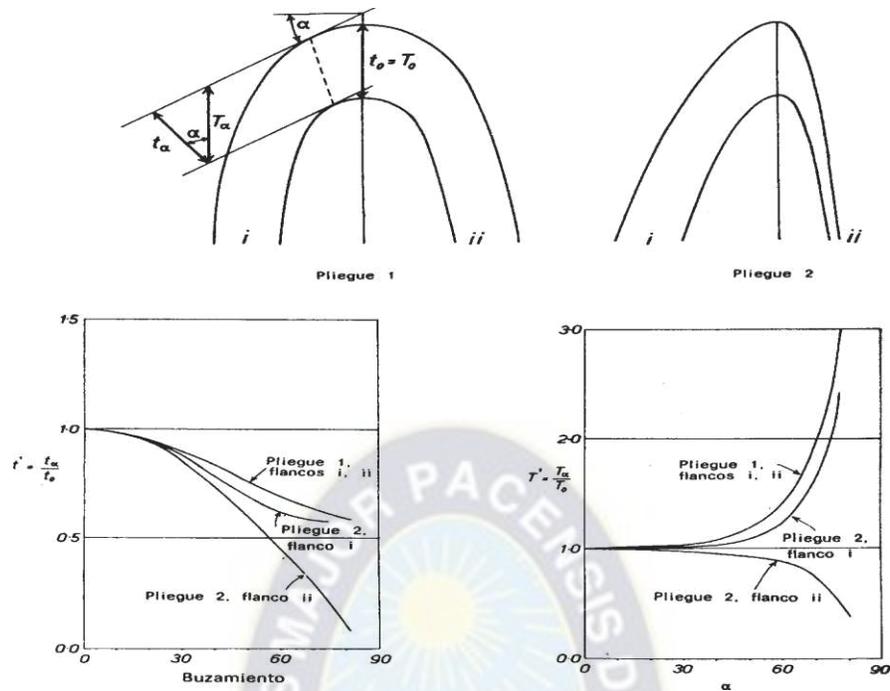
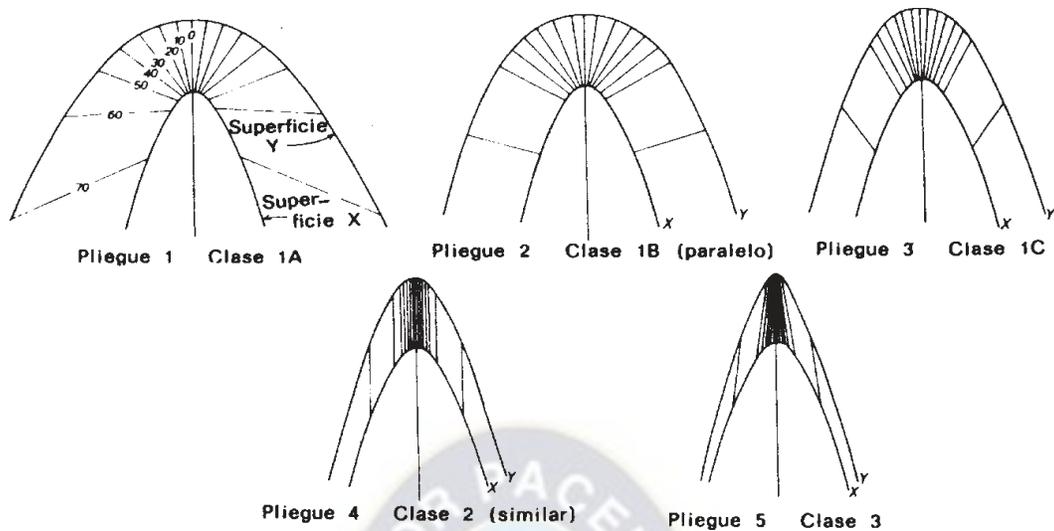


Figura 8-4- Secciones transversales de dos pliegues diferentes y representación de sus formas en los gráficos de espesor ortogonal relativo y espesor paralelo al plano axial relativo con relación a la inclinación. El significado de los distintos parámetros puede apreciarse en el Pliegue 1.

Cada flanco de un pliegue para una determinada capa puede representarse por una línea continua en un gráfico que exprese la variación de espesor relativo con respecto a la inclinación (Fig.8-4). Además, la disposición de las isogonas varía de unos tipos de pliegues a otros y permite diferenciarlos en tres clases, la primera de las cuales tiene tres subclases (Figs. 8.5):

Figura 8-5- Clases y tipos de pliegues según la clasificación de Ramsay.



Clase 1-Se caracteriza porque la curvatura del arco interno es mayor que la del externo, lo que hace que las isogonas se dispongan en una posición radial, convergentes hacia el interior o núcleo del pliegue. En todos los pliegues de esta clase, el espesor paralelo al plano axial es mayor en los flancos que en la charnela:  $T'\alpha > 1$ .

En la subclase 1A, el espesor ortogonal en los flancos es mayor que en la charnela:  $t'\alpha > 1$ . Estos pliegues son poco comunes y presentan las isogonas fuertemente convergentes hacia el núcleo.

En la subclase 1B, el espesor ortogonal es constante a lo largo del pliegue:  $t'\alpha = 1$ . Las superficies de techo y muro son paralelas, por lo que estos pliegues se denominan paralelos o isopacos (lo que significa de igual espesor). A veces se denominan también concéntricos.

En la subclase 1C, el espesor ortogonal en los flancos es menor que en la charnela:  $t'\alpha < 1$ .

Clase 2 -Los dos arcos tienen la misma curvatura, es decir, son idénticos. Por eso, estos pliegues se denominan similares. Al ser las dos curvaturas iguales, las isogonas son paralelas entre sí y paralelas al plano axial, y el espesor paralelo al plano axial es constante:  $T'\alpha = 1$ .

Clase 3 -La curvatura del arco externo es mayor que la del interno, lo que hace que las isogonas se dispongan convergentes hacia afuera o, lo que es lo mismo, sean divergentes

hacia el núcleo del pliegue. El espesor paralelo al plano axial es siempre mayor en la charnela que en los flancos:  $T'\alpha < 1$ .

En general, para aplicar la clasificación geométrica de la forma de las capas plegadas se utilizan fotografías de secciones transversales de pliegues. Se aplica sobre todo a pliegues menores, debido a que son los que en general pueden fotografiarse en sección transversal, pero puede aplicarse también a pliegues mayores si su geometría se conoce perfectamente a partir, por ejemplo, de una buena cartografía. La clasificación puede hacerse, tanto estudiando la distribución de las isógonas, como proyectando los flancos en los gráficos de espesores relativos. Es importante destacar que existen pliegues cuyos flancos se proyectan en más de un campo y que corresponden, por tanto, a clases distintas. Estos pliegues suelen ser la excepción.

Los pliegues que pertenecen estrictamente a las clases 1B ó 2 no son muy comunes. Sin embargo, muchos pliegues se proyectan en los gráficos de espesores relativos cerca de las líneas correspondientes a esas clases. Se dice entonces que son paralelos o similares s.l. (sensu lato) respectivamente. Esto nos proporciona una subdivisión de muchos de los pliegues naturales en dos grandes clases. La pertenencia a una u otra clase puede ser evaluada en el afloramiento simplemente fijándose si las capas mantienen aproximadamente su espesor a lo largo del pliegue o si se aprecia un engrosamiento de charnela. Es de destacar que hay una tercera clase de pliegues, muy abundantes, que por su geometría quedan fuera del campo de aplicación de este método: los pliegues angulares. Ello se debe a que, al tener los flancos planos, su inclinación es igual en todos sus puntos y no pueden trazarse isógonas.

Es importante hacer notar que lo que se clasifica en un pliegue es cada capa. Si un mismo pliegue afecta a varias capas, es muy probable que cada una de ellas tenga una geometría distinta, y es muy común que pliegues paralelos y similares s.l. se alternen, correspondiendo cada una de esas geometrías a un tipo de litología. Volveremos extensamente sobre este tema cuando tratemos los mecanismos de plegamiento, en el capítulo dedicado al comportamiento dúctil.

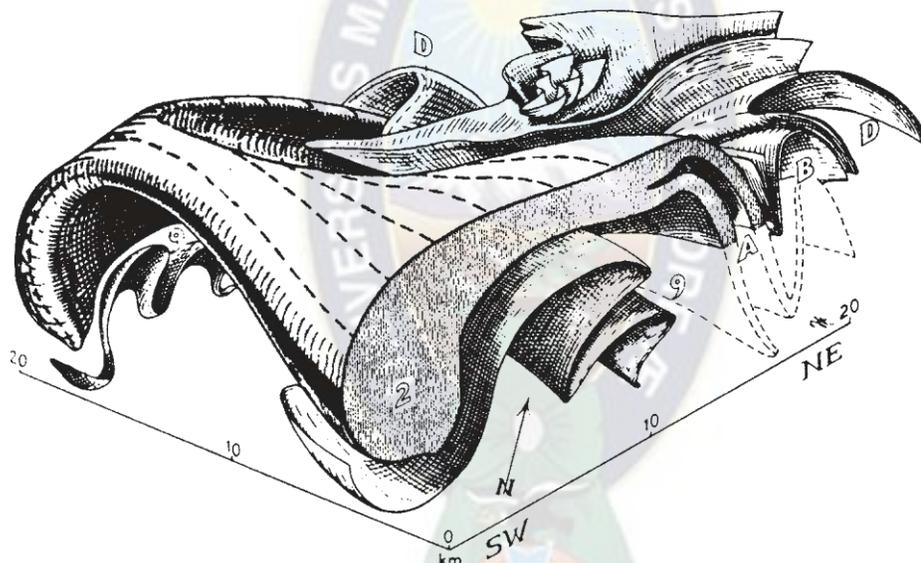
### **2.8.2.1 PLIEGUES SUPERPUESTOS**

Es frecuente que, en el curso de la deformación de una región, unas estructuras se superpongan a otras. Es común que un sistema de pliegues sea plegado otra vez después de producirse el primer plegamiento y, además, pueden estar afectados por fallas, lo que complica mucho su representación cartográfica. Unos pliegues que se superponen a otros pre-existentes se denominan pliegues superpuestos y dan lugar a una interferencia de

plegamiento. La superposición se produce en el espacio y, en general, en el tiempo, es decir, primero se forman los correspondientes a un sistema de pliegues y después los correspondientes al otro. Si los dos sistemas se forman a la vez, lo que es muy poco común, se llaman sincrónicos, y si ambos se producen sucesivamente, sucesivos o metacrónicos.

Una estructura plegada, formada por varios sistemas de pliegues superpuestos, puede verse en la Fig.8-6. La interferencia es, en ese caso, muy compleja. Interferencias más simples. En ellas, puede apreciarse que los planos axiales de los primeros pliegues, aunque no han sido dibujados, serían doblados por los últimos. Puede verse también que los ejes de los primeros pliegues pueden resultar doblados y que los ejes de los pliegues últimos pueden originarse con varias orientaciones diferentes.

Figura 8-6- Bloque diagrama de la interferencia de pliegues en el Precámbrico de Groenlandia.



Normalmente, las interferencias de plegamiento se deben a la actuación de distintas orogenias, es decir, episodios de larga duración en los que se produce deformación intensa de grandes franjas de la corteza terrestre. También se dan como consecuencia de la actuación de varias fases de deformación o episodios menores, dentro de una misma orogenia. La primera fase de plegamiento que afecta a una serie de capas estratificadas, las encuentra subhorizontales, y genera en ellas pliegues de ejes también subhorizontales. Si actúan otras fases de plegamiento posteriores, los ejes de los pliegues nuevos pueden ser paralelos a los de los viejos, en cuyo caso se dice que son homoaxiales. Si no son paralelos, los nuevos pliegues suelen tener ejes inclinados y, además, los ejes de los pliegues anteriores son doblados y frecuentemente llevados a una posición inclinada.

### 2.8.2.2 MECANISMOS DE PLEGAMIENTO

Los pliegues son estructuras dúctiles, aun cuando a menudo llevan asociadas estructuras frágiles. El hecho de ser dúctiles no implica necesariamente que sólo se formen a cierta profundidad. De hecho, los pliegues pueden formarse en la misma superficie de la Tierra. Esto es debido a que algunas rocas, principalmente las sedimentarias, tienen un comportamiento dúctil, incluso a temperatura ambiente, al menos hasta adquirir una cierta cantidad de deformación. Atendiendo a la forma de las capas plegadas, existen tres grandes grupos de pliegues, paralelos, similares y angulares. Los pliegues paralelos se forman por flexión de las capas y los similares incluyen no sólo flexión, sino también aplastamiento. La flexión puede darse en capas sedimentarias y coladas volcánicas a muy baja temperatura, mientras que para que las rocas sufran una fuerte deformación interna que produzca aplastamiento, se necesitan temperaturas mayores. Por eso, los pliegues formados cerca de la superficie son a menudo paralelos (*sensu lato*) mientras que los más profundos suelen ser similares. Los pliegues angulares, el tercero de los grupos, se producen esencialmente por flexión, pero pueden darse en condiciones de T que varían desde muy bajas a medias.

Existen tres maneras diferentes de producir la flexión de un conjunto de superficies aproximadamente planas, según el tipo de esfuerzos que se aplique y su dirección en relación a la orientación de las capas: El pandeo u ondulamiento (*"buckling"*) consiste en la generación de pliegues por esfuerzos normales actuando paralelamente a las capas o casi. La combadura (*"bending"*) es la formación de pliegues por esfuerzos normales actuando perpendicularmente o muy oblicuos a las capas. El cizallamiento simple heterogéneo es la generación de pliegues por aplicación de esfuerzos de cizalla oblicuos a las capas.

Muchos pliegues se desarrollan combinando varios de esos mecanismos e incluso es frecuente que en el mismo pliegue, diferentes capas se hayan plegado por diferentes mecanismos. Ya hemos visto que diferentes rocas tienen diferentes propiedades físicas y diferentes respuestas ante los esfuerzos. Unas son más frágiles que otras, es decir, se rompen con más facilidad, y cuando se trata de comportamientos dúctiles, la resistencia plástica o la viscosidad varían según la litología. Un término que se utiliza mucho en Geología Estructural para describir el comportamiento diferente de unas rocas y otras es el de competencia. No es un parámetro que exprese una determinada propiedad física y que pueda ser medido en cada roca, sino un término comparativo, que tiene que ver con la rigidez y la viscosidad. Las rocas más competentes son las más rígidas, es decir, las que más se resisten a ser deformadas dúctilmente, y también las más viscosas, es decir, aquellas que, una vez que son afectadas por la deformación dúctil, se deforman más lentamente para un valor determinado de los esfuerzos. Se ha establecido una lista de competencias relativas, que tiene sólo un valor

general, ya que pueden existir excepciones. El orden de competencias varía según que se trate de deformación a T baja o media. Para baja T, sólo se han incluido rocas sedimentarias, mientras que para T media, la lista consiste en rocas metamórficas. A T alta, las diferencias de competencia son muy pequeñas. En orden de competencia decreciente, las listas son:

TEMPERATURA BAJA

Dolomia  
 Arcosa  
  
 Arenisca cuarcítica  
 Grauvaca  
 Caliza de grano grueso  
 Caliza de grano fino  
 Limolita  
 Marga  
 Argilita  
 Halita y anhidrita

TEMPERATURA MEDIA

Anfibolitas  
 Gneises y granitos de grano grueso  
 Gneises y granitos de grano fino  
 Cuarcita  
 Mármol  
 Esquisto cuarcítico  
 Esquisto micáceo

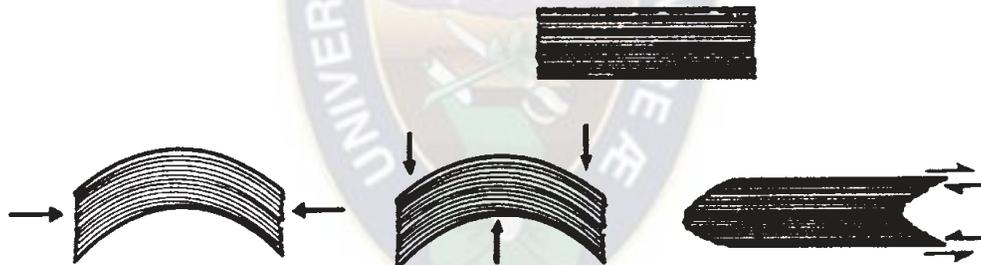


Figura 8-7- Los tres mecanismos esenciales de producir pliegues: pandeo (izquierda), combadura (centro) y cizallamiento simple heterogéneo (derecha).

La mayor parte los pliegues se genera inicialmente por pandeo o buckling de los niveles competentes. Al desarrollarse, los niveles competentes que se pliegan transmiten esfuerzos a los niveles incompetentes y les hacen plegarse. Estos esfuerzos ya no son, en general, paralelos a las capas, sino normales u oblicuos, de forma que las capas incompetentes se pliegan en general por combadura o bending. El cizallamiento simple heterogéneo es un mecanismo muy común, ya que la mayor parte de las zonas de cizalla dúctiles se deben a él. No obstante, los pliegues a los que suele dar lugar son suaves inflexiones de las superficies de referencia que casi nunca son consideradas pliegues, aunque lo sean ese sentido estricto. Estudiaremos, por tanto, con algún detalle el proceso de buckling, primero para una sola capa competente y después para multicapas, es decir, conjuntos de capas alternantes competentes e incompetentes de varios tipos.

### 2.8.2.3 LOS PLIEGUES Y SU RELACIÓN CON EL CLIVAJE

Los pliegues formados en condiciones que favorecen la deformación dúctil acomodan la deformación interna desarrollando algún tipo de clivaje. La Fig.8-9 muestra una capa competente encima de una incompetente y ambas plegadas. A la izquierda se han dibujado las elipses de deformación interna en varios puntos de ambas capas y a la derecha la orientación del clivaje que puede desarrollarse. En la capa competente, la deformación es una combinación de deformación tangencial longitudinal y de flexofluencia. En la incompetente, la deformación ha sido causada esencialmente por cizallamiento simple. Puede observarse que la traza del clivaje es curva en ambos lechos y, además, que se produce un cambio fuerte en su inclinación al pasar de uno a otro. Este fenómeno, conocido como refracción del clivaje, se debe a los diferentes mecanismos de deformación en uno y otro lecho, que dan lugar a diferentes intensidades de deformación interna.

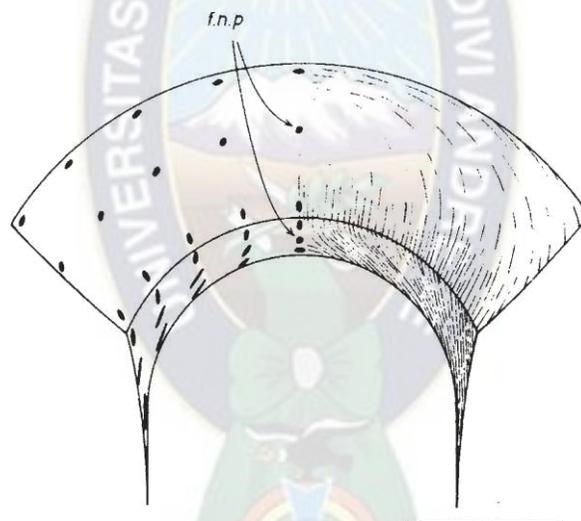


Figura 8-9- Desarrollo de clivaje en un pliegue formado por una capa competente (arriba) y otra incompetente (debajo). f.n.p. son los puntos sin deformación finita, llamados neutros.

La formación de clivaje está favorecida por el acortamiento, de modo que cuanto mayor sea éste, mas intensamente se habrá desarrollado aquel. En una alternancia, los pliegues que se forman en las capas competentes tienden a ser paralelos (clase 1B de la clasificación de Ramsay) cuando el contraste de competencias es grande, pero si no es tan grande, sufren un cierto engrosamiento en las charnelas y un adelgazamiento en los flancos, pasando a ser de la clase 1C. No obstante, suelen mantener su curvatura externa menor que la interna. Los pliegues en los niveles incompetentes suelen ser de la clase 3 pues su extradós coincide con el intradós de un nivel competente, que suele tener una curvatura cerrada, mientras que su

intradós coincide con el extradós de una capa competente, que suele tener su curvatura más abierta. Por tanto, su curvatura externa es mayor que la interna. Si se ha desarrollado un clivaje penetrativo, éste se refractará al pasar de unas capas a otras y en las charnelas dará unas figuras convergentes o divergentes. En las capas competentes se producen los llamados abanicos de esquistosidad (“fanning”), convergentes hacia el intradós, mientras que en las incompetentes se producen los llamados embudos de esquistosidad divergentes hacia el intradós.



## CAPITULO III MARCO PRACTICO

### 3.1 GEOLOGIA REGIONAL DEL SUBANDINO SUR

El Subandino Sur de Bolivia es una típica faja plegada y corrida de lámina delgada, con una notable regularidad en la geometría de las estructuras. Esta es una característica típica de las fajas plegadas en las que no se involucra el basamento en la deformación. Sin embargo, cuando se analiza en detalle la geometría y evolución de la deformación del Subandino Sur, se verifica que existen numerosas desviaciones de dicha regularidad.

#### 3.1.1 UBICACIÓN GEOGRAFICA DEL SUBANDINO SUR

Los Andes de Bolivia se ubican entre los 14° y 22° grados de latitud sur. A los 18° de latitud sur hay un quiebre en el rumbo de los Andes, conocido como el oroclino de Santa Cruz. Al norte de dicha zona los Andes tienen rumbo NO, mientras que hacia el sur son aproximadamente N-S.

Al sur del oroclino de Santa Cruz, la Cordillera de los Andes se compone de cinco unidades morfoestructurales: Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental, Interandino y Subandino Sur.

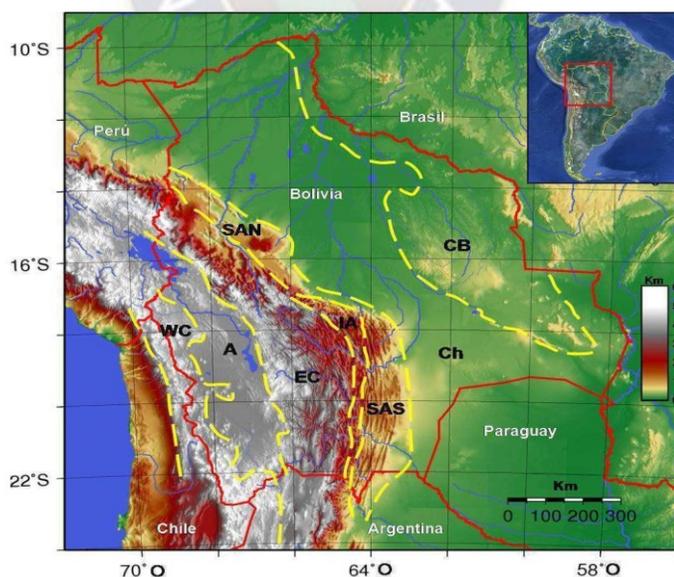


Figura 3-1-1- Mapa de elevación digital con las unidades morfoestructurales definidas en los Andes Centrales. WC: Cordillera Occidental; A: Altiplano; EC: Cordillera Oriental; IA: Interandino; SAN: Subandino Norte; SAS: Subandino Sur; Ch: Cuenca de Chaco; CB: Cratón Brasiliano.

Estas unidades son divididas de acuerdo a su topografía, las unidades estratigráficas aflorantes y al estilo estructural dominante. El Subandino Sur conforma la faja más externa de los Andes, y sus estructuras se caracterizan por una deformación típica de lámina delgada, con despegue basal en las pelitas silúricas de la Formación Kirusillas (Mingramm et al., 1979).

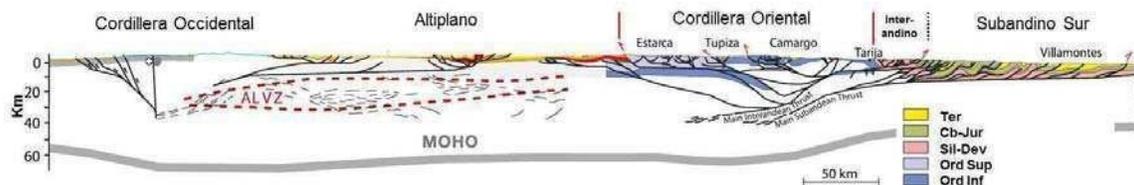


Figura 3-1-2- Sección estructural regional de los Andes Centrales a los 21° S en donde se distinguen las unidades morfoestructurales y los principales rasgos tectónicos. Modificado de Elger et al. (2005).

En el ámbito de las diferentes serranías del Subandino Sur, se ubica la mayor parte de los grandes campos de gas y condensados descubiertos en los últimos 30 años en Bolivia. Por este motivo es que la actividad de exploración de hidrocarburos ha incrementado significativamente el conocimiento de la geología de la región, tanto en lo referido a la geometría y evolución de la estructura (Aramayo Flores, 1989; Baby et al., 1992; Dunn et al., 1995; Giraudo et al., 1999; Hernández et al., 2002), como en lo referido a la estratigrafía de la cuenca (Starck, 1995; Vistalli, 1999; Hernández et al., 1999; Dalenz Farjat et al., 2002; Albariño et al., 2002).

### 3.1.2 ESTRATIGRAFIA

La columna estratigráfica del Subandino Sur de Bolivia y norte de Argentina alcanza aproximadamente 10.000 m de espesor, e involucra rocas cuyas edades abarcan desde el Silúrico hasta el Cuaternario. Esta columna apoya sobre un basamento presilúrico no deformado y se la puede dividir en tres ciclos sedimentarios mayores (Starck, 1995).

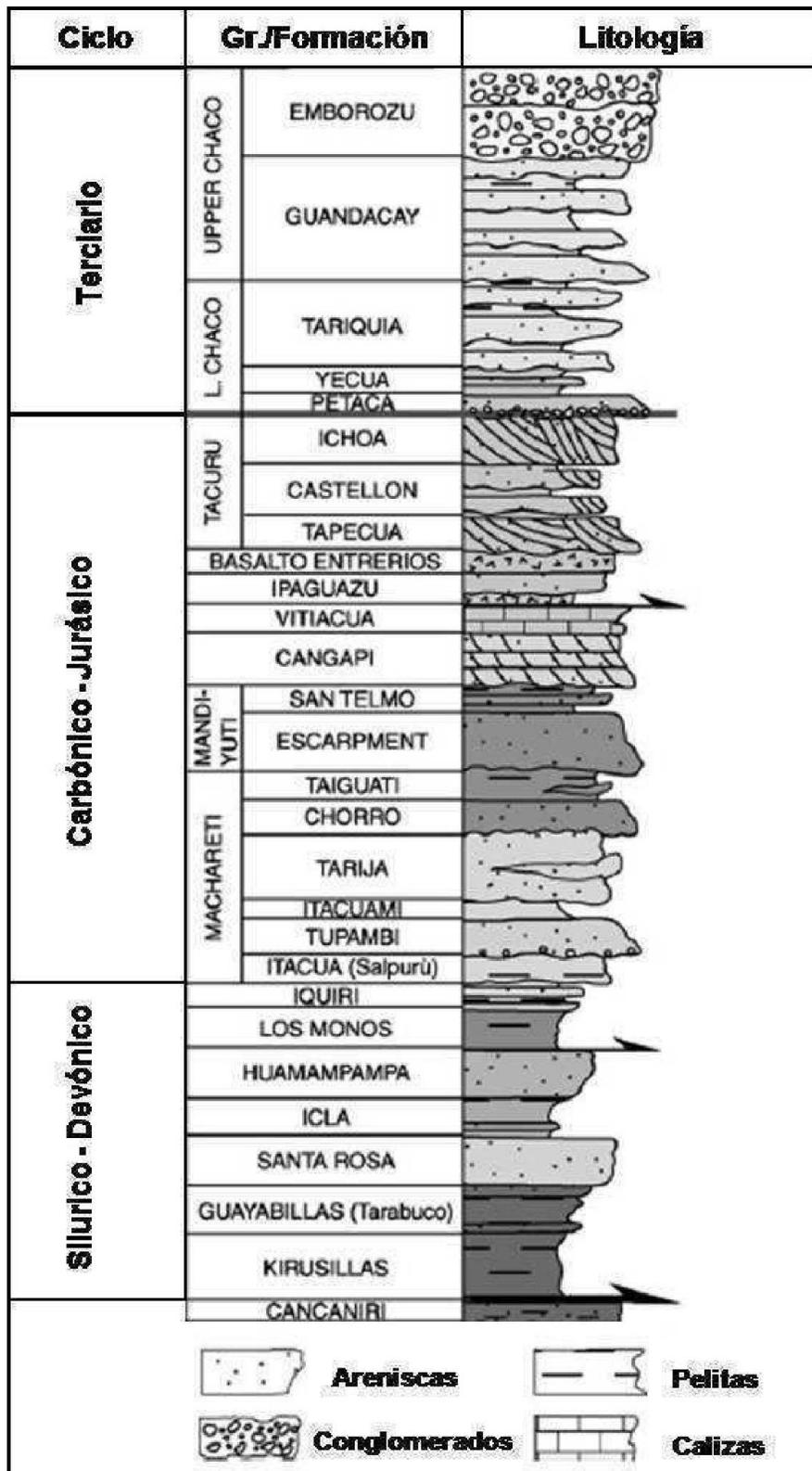


Figura 3-1-4- Columna estratigráfica de la zona de estudio. Modificado de Moretti et al. (2002).

El Ciclo Siluro-Devónico está compuesto por alrededor de 3500 m de sedimentitas silicoclásticas depositadas en un ambiente de plataforma marina somera (Vistalli, 1999, Starck et al, 2002). Está compuesto por una alternancia de areniscas cuarcíticas con niveles predominantemente pelíticos (Starck et al., 2002; Dalenz Farjat et al., 2002; Albariño et al., 2002). Los niveles pelíticos son de gran importancia puesto que representan los niveles de despegue que controlan la geometría estructural de las Sierras Subandinas. La Formación Kirusillas, de edad silúrica, se encuentre ubicada en la base del ciclo y es el despegue basal de esta faja plegada y corrida. Otros niveles de despegue importantes se ubican dentro de la Formación Los Monos, unidad esencialmente pelítica y de cerca de 800 m de espesor (Baby et al., 1992; Dunn et al., 1995; Aramayo Flores; 1999; Starck et al., 2002). A su vez, en los intervalos pelíticos de este ciclo se ubican las principales rocas madre de hidrocarburos del Subandino Sur (Di Salvo y Villar, 1999; Starck et al., 1999; Cruz et al., 2008).

El Ciclo Carbonífero-Jurásico está compuesto por hasta 2500 m de rocas mayormente depositadas en ambientes continentales y deltaicos. Las unidades más antiguas de este ciclo muestran una fuerte influencia glacial que caracteriza a distintas unidades carboníferas depositadas en diferentes cuencas del Gondwana (Starck et al., 1995; Starck y Del Papa, 2006). Las unidades más jóvenes del ciclo fueron depositadas en ambientes continentales bajo condiciones climáticas más cálidas que prevalecieron entre el Pérmico y el Jurásico del Gondwana. La discordancia suavemente angular que separa este ciclo sedimentario del siguiente hace que el espesor del mismo disminuya, hasta desaparecer hacia el sur, en la zona correspondiente a la subcuenca cretácica de Lomas de Olmedo (Starck, 1995; Starck et al., 2002).

El Ciclo Terciario está conformado por rocas silicoclásticas de ambiente continental, con escasos niveles de ambiente marino marginal ubicados en la sección basal (Hernández et al., 1999; Hernández et al., 2005; Hulka, 2005; Uba et al., 2006 y 2011). En los sinclinales ubicados entre estructuras, este ciclo puede superar ampliamente los 5000 m de espesor. Los niveles basales apoyan en una suave discordancia angular sobre las rocas del Ciclo Carbonífero-Jurásico. Esta discordancia está relacionada al basculamiento regional de las unidades precretácicas generado durante la apertura de la cuenca de Lomas de Olmedo, de edad cretácica. Dicha cuenca representa el límite sur de las Sierras Subandinas (Starck et al., 2002; Starck, 2011). Las unidades que forman el Ciclo Terciario son netamente sinorogénicas, relacionándose los términos más bajos al crecimiento de la Cordillera Oriental (Hernández et al., 1999; Uba et al., 2006). Las unidades más modernas fueron depositadas en un sistema de wedge top, contemporáneamente al crecimiento de las distintas estructuras

del Subandino Sur y ocasionalmente preservando truncaciones y discordancias internas (Hernández et al., 1999; Starck et al., 2002; Uba et al., 2006, 2007, 2009).

### **3.1.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL**

#### **3.1.3.1 CARACTERISTICAS GENERALES**

El Subandino Sur es una típica faja plegada y corrida de lámina delgada que limita al este con la cuenca de antepaís no deformada y al oeste con el sistema Interandino. Este último límite está marcado por el “Frente de Corrimientos San Simón”, estructura principal responsable del levantamiento del Interandino en Bolivia, y que representa un cambio orográfico, de estilo estructural y en las unidades aflorantes (Kley et al., 1996). En el Subandino Sur dominan los afloramientos de edad carbonífera a neógena, con elevaciones promedio de 700 a 1800 m s.n.m, mientras que en el Interandino dominan los afloramientos de unidades devónicas y silúricas, y alturas por encima de los 1800 m s.n.m. Estructuralmente este límite marca un cambio en el nivel de despegue basal, desde pelitas silúricas en el Subandino Sur a un basamento presilúrico en el Interandino y Cordillera Oriental (Kley, 1996; Kley et al., 1996; Allmendinger y Zapata, 2000).

Las pruebas de este cambio en el nivel de despegue incluyen variaciones abruptas en la elevación del terreno, además de evidencias geofísicas (gravimétricas y magnetotelúricas) (Kley et al., 1996). Diferentes autores proponen que la deformación en el sistema Interandino y Cordillera Oriental estaría controlada por fallas normales del Paleozoico inferior (Kley, 1996; Kley et al., 1996) o por la reactivación de estructuras previas generadas durante el Mesozoico o Paleozoico (Allmendinger y Zapata, 2000).

El Subandino Sur está conformado por anticlinales aflorantes, estrechos y de gran continuidad a lo largo del rumbo, limitados por amplios y profundos sinclinales longitudinales que los separan (Mingramm et al., 1979). El espaciamiento entre estructuras es sumamente regular, aunque suelen presentar inflexiones a lo largo del rumbo que son interpretadas como zonas de transferencia por algunos autores (Baby et al., 1992; Giraudo y Limachi, 2001). Otros trabajos mencionan posibles controles del basamento (Giraudo et al., 1999) o controles en la geometría de las secuencias sedimentarias preorogénicas (Baby et al., 1992) para explicar dichas inflexiones.

Los flancos frontales (orientales) de estos anticlinales suelen tener altas inclinaciones e incluso pueden presentarse rebatidos. Los flancos dorsales (occidentales) presentan una actitud variable en las distintas estructuras, con inclinaciones que varían desde unos 30° a subverticales (Hernández et al., 2002).

La estructura profunda está conformada por corrimientos de bajo ángulo, con despegue basal en las pelitas silúricas de la Formación Kirusillas y despegues superiores en la Formación Los Monos de edad devónica (Baby et al., 2002). Otros despegues secundarios se desarrollan en unidades más jóvenes (Formación Ipaguazú de edad permotriásica) (Dunn et al., 1995; Cruz et al., 2002; Apreada et al., 2010). Algunos autores proponen despegues más profundos que localmente habrían afectado algunas estructuras del Subandino Sur (Moretti et al., 2002, Zapata et al., 2005).

La superficie de despegue basal parece ser bastante plana y presenta una suave inclinación (entre 1,5° y 2,5°) hacia el oeste. En el límite sur de las Sierras Subandinas, la inclinación del despegue es hacia NO debido a la subsidencia por carga combinada con el basculamiento provocado por la apertura de la cuenca de rift de Lomas de Olmedo, de edad cretácica (Starck et al., 2002).

El acortamiento estimado por algunos autores para el Subandino Sur alcanza los 100 km en el sector norte de la zona de estudio, mientras que en el sur (norte de Argentina) rondaría los 60 km (Baby et al., 1997; Hernández et al., 2002).

### **3.1.3.2 NIVELES ESTRUCTURALES**

De acuerdo a la ubicación de los niveles de despegue principales, y al comportamiento mecánico de las diferentes unidades, se puede dividir a la columna estratigráfica deformada en tres intervalos estructurales (Baby et al., 1992, Aramayo Flores, 1999, Hernández et al., 2002; Starck et al., 2002).

- Nivel estructural inferior: Comprende las unidades del Silúrico y el Devónico Medio (formaciones Kirusillas, Tarabuco, Santa Rosa, Icla, Huamampampa y la sección basal de la Formación Los Monos). Está limitada por niveles de despegue localizados en la Formación Kirusillas y en la sección basal de la Formación Los Monos. El espesor general de este nivel estructural es de alrededor de 2500-3000 m.
- Nivel estructural intermedio: Está compuesto por la parte media de la Formación Los Monos. Se encuentra limitado por niveles de despegue ubicados cerca de la base y el

techo de la Formación Los Monos. El espesor general de este nivel estructural es de alrededor de 600 a 800 m en las zonas no deformadas, y puede llegar a alcanzar los 3000 m de espesor en los núcleos anticlinales de algunas estructuras. Este nivel es responsable del desacople entre las estructuras profundas y las superficiales. En este nivel estructural son características las elevadas presiones porales.

- Nivel estructural superior: Comprende todas las unidades desarrolladas por encima del nivel de despegue localizado en la sección superior de la Formación Los Monos. En los ejes sinclinales, el espesor de este nivel estructural puede superar los 7000 m de espesor.

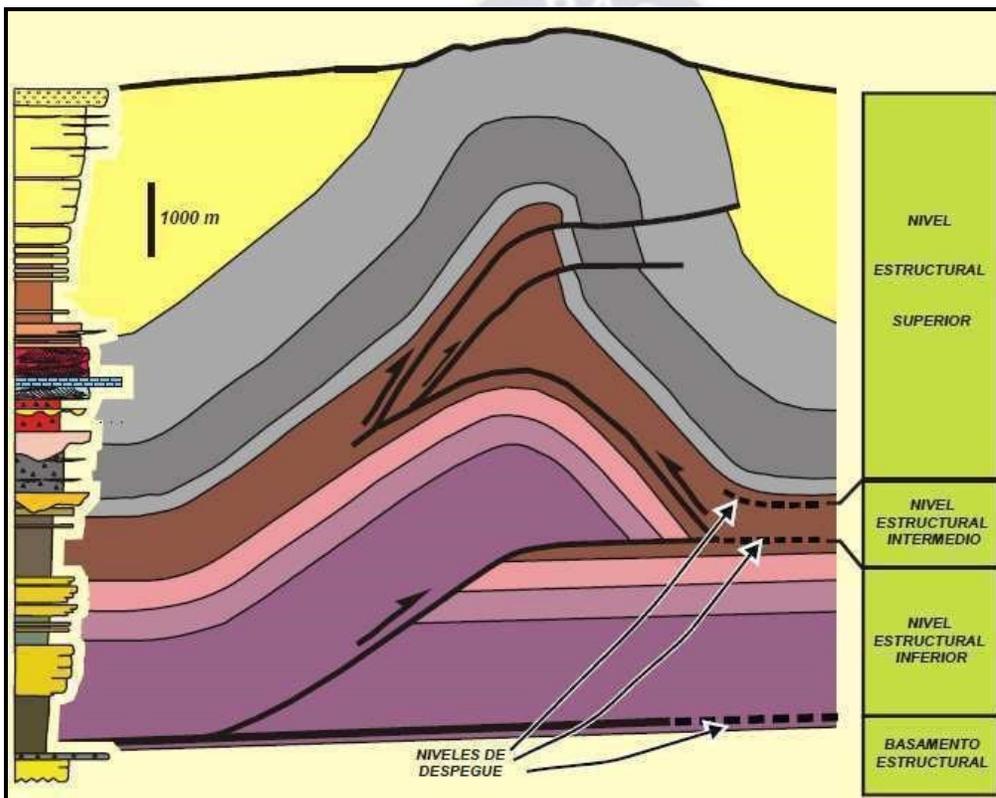


Figura 3-1-5- Modelo estructural esquemático de un anticlinal teórico típico del Subandino Sur y la definición de los diferentes niveles estructurales involucrados en la deformación (según Starck et al., 2002).

### 3.1.3.2 ESTILOS ESTRUCTURALES

Se reconocen diferentes estilos estructurales a lo largo del Subandino Sur, los cuales pueden ser agrupados en cuatro grandes categorías

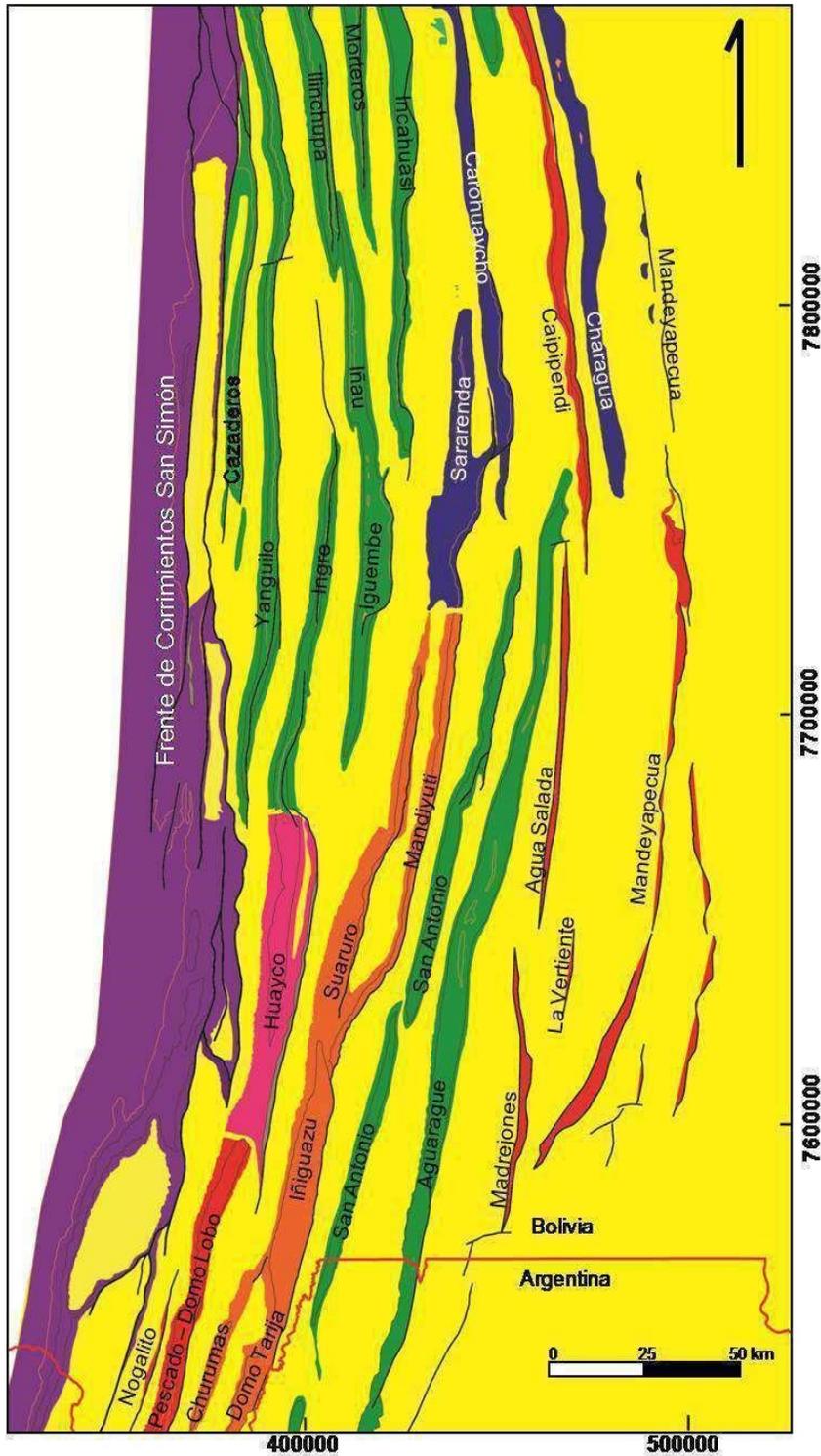


Figura 3-1-6: Mapa base de la zona de estudio con las principales estructuras y sus estilos estructurales. En rojo pliegues de flexión de falla; Verde: duplex de techo pasivo; Anaranjado: dúplex de techo activo; Azul: dúplex de techo compuesto; Rosa: dúplex de techo activo con despegue permo-trásico; Violeta: estructuras con despegue basal en el basamento pre-Silúrico. Basado en mapa y secciones estructurales de las figuras 3-1-1 y 3-1-2 del presente trabajo.

**Dúplex de techo pasivo.** Este tipo de estructuras se forma por la inserción de cuñas del nivel estructural inferior en el despegue superior de la Formación Los Monos. El acortamiento generado es transferido hacia atrás a través de un bajocorrimiento que nace de un punto ciego ubicado en el nivel estructural intermedio. De esta forma se genera una zona triangular. Estas estructuras se caracterizan por formar anticlinales apretados, con limbos subverticales e incluso rebatidos. Típicamente, en los niveles correspondientes a la Formación Los Monos se verifica un importante engrosamiento tectónico que se concentra en los núcleos anticlinales. Entre los numerosos ejemplos de este tipo de estructuras se pueden mencionar a las serranías de Ingre, Igüembe, Ramos, San Antonio y Aguaragüe (Figura 3-1-7).

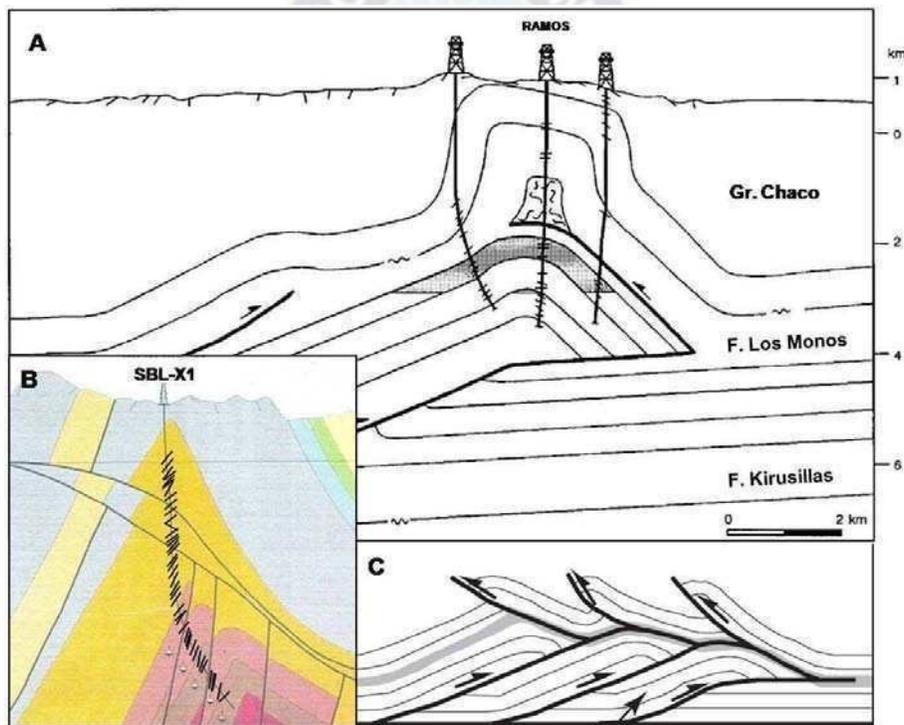


Figura 3-1-7: A: Duplex de techo pasivo en la estructura de Ramos, modificado de Belotti et al., (1995); B: Estructura de Sábalo (Snia de San Antonio), con los buzamientos medidos en el pozo SBL-X1, modificado de Rebay et al., (2001); C: Sección esquemática de estructuras de dúplex de techo pasivo (según Bonini, 2007).

**Dúplex de techo activo.** Estas estructuras se forman por el apilamiento de escamas de dúplex del nivel estructural inferior, pero a diferencia del anterior, el acortamiento en el nivel estructural superior se resuelve por corrimientos que cortan toda la secuencia. El nivel estructural intermedio funciona como plano de falla y a través del mismo el acortamiento se traslada hacia el antepaís. Se genera un sinclinal frontal que dependiendo la relación de

sedimentación-erosión puede generar pequeñas cuencas de piggy-back. La Formación Los Monos no desarrolla un importante apilamiento tectónico. En algunas zonas, este tipo de estructuras se desarrollan utilizando otros niveles de despegue superiores ubicados en el Carbonífero o Triásico (Dunn et al., 1995; Apreada et al., 2010). Estas estructuras suelen desarrollar anticlinales más amplios, con sinclinales frontales y corrimientos aflorantes de gran extensión longitudinal en el frente. Como ejemplo se puede mencionar a la estructura de SuaruroMandiyuti (Zapata et al., 2005).

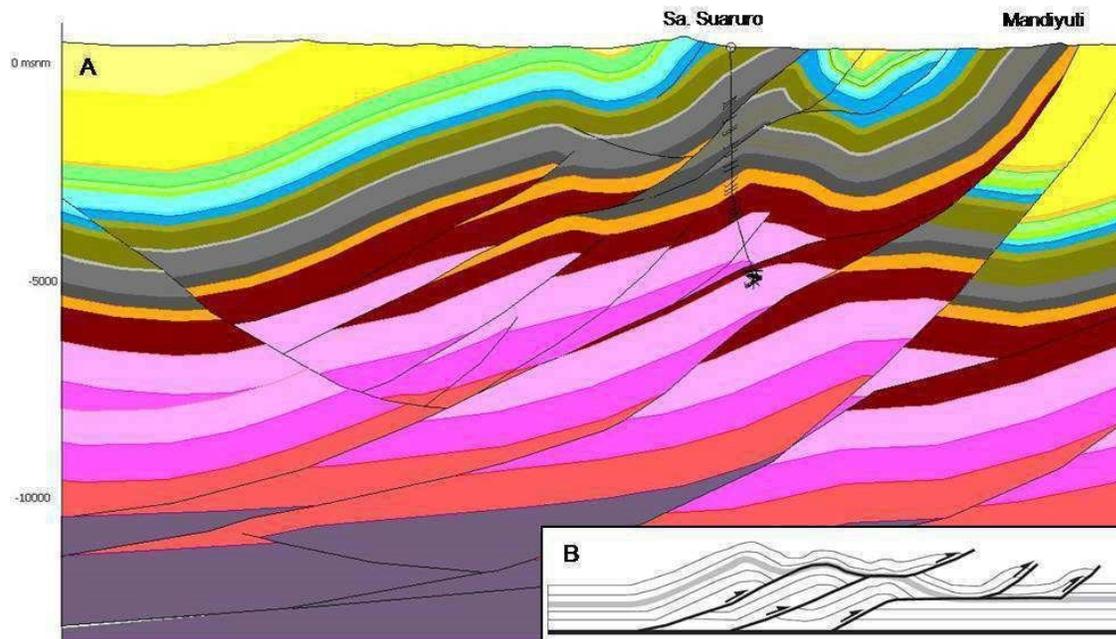


Figura 3-1-8: A: Duplex de techo activo en las estructuras de Suaruro y Mandiyuti (modificado de Zapata et al., 2005); B: Sección esquemática de dúplex de techo activo (según Bonini, 2007).

Una variante de los estilos anteriores sería una estructura de dúplex con la combinación de un techo activo y pasivo (composite-roof duplex de Bonini, 2007). Este tipo de estructuras generará los corrimientos frontales y al mismo tiempo el apilamiento de antiformal de dúplexes en la Formación Los Monos. Como ejemplo se pueden mencionar las estructuras de Charagua-Mandeyapecua y Sararenda-Mandiyuti

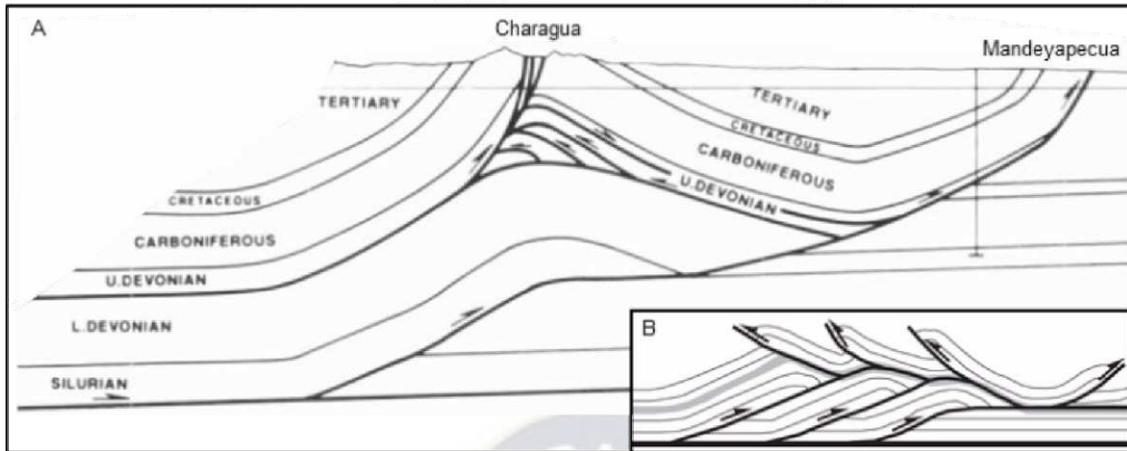


Figura 3-1-9: A: Duplex de techo compuesto en las estructuras de Charagua y Mandeyapecua (según Dunn et al., 1995); B: Sección esquemática de dúplex de techo compuesto (según Bonini, 2007).

**Pliegues de flexión de falla.** Algunas estructuras no tienen un despegue superior efectivo y se desarrollan ligadas a un corrimiento principal que corta toda la secuencia deformada. Como ejemplo se pueden mencionar a las estructuras de Caipipendi, Mandeyapecua y Nogalito.

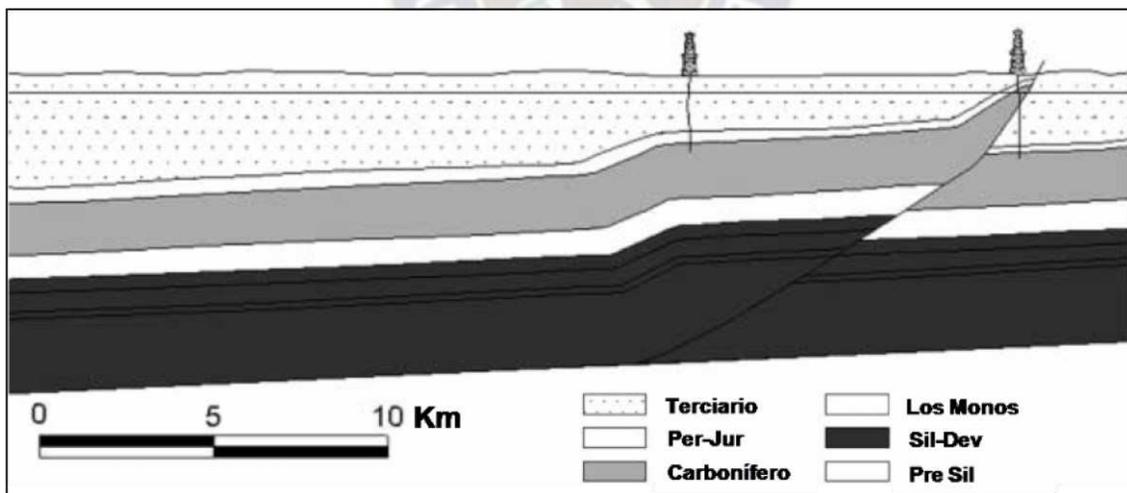


Figura 3-1-10: Pliegue de flexión de falla en la estructura de Mandeyapecua (según Giraudo y Limachi, 2001).

### 3.1.3.2 EDAD DE LA DEFORMACION

El comienzo de la deformación de la Cordillera Oriental y el levantamiento del Altiplano ha sido tema de debate desde hace décadas. Las diferentes alternativas que se proponen contemplan un levantamiento gradual que habría comenzado en el Eoceno, seguido por un levantamiento más rápido ocurrido alrededor de los 6 Ma (véase discusión en McQuarrie et al., 2005; Garzione et al., 2006; Barnes y Ehlers, 2009; Kay y Coira 2009; Ramos y Folguera, 2009; Engelder 2012).

Durante el Mioceno se produce el levantamiento definitivo del Altiplano como consecuencia de la combinación de un levantamiento termal por delaminación y una estructuración de la corteza inferior, producto del aumento de gradiente geotérmico y desarrollo de transiciones frágil-dúctil en la corteza superior (Isacks 1988; Gubbels et al., 1993; Allmendinger et al. 1997; Barke y Lamb, 2006). El aumento de gradiente geotérmico estaría relacionado a la pérdida de la corteza inferior y manto litosférico producto de la delaminación cortical (Garzione et al. 2006; Kay y Coira 2009).

En el Subandino Sur de Bolivia, diferentes autores proponen que la deformación habría comenzado en el sector occidental entre los 12,4 y 8,5 Ma (Gubbels et al., 1993; Allmendinger et al., 1997, Hernández et al., 2002; Mosolf et al., 2011). Los depósitos marinos de la transgresión paranaense, de 15 a 11 Ma edad, llegan al pie de la Cordillera Oriental, por lo que se puede asumir que la deformación en el Subandino Sur habría comenzado con posterioridad a dicha edad (Hernández et al., 2005).

Moretti et al. (1996), basados en datos de madurez térmica de materia orgánica y trazas de fisión en apatita proponen que la deformación habría afectado a las Sierras Subandinas Orientales (estructuras de San Antonio, Aguaragüe, Villamontes y La Vertiente) desde los 6 y hasta los 3,3 Ma.

Mosquera (1999) basado en análisis de información sísmica y geología de superficie del norte argentino analiza la edad de deformación de las estructuras de Ramos, Aguaragüe y Campo Durán. Para dichas estructuras define un pulso de deformación inicial que comienza entre los 4 y 3,5 Ma y un segundo pulso de deformación fuera de secuencia que habría comenzado a los 2 Ma.

Hernández et al. (2002), mediante el levantamiento de perfiles de detalle y dataciones magnetoestratigráficas proponen un detallado esquema de evolución de la deformación para

las Sierras Subandinas en el norte de Argentina. Estos autores definen el comienzo de la deformación en el margen occidental de las Sierras Subandinas a los 9-8,5 Ma., y una evolución en secuencia hacia el antepaís hasta los 1,2 Ma. También proponen una reactivación fuera de secuencia que habría afectado el sector interno de la faja deformada desde los 4,5 Ma, migrando al este hasta la actualidad.

Brusset et al. (2002), mediante la interpretación de trazas de fisión en apatitas y de sísmica de reflexión definen el comienzo de la deformación entre 10 y 9 Ma, con una rápida propagación de la deformación que llega a la estructura de Iñiguazu a los 6,7 Ma.

Uba et al. (2009), basados en análisis estratigráfico de las secuencias sinorogénicas neógenas, dataciones radimétricas y sísmica de reflexión proponen el comienzo de la deformación de las Sierras Subandinas a los 12,4 Ma., con una rápida propagación en el sector occidental hasta los 8 Ma. También proponen una deformación distal de la estructura de La Vertiente a los 5,9 Ma, y una deformación fuera de secuencia de las estructuras de San Antonio y Aguaragüe entre los 5 y 2 Ma.

### 3.2 GEOLOGIA LOCAL AREA HUACARETA

Huacareta se encuentra en la región morfoestructural y provincia geológica conocida como Subandino Sur y cuenca sedimentaria de Tarija.

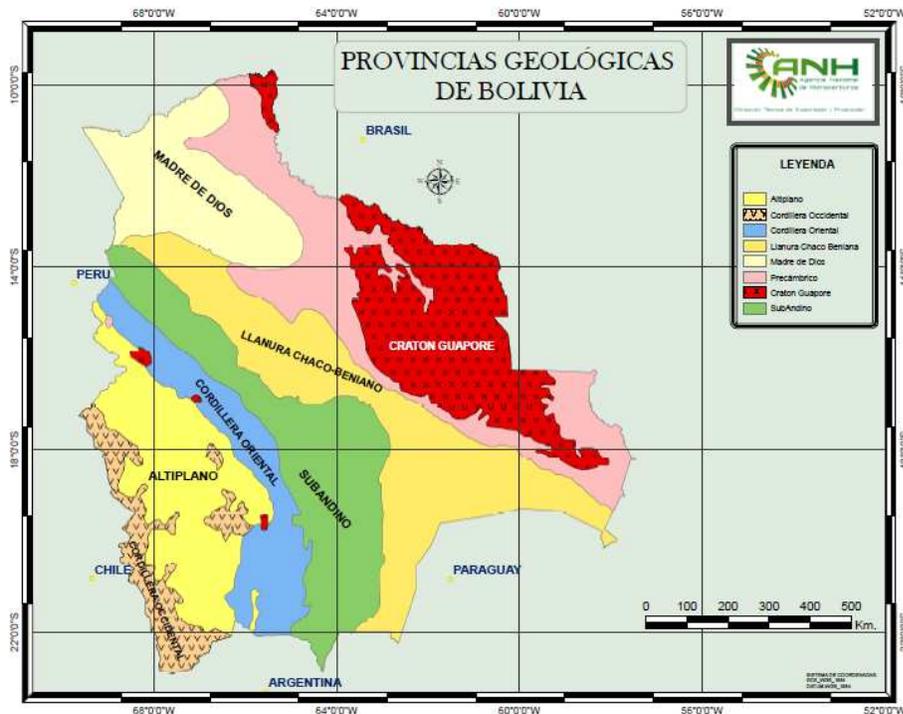


Figura 3-2-1 Provincias geológicas de Bolivia (ANH)

### 3.2.1 MARCO TECTONICO

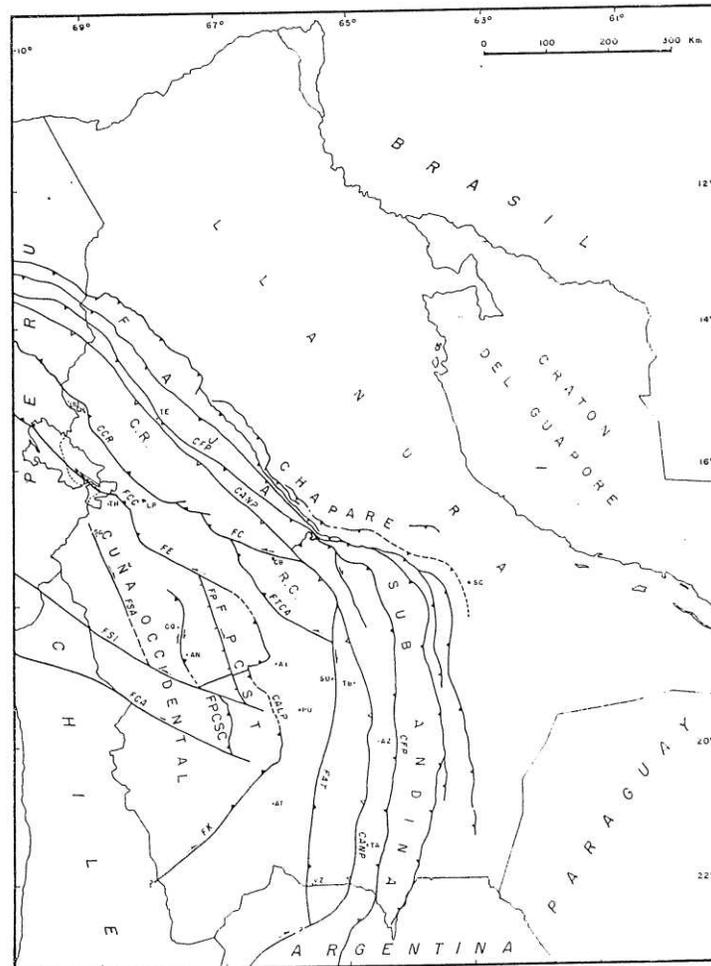


Figura 3-2-2- Esquema estructural de los Andes Bolivianos (Sempere et al., 1988)

El área Huacareta por su posición geológica se encuentra en dos dominios tectonoestratigraficos: el conjunto Tarija – Azurduy – Teoponte, y el conjunto Subandino ambos separados por el CPF (cabalgamiento frontal principal).

Corresponde a una faja plegada y corrida, que comenzó a deformarse durante la última gran crisis tectónica que ocurrió a fines de Neógeno, la faja plegada corre con convergencia este desde la Cordillera Oriental al oeste, hasta la planicie del Chaco al este, a consecuencia del régimen tectónico compresivo que se generó por la colisión y subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Dunn et al., 1995).

### 3.2.2 MARCO ESTRUCTURAL.

Antes de adentrarme en el marco geológico estructural empiezo con la realización de un mapa topográfico, en la figura siguiente se observa las curvas de nivel a partir de un DEM de un área que seleccione del Area Huacareta.

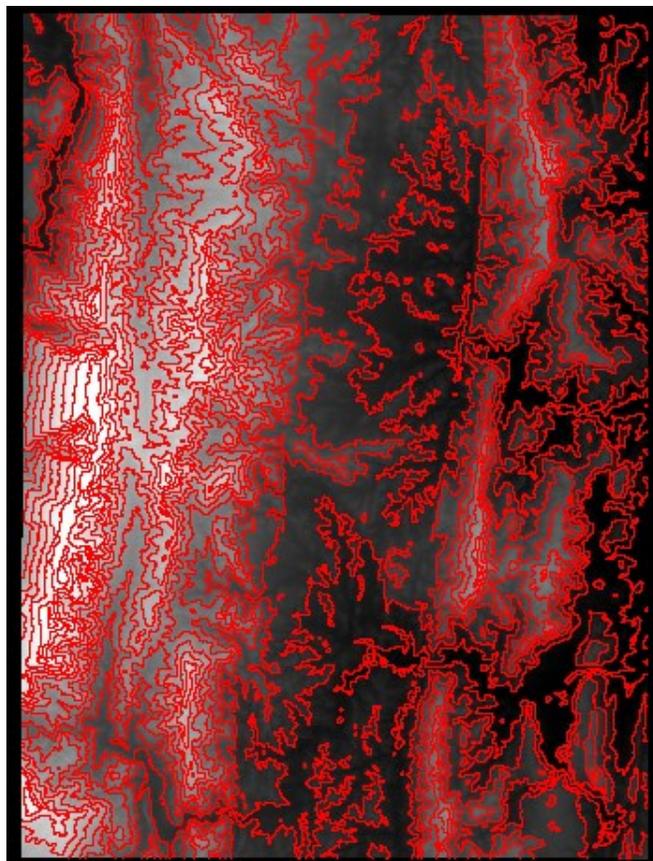


Figura 3-2-3 curvas de nivel de 100m (elaboración propia)

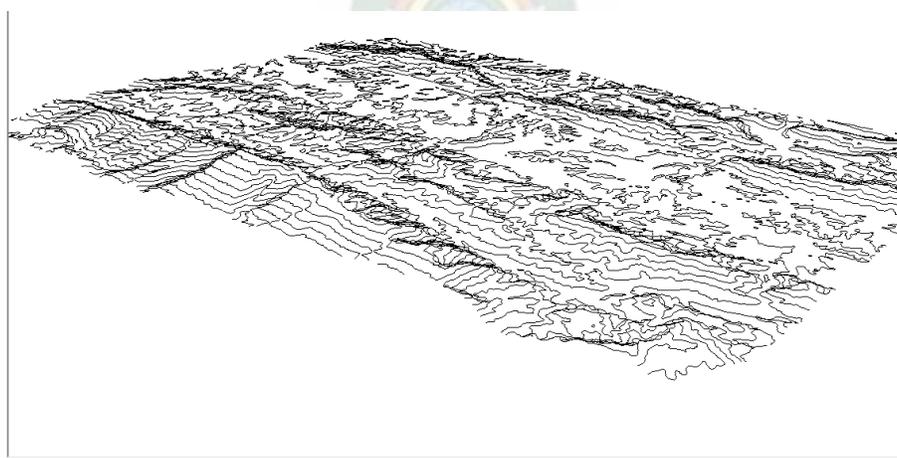


Figura 3-2-4 topografía a partir de curvas de nivel (elaboración propia)

Las figuras 3-2-3 hasta 3-2-8 fueron realizados a partir de imágenes DEM descargados de la página web de la NASA, con los programas de Argis y Erdas, en las cuales se realizó el recorte del área, las curvas de nivel de 100, para poder observar la cartografía del área mencionada, las cuales ayudan a realizar el mapa topográfico, el perfil topográfico y los distintos perfiles geológicos.

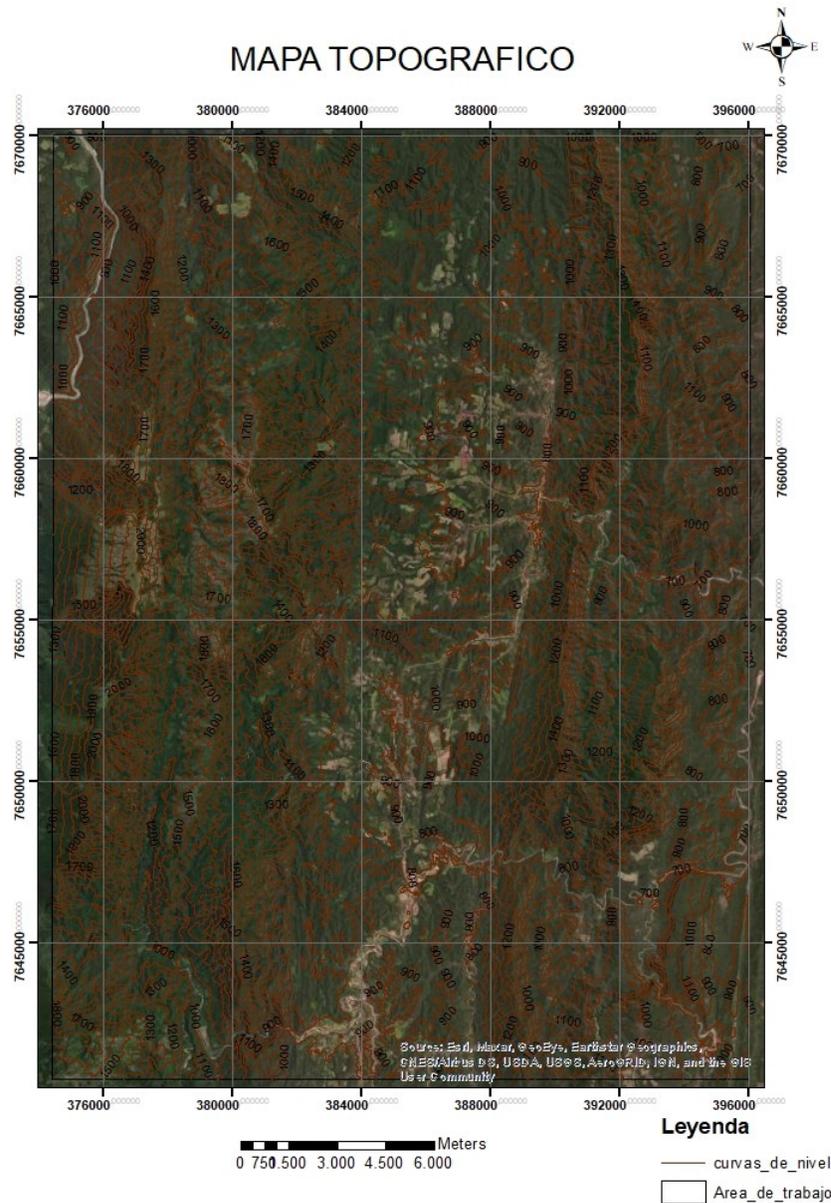
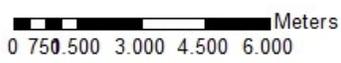


Figura 3-2-5 Mapa topográfico con una imagen satelital (Elaboración propia)

# MAPA TOPOGRAFICO



## Legenda

- curvas\_de\_nivel
- Area\_de\_trabajo

Figura 3-2-6 Mapa topográfico (Elaboración Propia)

En el área seleccionada se observa una topografía irregular, en la cual se puede observar un río que es el límite entre Tarija y Chuquisaca, También cerros, etc. En la imagen satelital se observa estratos conspicuos lo cual nos ayuda a determinar el buzamiento, lo cual nos indica la deformación de la litosfera como pliegues sinclinal y anticlinal, también fallas por el cambio de buzamiento.

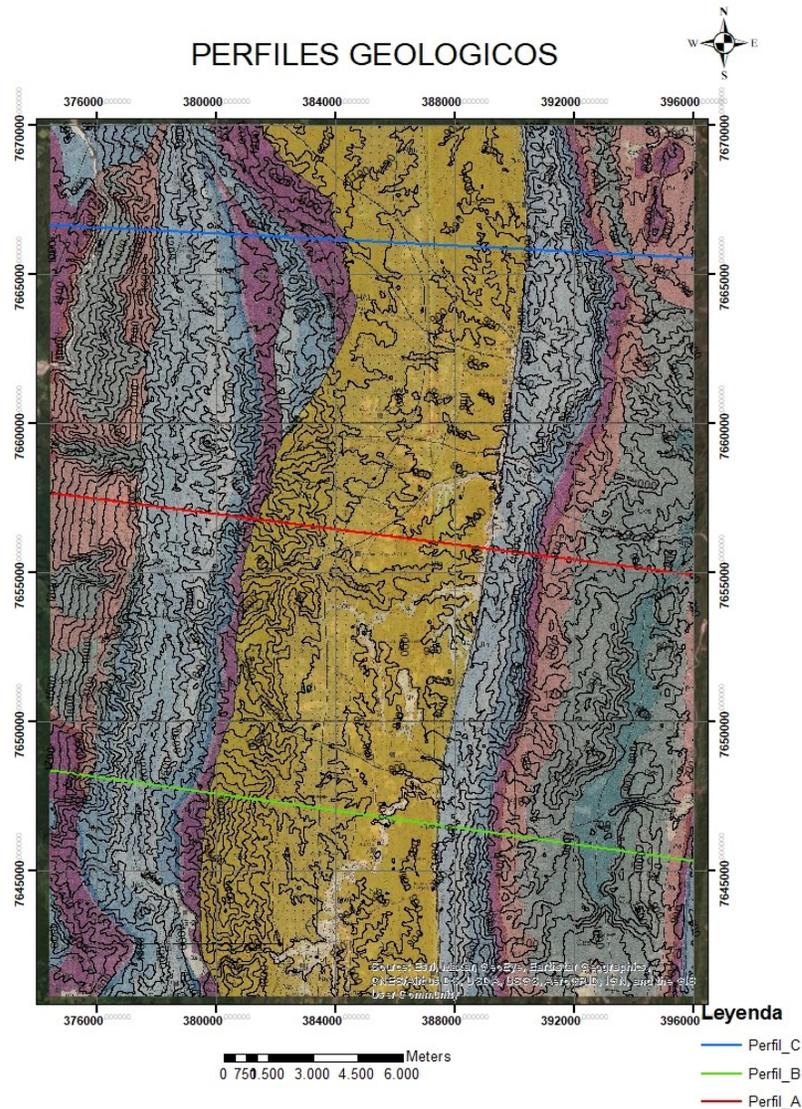
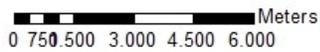
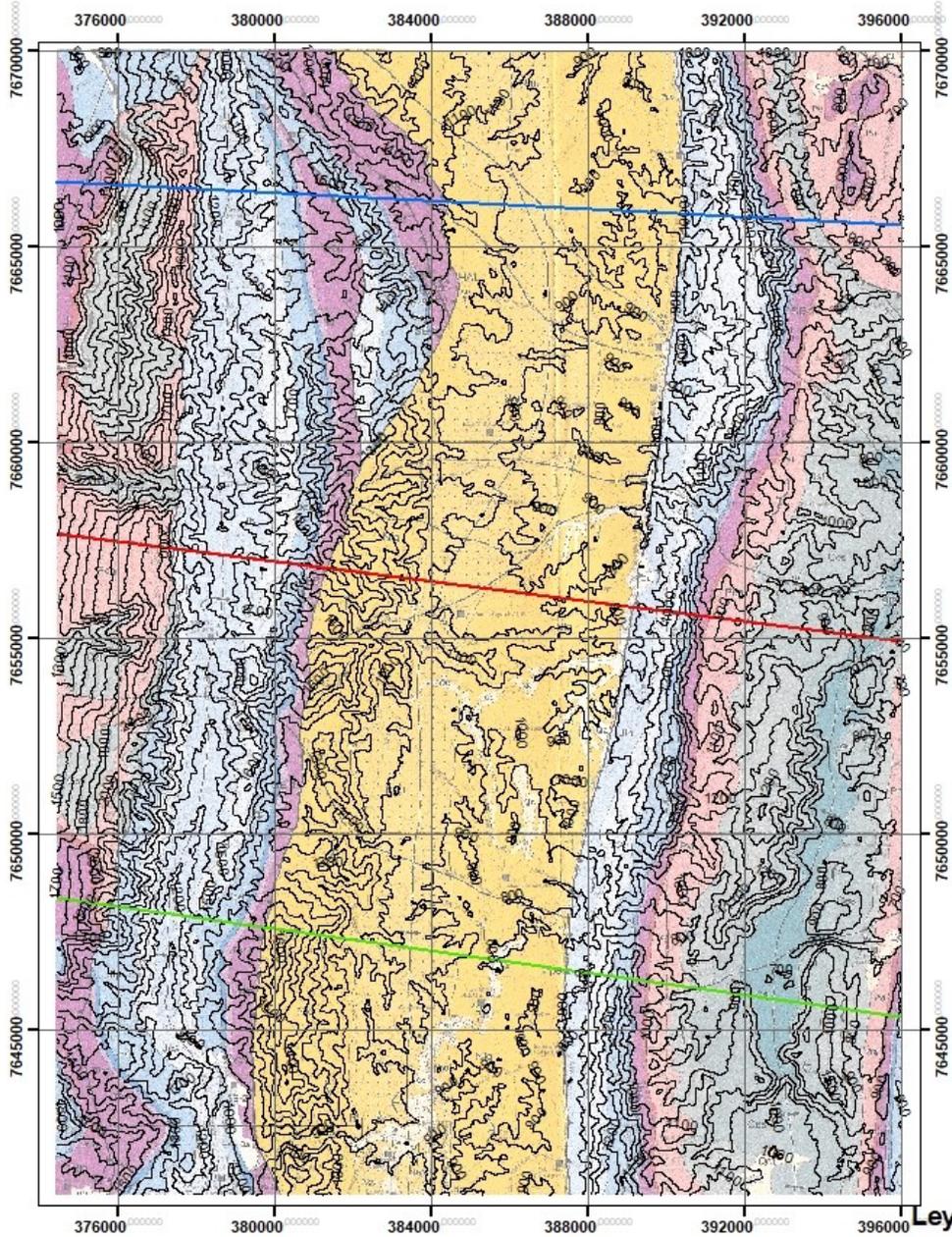


Figura 3-2-7 Ubicación de los diferentes perfiles geológicos con la imagen satelital (Elaboración Propia)

# PERFILES GEOLOGICOS



- Leyenda**
- Perfil\_C
  - Perfil\_B
  - Perfil\_A

Figura 3-2-8 Ubicación de los perfiles geológicos (Elaboración Propia)

A partir de las 3-2-7 y 3-2-8 se realiza estos perfiles geológicos, interpretando la conformación del sub suelo, a partir de los afloramientos, las fallas, la topografía, etc.

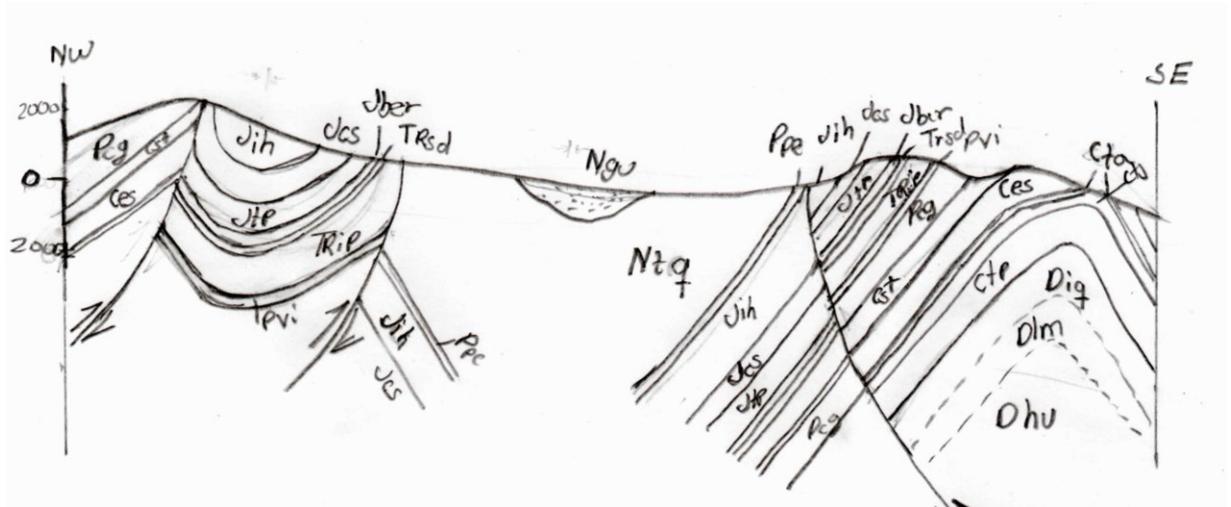


Figura 3-2-9 Perfil geológico A (Elaboración propia)

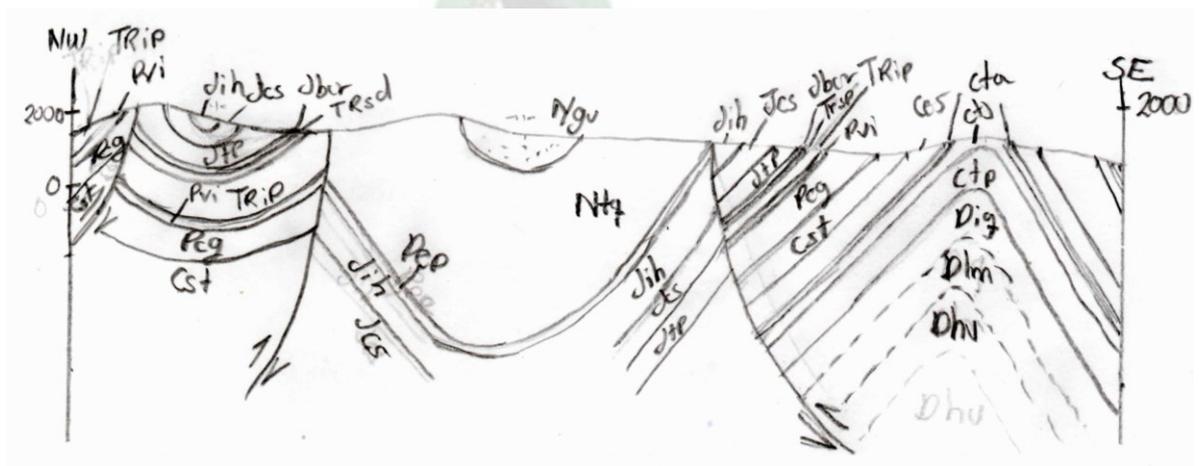


Figura 3-2-10 Perfil geológico B (Elaboración propia)

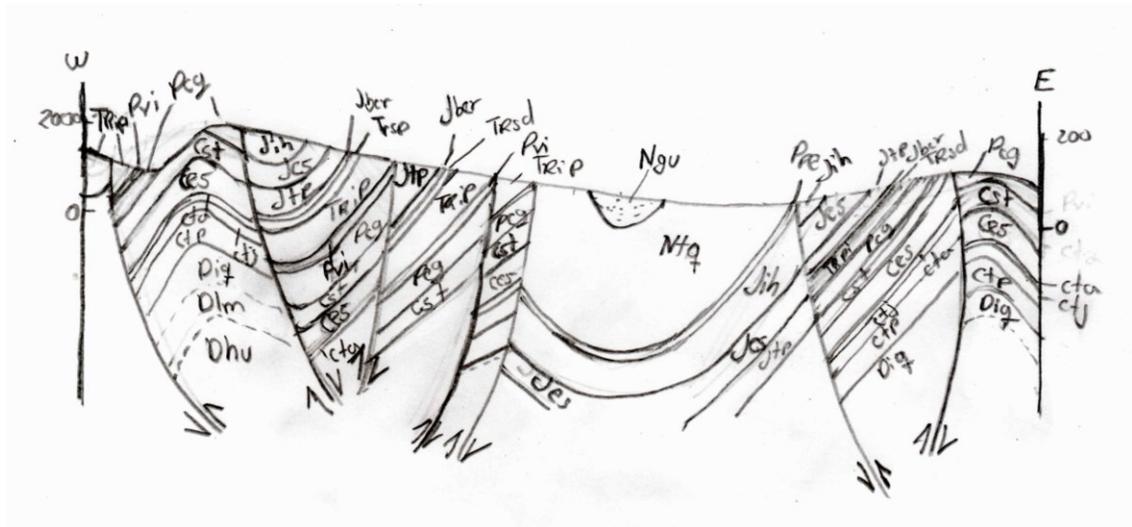


Figura 3-2-11 Perfil geológico c (Elaboración propia)

### Leyenda de abreviaturas de los tres perfiles Geológicos

- Ngu: Formación Guandacay
- Ntq: Formación Tariquia
- Ppe: Formación Petaca
- Jih: Formación Ichoa
- Jcs: Formación Castellon
- Jtp: Formación Tapehua
- Jber: Basalto entre ríos
- TRsd: Formación San Diego
- TRip: Formación Ipaguazú
- Pvi: Formación Vitiacua
- Pcg: Formación Cangapi
- Cst: Formación San Telmo
- Ces: Formación Escarpment
- Cta: Formación Taiguati
- Ctj: Formación Tarija
- Ctp; Formación Tupambi
- Diq: Formación Iquiri
- Dlm: Formación Los Monos
- Dhu: Formación Huamampampa

Se puede observar que en los tres perfiles geológicos la presencia de Fallas inversas, plegamiento como en el perfil geológico A se observa dos anticlinales y un sinclinal en el caso del perfil geológico C se llega a observar dos sinclinales.

Los distintos pliegues y deformaciones presentes en los perfiles son debido a la deformación de la corteza, que es consecuencia de la subducción de la placa de Nazca que ejerce un esfuerzo sobre la Placa Continental Sudamericana, también cabe resaltar la presencia de fallas inversas nos indica que es una zona de compresión, la cual también crea pliegues. En la compresión en el sub andino no solamente tiene que ver con la Placa de Nazca también es efecto de la presencia del Craton de Guapore o brasilera que se puede observar en el mapa de provincias geológicas de Bolivia.

Esta geología complicada que presenta el sub andino al ser una faja plegada y corrida ayuda a entrapar recursos hidrocarburíferos, la formación humampampa es muy importante en nuestro país ya que hasta el momento es la roca reservorio más importante, por sus propiedades como ser porosidad y permeabilidad y la Formación Los Monos como roca Madre.

### **3.2.3 MARCO ESTRATIGRAFICO**

En esta parte se describirá las distintas formaciones observadas en los perfiles geológicos.

#### Neógeno

Formación Guandacay: Conglomerado basal, alternancia de areniscas y limolitas marrón claro.

Formación Tariquia: Areniscas, limolitas y arcillas marrón claras.

#### Paleógeno

Formación Petaca: Conglomerados polimícticos y areniscas calcáreas marrón rosáceas.

#### Jurásico

Formación Ichoa: Areniscas anaranjadas

Formación Castellon: Areniscas amarillentas intercaladas con lutitas y margas rojas, conglomerados polimícticos.

Formación Tapehua: Areniscas rojas y anaranjadas.

Basalto entre ríos: Coladas de lava basáltica gris oscuro.

#### Triásico

Formación San Diego: Areniscas masivas beigeas.

Formación Ipaguazú: Arcillitas, limolitas y areniscas rojas yesíferas.

Pérmico

Formación Vitiacua: Calizas silicificadas, lutitas y chert grises, margas verdosas

Formación Cangapi: Areniscas blancas a amarillentas y verdosas

Carbonífero

Formación San Telmo: Lutitas, areniscas y diamictitas rojas.

Formación Escarpment; Areniscas Blancas a marrones y rosadas, areniscas conglomerádicas.

Formación Tauguati: Diamictitas masivas rojizas.

Formación Tarija: Diamictitas masivas grises

Formación Tupambi: Conglomerados y areniscas grises blanquecinas.

Devónico

Formación Iquiri: Areniscas y lutitas micáceas gris verdosas.

Formación Los Monos: Lutitas y limolitas grises.

Formación Huamampampa: Areniscas, areniscas limosas, limolitas micáceas gris verdosas.

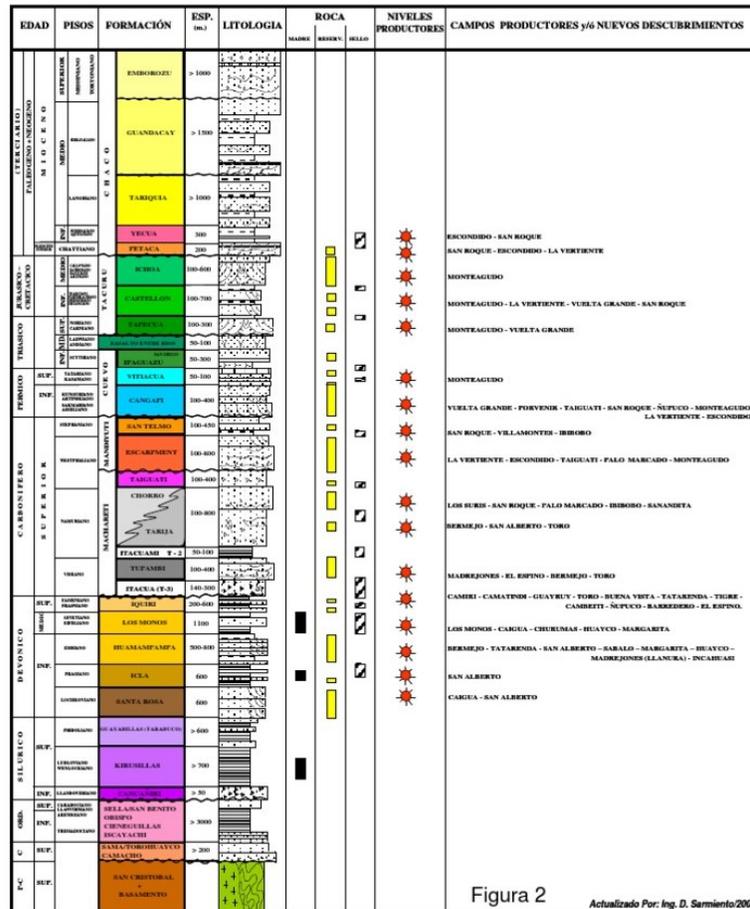


Figura 2 Actualizado Por: Ing. D. Sarmiento 2006

Figura 3-3-11 Columna estratigráfica generalizada (actualizado por :Ing Sarmiento 200

## CAPITULO IV MARCO ECONOMICO

### 4.1 ANALISIS DE COSTOS

El control de los gastos es indispensable para garantizar que tu empresa perdure. Cuando haces un adecuado análisis de costos, tu empresa se beneficia y evitas pérdidas.

Cuando se trata de buscar la liquidez de los negocios, se habla mucho de la importancia de agilizar la cobranza y disminuir la cartera vencida, o bien, de recurrir a créditos para adquirir capital de trabajo.

Pero el control de gastos es un eje indispensable en cualquier empresa, pues ayuda a prevenir que tengamos que sobreendeudarnos. Para ello, el análisis de costos es una práctica indispensable y hasta cierto punto, estándar.

#### **¿Qué es un análisis de costos?**

El análisis de costos es un método mediante el cual se evalúa si un proceso de tu empresa o tu empresa en totalidad, está siendo o no rentable. Es decir, el análisis de costos ayuda a medir la efectividad de las ganancias. Conocer esta información es útil para evitar pérdidas económicas y tener una buena salud financiera. En las compañías de manufactura o producción, este análisis ayuda a mantener los costos de fabricación bajo control. Así mismo, ayuda a saber si el precio en el que ofreces tus productos o servicios realmente te genera ganancias o no y, en caso de ser necesario, considerar hacer un reajuste de precios.

El análisis de costos debe ser aplicado dentro de la estrategia empresarial para así lograr aumentar la rentabilidad. Un adecuado análisis de costos permite que quienes están a cargo de la toma de decisiones, lo hagan basado en datos estratégicos para no afectar a la empresa.

#### **¿Qué son los costos directos e indirectos?**

Se llama costo directo, al conjunto de las erogaciones en las que incurre cualquier empresa, sin importar el giro, que están directamente relacionados a la obtención del producto o servicio en torno al cual gira el desempeño de la empresa.

Costo indirecto es aquel que afecta al proceso productivo en general de uno o más productos, por lo que no se puede asignar directamente a un solo producto sin usar algún criterio de asignación.

#### **Diferencia de costos directos e indirectos**

Leyendo las definiciones anteriores queda claro que los costos directos se asignan de manera clara a un producto o servicio en concreto, mientras que los costos indirectos son generales para todo el proceso de fabricación. Ahora que ya comprendes la diferencia básica, entremos en más detalles. ¿Qué es lo que diferencia un costo directo de uno indirecto?

Los costos directos se asocian directamente con un producto terminado o con su elaboración. Sin embargo, los costos indirectos no se pueden aplicar a un producto específico.

Un costo directo incide totalmente en una sola actividad, mientras que un costo indirecto incide sobre varias de las actividades de la empresa.

El costo directo es proporcional al producto. El costo indirecto es parte del proceso productivo pero no se incorpora físicamente al producto finalizado.

Como puedes intuir por lo que estamos tratando, los costos directos son muchos más fáciles de asignar y cuantificar que los indirectos. Hasta ahora hemos hablado siempre de productos, pero también podríamos hablar de servicios. Una empresa que se dedique a dar servicios tendrá como costos directos los vinculados a dichos servicios y como costos indirectos los que no tienen que ver con los servicios que se prestan.

### **Clasificación de los costos directos e indirectos**

La clasificación de los costos depende de cada proceso. Hay tipos de costos que están presentes en casi todas las empresas y otros son muy específicos en sectores productivos muy concretos. De todos modos, daremos una clasificación tomando ejemplos de costos directos e indirectos de fabricación de un producto elaborado. Ejemplos de costos directos:

- Costo de las materias primas para elaborar el producto.
- Costo del transporte de cada producto que se lleva desde la empresa hasta el comprador.
- Valor de la comisión que se paga al vendedor por la venta de un producto.
- Mano de obra de los trabajadores que se dedican específicamente a ese producto.

Si el producto lleva asociada una campaña publicitaria, esta será costo directo. Ejemplos de costos indirectos:

- Consumo de energía de la empresa.
- Mano de obra indirecta, que son las personas que trabajan fabricando varios productos en la empresa.

Costos generales de personal, que son aquellos que no participan en la fabricación del producto en cuestión, pero son necesario para el funcionamiento de la empresa. Son los comerciales, administrativos, supervisores y otros muchos profesionales.

#### 4.2.- ANALISIS DE COSTOS DEL PROYECTO

En el presente proyecto de grado solo se realiza un análisis de costos, ya que es un trabajo meramente de gabinete, además un trabajo como en este proyecto de grado no tiene recuperación inmediata ya que es una parte inicial de la exploración de hidrocarburos.

##### COSTO DIRECTO

CONCEPTO	UNIDAD	CANTIDAD	PRECIO UNITARIO (\$)	IMPORTE (\$)	IMPORTE (Bs)
Imagen satelital de alta resolución	Km cuadrado	632	50	31600	219936
Imagen GDEM ASTER	Imagen	4	0	0	0
ArcGIS	Licencia	1	6020	6020	41899,2
Erdas	Licencia	1	170	170	1183,2
Mapa geológico de referencia	mapa	1			180
<b>TOTAL</b>					<b>263198,4</b>

##### COSTO INDERECTO

CONCEPTO	UNIDAD	CANTIDAD	PRECIO UNITARIO (Bs)	IMPORTE (Bs)
Nomina	Mensual	1	15000	15000
Servicios básicos	Mensual	1	1000	1000
Alimentación	día	20	100	2000
<b>TOTAL</b>				<b>18000</b>

##### COSTO TOTAL

CONCEPTO	IMPORTE (Bs)
<b>COSTOS DIRECTOS</b>	<b>263198,4</b>
<b>COSTOS INDIRECTOS</b>	<b>18000</b>
<b>TOTAL</b>	<b>281198,4</b>

En este análisis de costos se toma en cuenta las distintas licencias de programas utilizados en el proyecto de grado, también las distintas imágenes satelitales que se utilizó para poder interpretar la geología del área. Posteriormente los costos indirectos que se debe considerar en un proyecto, estos costos indirectos se estiman suponiendo que el trabajo tiene una duración de un mes. Finalmente tenemos un costo total de 281198 Bs.

Cabe recalcar que YPFB maneja de la siguiente manera los contratos de exploración: "En caso de éxito exploratorio, una vez aprobada la declaratoria de comercialidad y seleccionada el área de explotación, el titular está obligado a constituir una Sociedad Anónima Mixta (S.A.M.) con YPFB para la ejecución de las operaciones de explotación. "

Es decir que YPFB cumple un doble rol, por una parte, representa al Estado en la suscripción y fiscalización del contrato y, por otra, es socio en la empresa S.A.M.

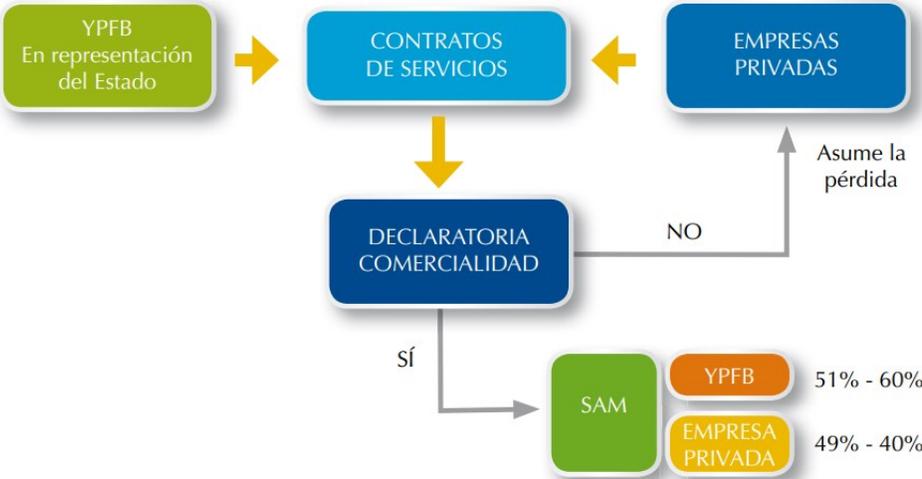


Figura 4-1 La forma como se maneja la exploración en Bolivia (YPFB)

## **CAPITULO V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **4.1 CONCLUSIONES**

En conclusión, se puede decir que la faja plegada del Subandino Sur de Bolivia sería producto de la deformación bajo condiciones en las que habría existido cierto equilibrio entre el avance del frente de deformación, la erosión en la faja plegada y la subsidencia y depositación de sedimentos en la cuenca de antepaís. De esta forma se pueden comprender las variaciones de estilo estructural en el frente de deformación actual, o el desarrollo de diferentes estilos estructurales en la parte interna de la faja plegada, o las diferencias en el espaciamiento entre algunas estructuras, como el resultado de variaciones en el relieve y en las condiciones de soterramiento de la cuenca de antepaís neógena.

Huacareta se encuentra en la región morfoestructural y provincia geológica conocida como Subandino Sur y cuenca sedimentaria de Tarija. El área seleccionada del área Huacareta se observa una deformación típica del sub Andino de Bolivia, con presencia de fallas inversa y pliegues como anticlinales y sinclinales, las cuales la hacen un área de interés Hidrocarburífero.

En el aspecto topográfico se observa ríos, depresiones sedimentadas en el neógeno y serranías en las cuales se puede observar estratos conspicuos, los cuales ayudan a determinar los pliegues con la dirección de buzamiento. En cuanto a los perfiles geológicos se puede observar que el entrapamiento de un hidrocarburo es posible ya que existe sinclinales con presencia de fallas inversa que ayudarían a entrapar, la cual sería una trampa estructural, también habría la posibilidad de existir trampas dúplex de techo activo.

### **4.2 RECOMENDACIONES**

- Se recomienda hacer una exploración más a detalle usando técnicas como la sísmica,
- También algunas perforaciones exploratorias principalmente en el sinclinal que se observa en los perfiles A y B.
- También perforaciones estratigráficas para poder determinar posibles deformaciones estructurales.

## **BIBLIOGRAFIA**

Albariño, L., Dalenz-Farjat, A., Alvarez, L. y Hernández, R. 2002. Modelo de Cuenca para el Devónico del Subandino - Chaco del Sur de Bolivia y noroeste Argentino. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), archivos digitales.

Allmendinger, R W., Jordan, T. E., Kay, S. M. y Isacks, B. L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes, Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 25: 139-174.

Allmendinger, R.W., 1999. Introduction to Structural Geology. Lecture notes, Cornell University, Ithaca, NY.

Allmendinger, R.W. y Zapata, T.R. 2000. The footwall ramp of the Subandean decollement, northernmost Argentina, from extended correlation of seismic reflection data. Tectonophysics 321: 37-55.

Aprada, D., D'Angiola, M., Alvarez, J.P., Vergani, G. y Moreno, R., 2010. XIX Congreso Geológico Boliviano, CGB, Tarija, Bolivia. Disponible online en: [http://www.visualecv.com\\_martadangiola](http://www.visualecv.com_martadangiola) (14/08/2012)

Aramayo Flores, F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 17: 2-16.

Aramayo Flores F., 1999. Estructura de las Sierras Subandinas del noroeste Argentino. En G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino I: 401-414.

Babeyko, A.Y., Sobolev, S.V., Trumbull, R.B., Oncken, O. y Lavier, L.L., 2002, Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. Earth and Planetary Science Letters 199: 373–388.

Baby, P., Hérial, G., Salinas, R. y Sempere, T., 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. Tectonics 11: 523–536.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G. y Herail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25: 883– 886.

Barke, R. y Lamb, S., 2006, Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes, *Earth and Planetary Science Letters* 249: 350-367.

Barnes, J.B. y Ehlers, T., 2009. End member models for Andean Plateau uplift. *Earth Science Reviews* 97: 105–132.

Barnes J.B. y Heins W.A., 2009. Plio-Quaternary sediment budget between thrust belt erosion and foreland deposition in the Central Andes, southern Bolivia. *Basin Research* 21: 91–109.

Barrett, S. F. y P. E. Isaacson, 1988, Devonian paleogeography of South America, en N. J. McMillan, A. F. Embry y D. J. Glass, eds., *Devonian of the world: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 14, v. 1: 655–667.

Baur, F., Di Benedetto, M., Fuchs, T., Lampe, C. y Sciamanna, S., 2009. Integrating structural geology and petroleum systems modeling - A pilot project from Bolivia's fold and thrust belt. *Marine and Petroleum Geology* 26: 573-579.

Behar, F., Vandenbroucke, M., Tang, Y., Marquis, F., Espitalié, J., 1997. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. *Organic Geochemistry* 26: 321–339.

Behar, F., Lorant, F. y Mazeas, L., 2008. Elaboration of a new compositional kinetic schema for oil cracking. *Organic Geochemistry* 39: 764–782.

Belotti, H.J., Saccavino, L.L. y Schachner, G.A., 1995. Structural styles and petroleum occurrence in the Subandean fold and thrust belt of northern Argentina. En: A.J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink Eds.: *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 545-555.

Bombolakis, E.G. (1986), Thrust-fault mechanics and origin of a frontal ramp, *Journal of Structural Geology* 8: 281-290.

Bonini, M., 2007. Deformation patterns and structural vergence in brittle-ductile thrust wedges: an additional analogue modeling perspective. *Journal of Structural Geology* 29: 141–158.

Brooks B. A., Bevis M., Whipple K., Arrowsmith J.R., Foster J., Zapata T., Kendrick E., Minaya E., Echalar A., Blanco M., Euillades P., Sandoval M. y Smalley R.J. Jr, 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nature Geoscience* 4: 380–383.

Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics* 116: 615–626.

Chilingar G.V., Buryakovsky, L.A., Eremenko, N.A. y Gorfunkel, M.V., 2005. *Geology and geochemistry of oil and gas*. Elsevier

Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C. y Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* 25: 1623–1644.

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

Dalenz Farjat, A., Álvarez, L.A., Hernández, R.M., Albariño, L.M., 2002. Cuenca Siluro-Devónica del Sur de Bolivia y del Noroeste Argentino: algunas interpretaciones. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos, Mar del Plata, Argentina.

Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88: 1153–1172.

Deming, D., 1989. Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics* 18: 775–786.

Deming, D. y Chapman, D.S., 1988. Heat Flow in the Utah-Wyoming Thrust Belt From Analysis of Bottom-Hole Temperature Data Measured in Oil and Gas Wells. *Journal of Geophysical Research* 93: 657-672.

Di Benedetto, M., E. Rocha, S. Sciamanna, F. Baur y C. Lampe, 2007. 3D Petroleum Systems Modeling in Fold and Thrust Belts. A case study from Bolivia, AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California. AAPG Bulletin, v. 91, Program Abstracts (Digital)

Di Pasquo, M., 2007a, Asociaciones palinológicas en las formaciones Los Monos (Devónico) e Itacua (Carbonífero Inferior) en Balapuca (Cuenca Tarija), sur de Bolivia. Parte 1. Formación Los Monos. Revista. Geológica de Chile 34: 97-137.

Di Salvo, A. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petrolíferos del área oriental de la Cuenca Paleozoica Noroeste, Argentina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 83-100.

Dunn, J.F., Hartshorn, K.G., y Hartshorn, P.W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the Subandean thrust belt of Southern Bolivia. In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.), Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62: 523–543.

Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R. y Reynolds, J., 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: geometry and timing of the Andean evolution. AAPG Bulletin 87: 965–985.

Eisenstadt, G. y Sims, D., 2005, Evaluating sand and clay models: do rheological differences matter? Journal of Structural Geology 27: 1399–1412.

Elger K, Oncken O, Glodny J. 2005. Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. Tectonics 24: 1-19

Engelder, T., 2012. Investigating the coupling between tectonics, climate, and sedimentary basin development. Ph.D. thesis: University of Arizona, 233 p.

Erickson, S.G., 1995. Mechanics of triangle zones and passive-roof duplexes: implications of finite element models. Tectonophysics 245: 1-11.

Eyles, N., G. Gonzalez Bonorino, A. B. França, C. H. Eyles y O. López Paulsen, 1995, Hydrocarbon-bearing late Paleozoic glaciated basins of southern and central South America, en A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 165–183.

Fillon, C., Huismans, R.S. y van der Beek, P., 2013. Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology* 41: 83–86

França, A. B., E. J. Milani, R. L. Schneider, O. López P., J. López M., R. Suárez S., H. Santa Ana, F. Wiens, O. Ferreiro y E. A. Rossello, 1995, Phanerozoic correlation em southern South America, en A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62: 129–161.

Garzzone, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C. y MacFadden, B.C., 2006, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters* 241: 543– 556.

Ghosh, T. y Hazra, S., 2011. Estimating basal friction and fluid pressure from the geometry and spacing of frontal faults in Naga fold thrust belt, India. *Marine and Petroleum Geology* 28: 1376-1380.

Giraudó, R. y Limachi, R., 2001. Pre Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt, *Journal of South American Earth Sciences* 14: 665-680.

Gubbels, T.L., Isacks, B.L. y Farrar, E., 1993, High level surfaces, plateau uplift and foreland development, Central Bolivian Andes. *Geology* 21: 695-698.

Hamza, V.M., Silva Dias, F., Gomes, A. y Delgadillo Z.D., 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152: 223–256.

Hansom, J. y Lee, M. K., 2005. Effects of hydrocarbon generation, basal heat flow and sediment compaction on overpressure development: a numerical study. *Petroleum Geoscience* 11: 353–360.

Hatcher, R. D. Jr., 2004, Properties of thrusts and upper bounds for the size of thrust sheets, en K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82: 18– 29.

Henry, S. y Pollack, H., 1988. Terrestrial Heat Flow Above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research* 93: 15153-15162.

Hernández, N., Iribarne, M., Apreda, D., Laffitte, G. y Vergani, G., 2011. Nuevos conceptos estructurales a partir de la perforación del pozo profundo Ramos xp-1012 en el Yacimiento Ramos, Sierra de San Antonio, Provincia de Salta. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG. Trabajos Técnico. Mar del Plata, Argentina.

Hernández R. M., Galli C.I. y Reynolds J., 1999. Estratigrafía del Terciario en el noroeste Argentino. En G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina I: 316-328.

Hernández, R.M., Echavarría, L., Allmendinger, R., Reynolds, J. y Jordan, T. 2002. La faja plegada y corrida subandina del Noroeste Argentino. Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas digitales.

Hernández, R.M., Jordan, T.E., Dalenz Farjat, A., Echavarría, L., Idleman, B.D. y Reynolds, J.H. 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in Southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Herat Sciences* 19: 495-512.

Hernández, R.M. y Echavarría, L., 2009. Faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: estratigrafía, geometría y cronología de la deformación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 68 – 80.

Hill, R.J., Tang, Y. y Kaplan, I.R., 2003. Insights into oil cracking based on laboratory experiments. *Organic Geochemistry* 34: 1651– 1672.

Horton, B.K. y DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, southern Bolivia, implications for drainage network evolution in fold–thrust belts. *Basin Research* 13: 43–63.

Howard, A.D., Dietrich, W.E., y Seidl, M.A., 1994, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales: *Journal of Geophysical Research* 99: 13,971–13,986.

Hulka, C., 2005, Sedimentary and tectonic evolution of the Cenozoic Chaco foreland basin, southern Bolivia. Ph.D. thesis: Berlin, Freie Universität Berlin, 100 p.

Husson, L. y Moretti, I., 2002. Thermal regime of fold and thrust belts – an application to the Bolivian sub Andean zone. *Tectonophysics* 345: 253–280.

Iriondo, M., 1993. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology* 7: 289–303.

Isaacson P. E. y E. Díaz Martínez, 1995: Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, central Andes; en A. J. Tankard, R. Suárez Soruco y H.J. Welsink, *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 231249.

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.

Kay S.M. y B.L. Coira, 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano– Puna Plateau. *Geological Society of America Memoir* 204: 229–259.

Kennan L., Lamb S.H. y Hoke L. 1997. High altitude paleosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift. En *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction, and Interpretation*, ed. M. Widdowson. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 120: 307–323.

Kley, J., 1996. Transition from basement-involved to thinskin thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics* 15: 763–775.

Kley, J., Gangui, A.H. y Krüger, D., 1996. Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data. *Tectonophysics* 259: 171–184.

Kley, J. y Monaldi, C.R. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino, XV° Congreso Geológico Argentino (Salta)*, Relatorio: 415425.

Koyi, H. y Sans, M., 2006. Deformation transfer in viscous detachments: comparison of sandbox models to the South Pyrenean Triangle Zone. En: Buitter, S.J.H., Schreurs, G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society of London Special Publication 253: 117-134.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixture. *Tectonophysics* 188: 203–207.

Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Cremon, E.H., May, J.H., Tatumi, S.H., Hurtado, M.A., Bezada, M. y Argollo, J.B., 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 356–357: 75–88

Leturmy, P., J. L. Mugnier, P. Vinour, P. Baby, B. Colletta y E. Chabron, 2000, Piggyback basin development above a thinskin thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean zone (Bolivia): *Tectonophysics* 320: 45– 67.

Liu, S., y J. M. Dixon, 1995, Localization of duplex thrust-ramps by buckling: Analog and numerical modeling: *Journal of Structural Geology* 17: 875–886.

Liu, H., K. Jezek, B. Li, y Z. Zhao., 2001. Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Lohrman, J., Kukowski, N., Adam, J. y Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology* 25: 1691-1711.

Luo, X. R. y G. Vasseur, 1996. Geopressuring mechanism of organic matter cracking: numerical modeling: *AAPG Bulletin* 80: 856–874.

Luo X., Wang Z., Zhang L., Yang W. y L. Liu, 2007. Overpressure generation and evolution in a compressional tectonic setting, the southern margin of Junggar Basin, northwestern China. *AAPG Bulletin* 91: 1123–1139.

Mandal, N., Chattopadhyay, A. y Bose, S., 1997. Imbricate thrust spacing: experimental and theoretical analyses. En: Sengupta, S. (Ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-Scales*. Chapman and Hall, London: 143–165.

McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S. y DeCelles, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold–thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399: 15–37.

McQuarrie, N., Ehlers, T.A., Barnes, J.B. y Meade, B., 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology* 36 (12): 999–1002.

Mingramm A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. En J.C.M. Turner ed., *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. V. 1: 95-138.

Mohr, O. C., 1882, Ueber die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Korperes und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre: *Der Civilingenieur*, XXVIII: 113-156.

Mombrú C., y Aramayo Flores, F., 1986: Geología del Yacimiento de Aguara Güe. *Boletín de Informaciones Petrolera*, Tercera Época 6: 53-64.

Morellato, C., Redini, F. y Doglioni, C., 2003. On the number and spacing of faults. *Terra Nova* 15: 315–321.

Moretti, I., Diaz, E., Montemurro, G., Aguilera, E. y Perez, M., 1994. Las Rocas Madre de Bolivia y su Potencial Petrolifero: Subandino–Madre de Dios–Chaco. *Revista Tecnica de YPF* 15: 293– 317.

Moretti, I., Baby, P., Mendez, E. y Zubieta, D., 1996. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Subandean zone from 18° to 22°S, South Bolivia. *Pet. Geosci.* 2: 17–28.

Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S. y Boulhgue, J., 2002. Compartmentalisation of the migration pathways in the Sub-Andean Zone, Bolivia *Proceeding of Geofluid 2000*, Barcelona. *Tectonophysics* 348: 5–24.

Moretti, I., Letouzey, J., Otero, A. y Calvo J.C., 2006. Structures growing and decollement level role in the Sub Andean Zone of Bolivia. Caipipendi block. IX Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias, Colombia.

Morley, C. K., 1992. Hydrocarbon generation-a possible cause of elevated pore pressures in the Osen-Roa thrust sheet, Norway. *Journal of Structural Geology* 14: 743-747.

Mosolf, J.G., Horton, B.K., Heizler, M.T. y Matos, R., 2011. Unroofing the core of the central Andean fold-thrust belt during focused late Miocene exhumation: evidence from the Tipuani-Mapiri wedge-top basin, Bolivia. *Basin Research* 23: 346–360.

Mosquera, A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales: IV Congreso de Exploración y desarrollo de

Mugnier, J.L., Becel, D., y Granjeon, D., 2006, Active tectonics in the Subandean belt inferred from the morphology of the Rio Pilcomayo (Bolivia), en Willett, S.D., Hovius,

Pareja, J., Vargas, C., Suarez, R., Ballon, R., Carrasco, R., y Vilaroel, C., 1978. Mapa geológico de Bolivia. Memoria Explicativa, Serv. Geol. de Bolivia, 27 pp., La Paz.

Pepper, A.S., Dodd, T.A., 1995. Simple kinetic models of petroleum formation. Part II: oil – Gas cracking. *Marine and Petroleum Geology* 12: 321–340.

Pichot, T. y Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modelling. *Tectonophysics* 473: 466– 475.

Prezzi, C. B., Uba C.E. y Götze, H.J., 2009. Flexural isostasy in the Bolivian Andes: Chaco foreland basin development. *Tectonophysics* 474: 526–543.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society of London, Special Publications* 327: 31-54.

Ramsay, J., y Hubber, M., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis.* Academic Press, San Diego: 307pp.

Rebay G., Barrenechea J., Requena E., y Rocha A., 2001. San Alberto y San Antonio. Dos nuevos yacimientos gigantes de gas y condensado en Bolivia. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca* 67: 37-49.

Schonian, F., 2003. Ambiente sedimentario de las diamictitas de la Formación Cancañiri en el área de Sella, sur de Bolivia. *Revista Técnica de YPF*, 21: 131-146. Cochabamba, Bolivia.

Schott, B. y Koyi, H.A., 2001. Estimating basal friction in accretionary wedges from the geometry and spacing of frontal faults. *Earth Planet. Sci. Lett.* 194: 221–227.

Soliva, R. y Benedicto, A., 2004. A linkage criterion for segmented normal faults. *Journal of Structural Geology* 26: 2251–2267.

Springer, M. y Forster, A., 1998. Heat Flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291: 123–139.

Springer, M., 1999. Interpretation of heat flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306: 377–396.

Starck, D., 1995. Silurian–Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina, en A. J. Tankard, R. Suarez Soruco, and H. J. Welsink, eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62: 251– 268.

Starck, D., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca de Tarija. 4º Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos (Mar del Plata), *Actas*: 63-82.

Starck, D. y Anzótegui, L.M., 2001. The late Miocene climate change— persistence of climate signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 763–774.

Starck, D., Constantini, L. y Schulz, A., 2002. Análisis de algunos aspectos geométricos y evolutivos de las estructuras de la faja plegada Subandina del norte de Argentina y el sur de Bolivia. V Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, *Trabajos técnicos*. Mar del Plata, Argentina: IAPG.

Starck, D. y Del Papa, C. 2006. The Northwestern Argentina Tarija Basin: stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 169-184.

Strecker, M.R., Mulch, A., Uba, C.E., Schmitt, A.K. y Chamberlain, C., 2006. Late Miocene onset of the South American Monsoon. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract T31E-06.

Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R. y Trauth, M. H., 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 35: 747–787.

Suarez, S.R., 2001. Mapa Geológico de Bolivia, escala 1:1.000.000, y Compendio de Geología de Bolivia: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*.

Swarbrick R.E. y Osborne M. J., 1998. Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview. En: Law, B.E., Ulmishek G.F. and Slavin V.I. eds, *Abnormal pressures in hydrocarbon environments: AAPG Memoir* 70: 13-34.

Uba, C.E., Heubeck, C. y Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology* 180: 91–123.

Vaamonde, D., 2002, La Formación Los Monos: su capacidad como roca sello, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos, 9 p, Mar del Plata, Argentina.

Vandenbroucke, M., Behar, F. y Rudkiewicz, J.L., 1999. Kinetic modeling of petroleum formation and cracking: implications from the high pressure/high temperature Elgin field (UK, North Sea). *Organic Geochemistry* 30: 1105–1125.

Villar, H., 2005. La geoquímica orgánica en la exploración de petróleo. Curso de posgrado, Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA.

Vistalli M. C., 1999. Cuenca Siluro Devónica. En: G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina* I: 168-184.



DIRECCIÓN DE DERECHO DE AUTOR  
Y DERECHOS CONEXOS  
RESOLUCIÓN ADMINISTRATIVA NRO. 1-1296/2024  
La Paz, 26 de abril de 2024

**VISTOS:**

La solicitud de Inscripción de Derecho de Autor presentada en fecha **19 de abril de 2024**, por **JUAN JOSE FERNANDEZ QUISPE** con C.I. N° **6991858 LP**, con número de trámite **DA 700/2024**, señala la pretensión de inscripción del Proyecto de Grado titulado: "**ESTUDIO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL ÁREA HUACARETA**", cuyos datos y antecedentes se encuentran adjuntos y expresados en el Formulario de Declaración Jurada.

**CONSIDERANDO:**

Que, en observación al Artículo 4º del Decreto Supremo N° 27938 modificado parcialmente por el Decreto Supremo N° 28152 el "*Servicio Nacional de Propiedad Intelectual SENAPI, administra en forma desconcentrada e integral el régimen de la Propiedad Intelectual en todos sus componentes, mediante una estricta observancia de los regímenes legales de la Propiedad Intelectual, de la vigilancia de su cumplimiento y de una efectiva protección de los derechos de exclusiva referidos a la propiedad industrial, al derecho de autor y derechos conexos; constituyéndose en la oficina nacional competente respecto de los tratados internacionales y acuerdos regionales suscritos y adheridos por el país, así como de las normas y regímenes comunes que en materia de Propiedad Intelectual se han adoptado en el marco del proceso andino de integración*".

Que, el Artículo 16º del Decreto Supremo N° 27938 establece "*Como núcleo técnico y operativo del SENAPI funcionan las Direcciones Técnicas que son las encargadas de la evaluación y procesamiento de las solicitudes de derechos de propiedad intelectual, de conformidad a los distintos regímenes legales aplicables a cada área de gestión*". En ese marco, la Dirección de Derecho de Autor y Derechos Conexos otorga registros con carácter declarativo sobre las obras del ingenio cualquiera que sea el género o forma de expresión, sin importar el mérito literario o artístico a través de la inscripción y la difusión, en cumplimiento a la Decisión 351 Régimen Común sobre Derecho de Autor y Derechos Conexos de la Comunidad Andina, Ley de Derecho de Autor N° 1322, Decreto Reglamentario N° 23907 y demás normativa vigente sobre la materia.

Que, la solicitud presentada cumple con: el Artículo 6º de la Ley N° 1322 de Derecho de Autor, el Artículo 26º inciso a) del Decreto Supremo N° 23907 Reglamento de la Ley de Derecho de Autor, y con el Artículo 4º de la Decisión 351 Régimen Común sobre Derecho de Autor y Derechos Conexos de la Comunidad Andina.

Que, de conformidad al Artículo 18º de la Ley N° 1322 de Derecho de Autor en concordancia con el Artículo 18º de la Decisión 351 Régimen Común sobre Derecho de Autor y Derechos Conexos de la Comunidad Andina, referentes a la duración de los Derechos Patrimoniales, los mismos establecen que: "*la duración de la protección concedida por la presente ley será para toda la vida del autor y por 50 años después de su muerte, a favor de sus herederos, legatarios y cesionarios*".

Que, se deja establecido en conformidad al Artículo 4º de la Ley N° 1322 de Derecho de Autor, y Artículo 7º de la Decisión 351 Régimen Común sobre Derecho de Autor y Derechos Conexos de la Comunidad Andina que: "*...No son objeto de protección las ideas contenidas en las obras literarias, artísticas, o el contenido ideológico o técnico de las obras científicas ni su aprovechamiento industrial o comercial*".

Que, el artículo 4, inciso e) de la ley N° 2341 de Procedimiento Administrativo, instituye que: "*... en la relación de los particulares con la Administración Pública, se presume el principio de buena fe. La confianza, la cooperación y la lealtad en la actuación de los servidores públicos y de los ciudadanos ...*", por lo que se presume la buena fe de los administrados respecto a las solicitudes



de registro y la declaración jurada respecto a la originalidad de la obra.

**POR TANTO:**

El Director de Derecho de Autor y Derechos Conexos sin ingresar en mayores consideraciones de orden legal, en ejercicio de las atribuciones conferidas.

**RESUELVE:**

**INSCRIBIR** en el Registro de Tesis, Proyectos de Grado, Monografías y Otras Similares de la Dirección de Derecho de Autor y Derechos Conexos, el Proyecto de Grado titulado: "**ESTUDIO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL ÁREA HUACARETA**" a favor del autor y titular: **JUAN JOSE FERNANDEZ QUISPE** con **C.I. N° 6991858 LP** bajo el seudónimo **JUANJO**, quedando amparado su derecho conforme a Ley, salvando el mejor derecho que terceras personas pudieren demostrar.

Regístrese, Comuníquese y Archívese.

CASA/lm

Firmado Digitalmente por:

Servicio Nacional de Propiedad Intelectual - SENAPI  
**CARLOS ALBERTO SORUCO ARROYO**  
**DIRECTOR DE DERECHO DE AUTOR Y DERECHOS CONEXOS**  
LA PAZ - BOLIVIA



Firma:



dvACu2Eb2Tv41E

PARA LA VALIDACIÓN DEL PRESENTE DOCUMENTO INGRESAR A LA PÁGINA WEB [www.senapi.gob.bo/verificacion](http://www.senapi.gob.bo/verificacion) Y COLOCAR CÓDIGO DE VERIFICACIÓN O ESCANEAR CÓDIGO QR.



Oficina Central - La Paz  
Av. Montes, N° 515,  
entre Esq. Uruguay y  
C. Batallón Illimani.  
Telfs.: 2115700  
2119276 - 2119251

Oficina - Santa Cruz  
Av. Uruguay, Calle  
prolongación Quijarro,  
N° 29, Edif. Bicentenario.  
Telfs.: 3121752 - 72042936

Oficina - Cochabamba  
Calle Bolívar, N° 737,  
entre 16 de Julio y Antezana.  
Telfs.: 4141403 - 72042957

Oficina - El Alto  
Av. Juan Pablo II, N° 2560  
Edif. Multicentro El Ceibo  
Ltda. Piso 2, Of. 5B,  
Zona Parque Bolívar.  
Telfs.: 2141001 - 72043029

Oficina - Chuquisaca  
Calle Kilómetro 7, N° 366  
casi esq. Urriolagoitia,  
Zona Parque Bolívar.  
Telf.: 72005873

Oficina - Tarija  
Av. La Paz, entre  
Calles Ciro Trigo y Avaroa  
Edif. Santa Clara, N° 243.  
Telf.: 72015286

Oficina - Oruro  
Calle 6 de Octubre, N° 5837,  
entre Ayacucho  
y Junin, Galería Central,  
Of. 14.  
Telf.: 67201288

Oficina - Potosí  
Av. Villazón entre calles  
Wenceslao Alba y San Alberto,  
Edif. AM. Salinas N° 242,  
Primer Piso, Of. 17.  
Telf.: 72018160



AUTOR: JUAN JOSE FERNANDEZ QUISPE

CORREO: [juanjoFQPG@gmail.com](mailto:juanjoFQPG@gmail.com)

NUMERO DE CELULAR: +591 63160686