



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

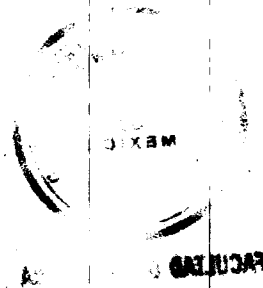
**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ELEMENTOS DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

**ING. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ.**

# **ELEMENTOS DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

**Ricardo José Padilla y Sánchez \***



**1996**

**\* Subgerencia de Programación y Evaluación Financiera de Exploración y  
Producción, Dirección Corporativa de Finanzas, Petróleos Mexicanos  
y Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México**

CAJA-93A

FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.



613309

G.- 613309

1991

\* José Padilla y García



FACULTAD DE INGENIERIA

1991

de la Facultad de Ingeniería y Arquitectura

de la Facultad de Ingeniería y Arquitectura

de la Facultad de Ingeniería y Arquitectura

**Derechos reservados**  
**ELEMENTOS DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**  
**Ricardo José Padilla y Sánchez**  
**México, D.F.**

**ISBN 970-91721-0-7**

***A Geles, Mariana, Jimena,  
Ricardo y M<sup>a</sup> Teresa, por  
su apoyo incondicional  
durante todos estos años.***

## PROLOGO

*Este trabajo es el resultado de las notas elaboradas durante varios años para la impartición de los cursos de Geología Estructural en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, tanto a nivel de licenciatura como de maestría. Su contenido cubre los temas contemplados en el programa vigente en la licenciatura de Ingeniero Geólogo impartida en esa Facultad e incluye otros que seguramente servirán de consulta a los geólogos mexicanos en el ejercicio de su profesión. El enfoque del libro comienza por definir qué es una estructura en términos de la Mecánica del Medio Continuo y cuales son las estructuras primarias en las rocas; enseguida se definen las estructuras planares y las plegadas, con énfasis en su ubicación en el espacio y en su nomenclatura; posteriormente se tratan los temas de secciones estructurales y la red estereográfica; después, se abordan los temas de esfuerzo, deformación y las relaciones entre ellos, en ese orden porque así es la secuencia que se presenta en la naturaleza; y, finalmente, con base en los conceptos anteriores, se expone un panorama de los estados de esfuerzo necesarios para que ocurra emplazamiento de rocas ígneas en la corteza terrestre.*

*Agradezco al Sr. Ing. Mariano Ruiz Vázquez, Profesor de la Carrera de Ingeniero Geólogo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, por la exhaustiva revisión de éste libro y por sus atinados comentarios y observaciones. Espero que sea de utilidad a los estudiantes de Geología y también a los colegas cuyas especialidades sean distintas a la Geología Estructural, pero que seguramente en algún momento han tenido la necesidad de utilizarla en su práctica profesional.*

## CONTENIDO

Prólogo	iv
1.- ¿Qué es una estructura?	1
2.- Estructuras primarias en las rocas.	3
3.- Dirección e inclinación de planos y capas. Dirección y buzamiento de líneas. Expresión topográfica y medición de espesores de capas. Discordancias.	7
4.- Fracturas, juntas y fallas. Nomenclatura y Clasificación.	14
5.- Pliegues. Nomenclatura y Clasificación.	21
6.- Secciones estructurales.	32
7.- La red estereográfica.	36
8.- Esfuerzo.	48
9.- Deformación.	70
10.- Relaciones esfuerzo-deformación.	85
11.- Estados de esfuerzo en el emplazamiento de rocas ígneas.	102
REFERENCIAS CITADAS	108
INDICE	109

## 1.- ¿QUE ES UNA ESTRUCTURA?

Una *estructura* es una discontinuidad en el material que la contiene. Bajo esta definición es posible englobar todas aquellas estructuras que se mencionan cotidianamente en Geología, como por ejemplo las estructuras sedimentarias primarias, las estructuras de las rocas ígneas extrusivas e intrusivas, las **estructuras de las rocas metamórficas**, o las utilizadas en Geología Estructural, objeto de éste libro.

La anterior definición es sencilla pero rigurosa y está basada en los conceptos básicos de la Mecánica del Medio Continuo que establece que un *material continuo* es aquel en el que existe materia en todos y cada uno de sus subvolumenes, en los que a su vez, la materia que los forma es idéntica a la del subvolumen contiguo. Si se analiza detenidamente esta definición se comprenderá que tal tipo de substancia no existe en la naturaleza, porque ninguno de los materiales que se conocen es absolutamente continuo y todos contienen discontinuidades representadas por huecos entre átomos, a un nivel microscópico, o por ausencia de materia en poros, a un nivel macroscópico.

Si se acepta la condición de continuidad anterior, entonces es necesario establecer otras condiciones adicionales para efectuar un análisis cuantitativo de las propiedades mecánicas de las rocas, las que evidentemente son discontinuas.

Como los materiales continuos son ideales, se ha utilizado la teoría analítica aplicable a ellos con resultados muy aceptables en Geología Estructural (Price, 1966; Ramsay 1967; Hobbs, Means y Williams, 1976; Means, 1976), pero clasificando a las rocas como *materiales homogéneos*, que son aquellos en los que las discontinuidades que contienen están uniformemente distribuidas en todo su volumen, con la condicionante de que dependiendo de la escala a la que sean estudiados podrán ser catalogados como homogéneos o heterogéneos. En la figura 1-1 se muestra el concepto de estructura con base en la homogeneidad de las rocas, considerando a éstas como materiales aproximadamente continuos.

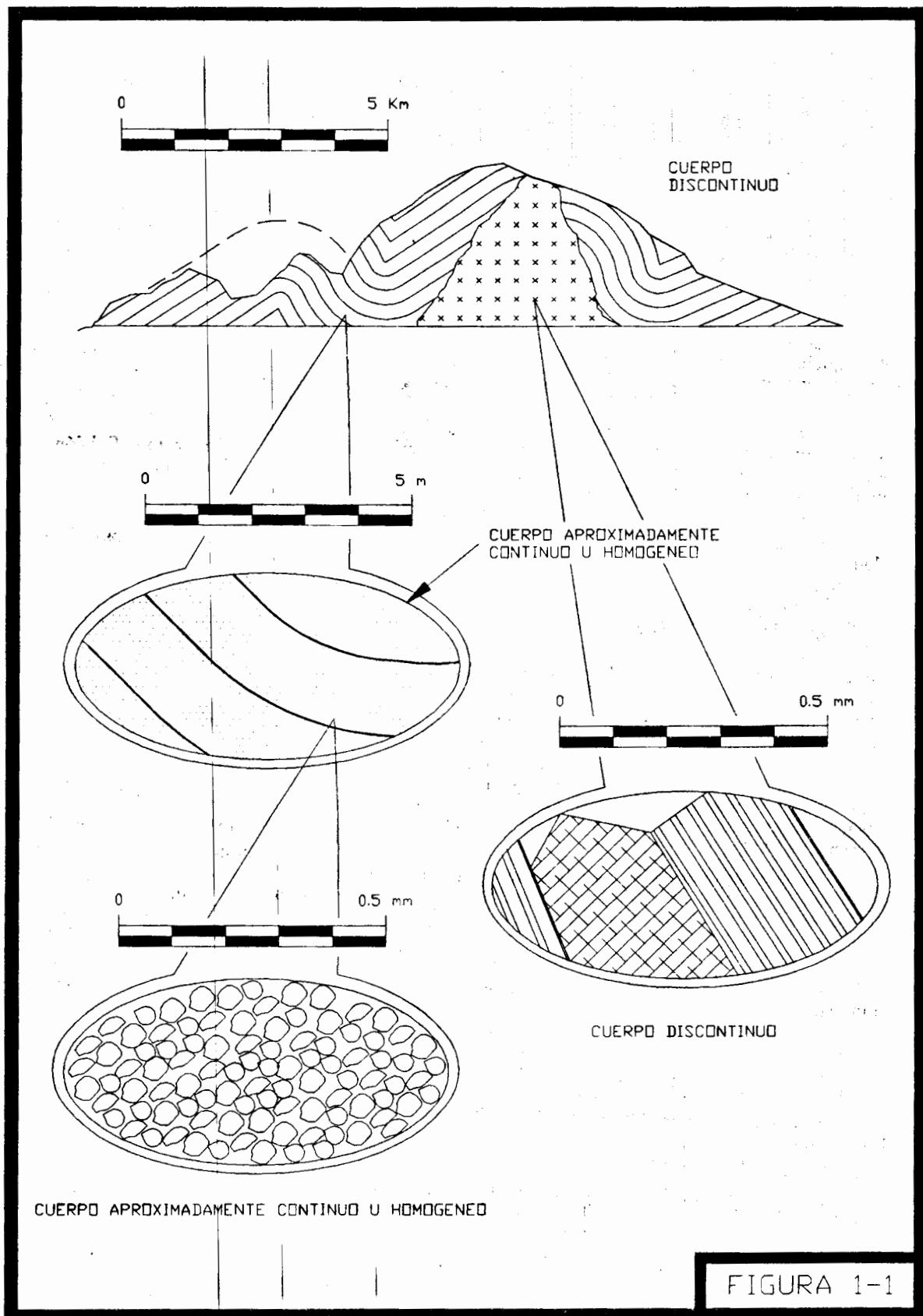
La *Geología Estructural* es el estudio de la arquitectura de la Tierra y de su génesis. *Tectónica* es un término sinónimo, pero en la actualidad cuando se habla de tectónica es para indicar un estudio que involucra grandes extensiones de terreno, a menudo a nivel continental o del globo terráqueo, mientras que cuando se habla de geología estructural es en el sentido de indicar un área con extensión de algunos kilómetros cuadrados. Lo anterior no excluye el hecho de que la tectónica utilice en forma muy importante los principios teóricos de la geología estructural.

La geología estructural está íntimamente ligada con muchas otras disciplinas de la geología y de otras ciencias, como son la estratigrafía, la sedimentología, la petrología, la paleontología, la geocronología, la fisiografía, la geomorfología, la fotogeología, la geofísica y la topografía, así como la física, las matemáticas y la química. Un estudio estructural resulta inútil si no se conocen las relaciones estratigráficas de las rocas involucradas en la deformación y, en terrenos muy planos o cubiertos densamente por vegetación, es prácticamente imposible lograr una interpretación estructural si no se cuenta con datos geofísicos o de información del subsuelo derivada de la perforación de pozos.

El trabajo de un geólogo estructural debe resolver cuatro aspectos fundamentales: a) ¿Como es la estructura?, b) ¿Cuándo se formó?, c) ¿Cuál fue la secuencia de deformación? y, c) ¿Cuales fueron las condiciones físicas que permitieron la deformación?

La primera pregunta debe ser contestada en términos de la forma y dimensiones de la, o las estructuras respectivas, mientras que las tres últimas interrogantes deberán incluir deducciones relativas a la secuencia cronológica en que ocurrió la deformación y las condiciones de esfuerzo bajo las que las rocas se plegaron, se fracturaron, o se afallaron.





## 2.- ESTRUCTURAS PRIMARIAS EN LAS ROCAS

En este capítulo se discuten aquellas estructuras de las rocas que estaban presentes antes de la deformación. Tales discontinuidades se conocen como *estructuras primarias*, porque son características originales tanto de rocas sedimentarias como ígneas y son por lo tanto, el resultado de un proceso de depósito o de emplazamiento. Por otro lado, aquellas estructuras asociadas a una estructura mayor y que resultan de una deformación o de metamorfismo, se les denomina *estructuras secundarias*.

La importancia de las estructuras primarias puede explicarse en dos partes: en primer lugar porque el objetivo fundamental es comprender la historia total de una roca y no solamente su historia deformacional y, en segundo lugar, porque proporcionan datos esenciales acerca de la geometría inicial de las rocas, de lo cual dependerá la forma que tengan éstas después de la deformación.

La aplicación principal de las estructuras primarias en geología estructural es la determinación de la base y la cima de una capa cualquiera de roca.

La *estratificación* es la discontinuidad más común de las estructuras primarias. Esta es sumamente útil porque casi siempre es visible y porque permite establecer cuál era la posición horizontal de las rocas antes de ser deformadas, pero por sí sola no ayuda a conocer cuál era la base y cuál era la cima del estrato en estudio. Para esto se deben emplear otras estructuras primarias que indiquen las capas que fueron depositadas antes o después de la de interés. Esta información es muy importante para la determinación de las estructuras de un área cualquiera, ya que puede definir correctamente la posición de un pliegue que de otra manera sería erróneamente interpretado (Figuras 2-1a y 2-1b).

Las *huellas de corriente*, también conocidas como *rizaduras*, es el nombre que se ha asignado a aquel grupo de estructuras que se forman en medios subacuáticos o en medios subaéreos. Su forma es semejante a olas u ondas y pueden variar en sus dimensiones desde unos cuantos milímetros (microrizaduras), hasta varios metros (megarizaduras), como es el caso de las asociadas a las dunas de arena. Las huellas de corriente se dividen en dos grupos: las de *oscilación* y las de *corriente* (Figuras 2-1c y 2-1d).

Cada una de estas rizaduras están formadas internamente por grupos de estratificaciones cruzadas, otra estructura primaria, las que indican el desarrollo y migración de las huellas de corriente. Las estratificaciones cruzadas serán descritas más adelante, pero es conveniente mencionar que éstas no siempre están presentes en todas las rizaduras, por lo que es necesario utilizar la geometría misma de éstas. Por ejemplo, en las rizaduras de oscilación siempre se observa que las crestas (Figura 2-1e) muestran formas más angulares que los valles, con lo cual se puede determinar con certeza la cima y la base de un estrato. Por otro lado, las rizaduras de corriente presentan formas similares en sus crestas y valles, por lo que es difícil determinar la base y la cima de la capa cuando ésta se encuentra invertida. En este caso se pueden observar los valles de las rizaduras, en los cuales se depositan comúnmente los granos más grandes y los minerales más pesados, con lo que se puede determinar cuál es la base y cuál es la cima del estrato en cuestión (Figura 2-1f).

Se denomina *estratificación cruzada* a la estratificación en la que sus capas no son paralelas. Se encuentra presente en una gran variedad de sedimentos clásticos y terrígenos depositados por agua o por viento y es muy útil para determinar la base y la cima de un estrato (Figuras 2-1e, 2-1f, 2-1g y 2-1h). Casi siempre permite determinar la posición estratigráfica de una capa, excepto cuando es de tipo *sigmoidal*, caso que solamente puede resolverse si se tiene información adicional, como por ejemplo que se encuentre asociada a una discordancia erosional (Figura 2-1h).

En la mayoría de las rocas clásticas y terrígenas existe una variación sistemática en el tamaño de grano de un estrato, de tal manera que el sedimento en un lado de éste se hace progresivamente más fino hacia el otro lado del mismo. De éste tipo de estratos se dice que son *graduados* y generalmente, pero no siempre, el material más grueso se encuentra en la base del estrato, o sea en su lado más antiguo (Figura 2-2a). A esta clase de estructura primaria se le denomina *estratificación graduada* y es también común en calizas detríticas, arcillas varvadas, tobas (particularmente cuando son depositadas en agua) y en rocas ígneas intrusivas.

Se da el nombre de *huellas de base* a ciertas irregularidades en la cima de un depósito, generalmente arcilloso o limoso, que son posteriormente conservadas como moldes en la base de un sedimento más grueso, casi siempre arenoso, estratigráficamente depositado arriba del material fino. Estas irregularidades representan el relieve de la superficie del lado inmediato anterior al depósito de arena y su origen se debe a varias causas. Algunas son el resultado de una corriente que erosiona el lecho de un río, otras se deben a material que ha sido arrastrado en el fondo del medio acuoso y otras pueden haber sido originadas por actividad animal, como huellas de dinosaurios, pájaros, ichnofósiles, etc. (Figuras 2-2b y 2-2c).

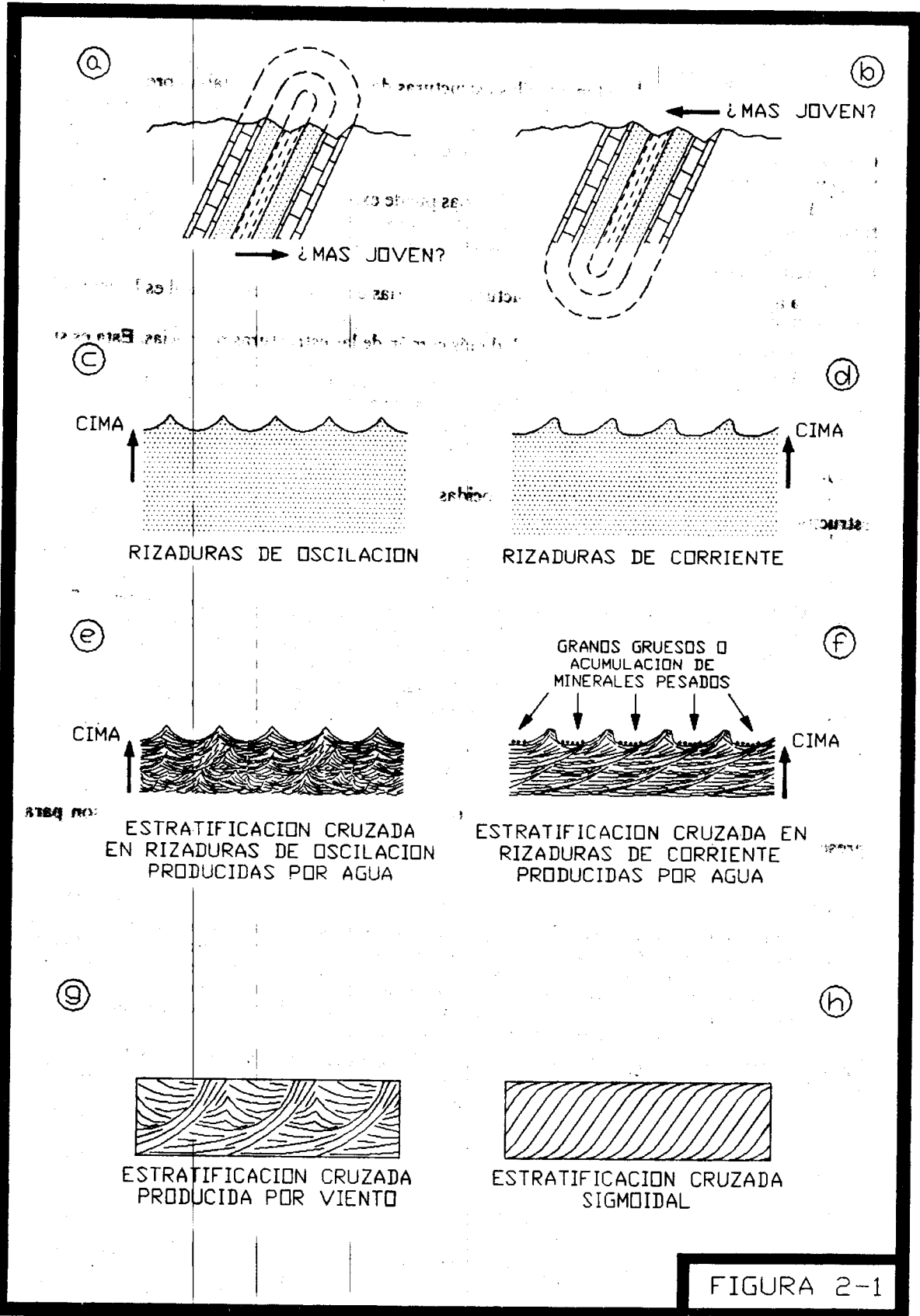


FIGURA 2-1

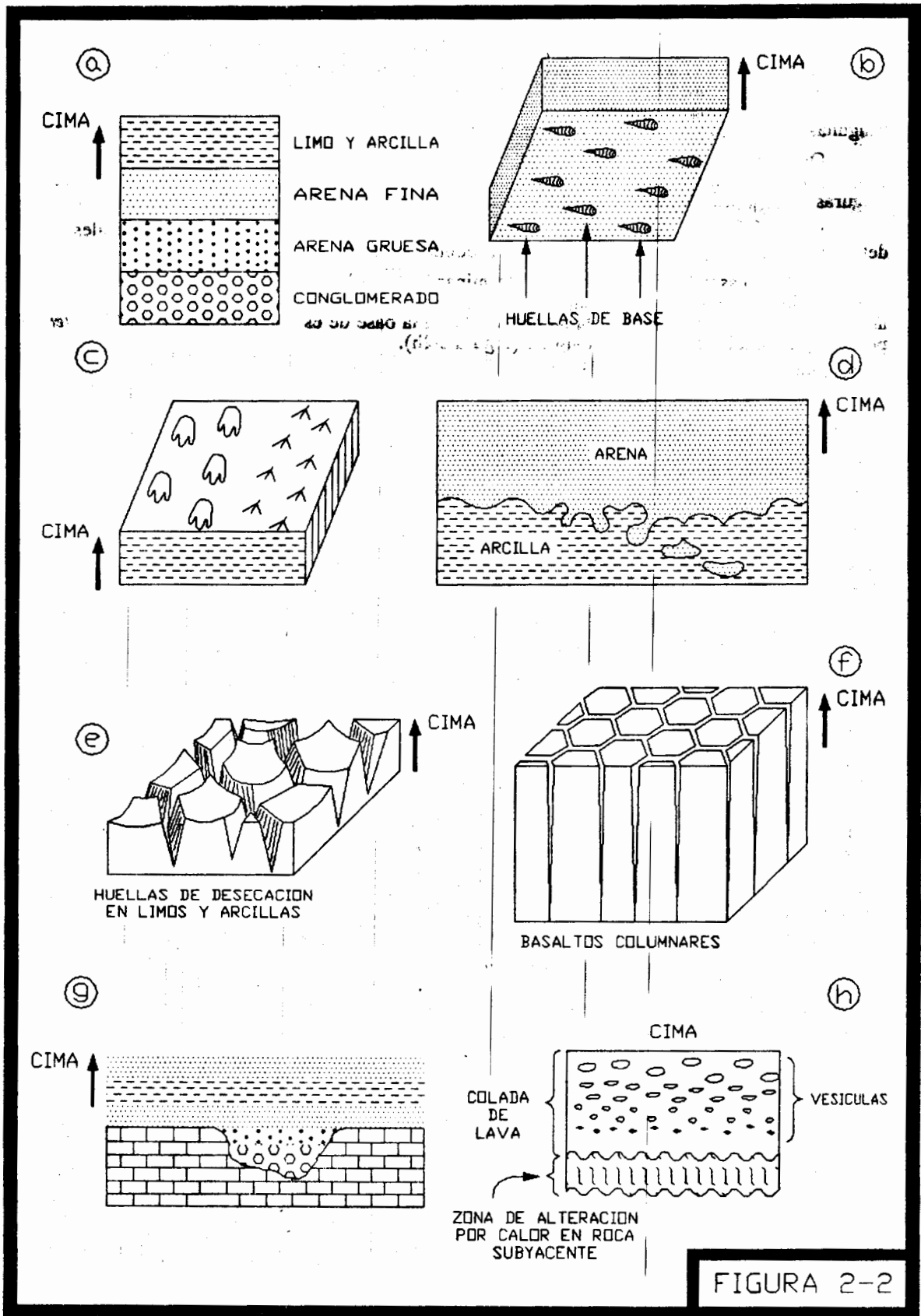


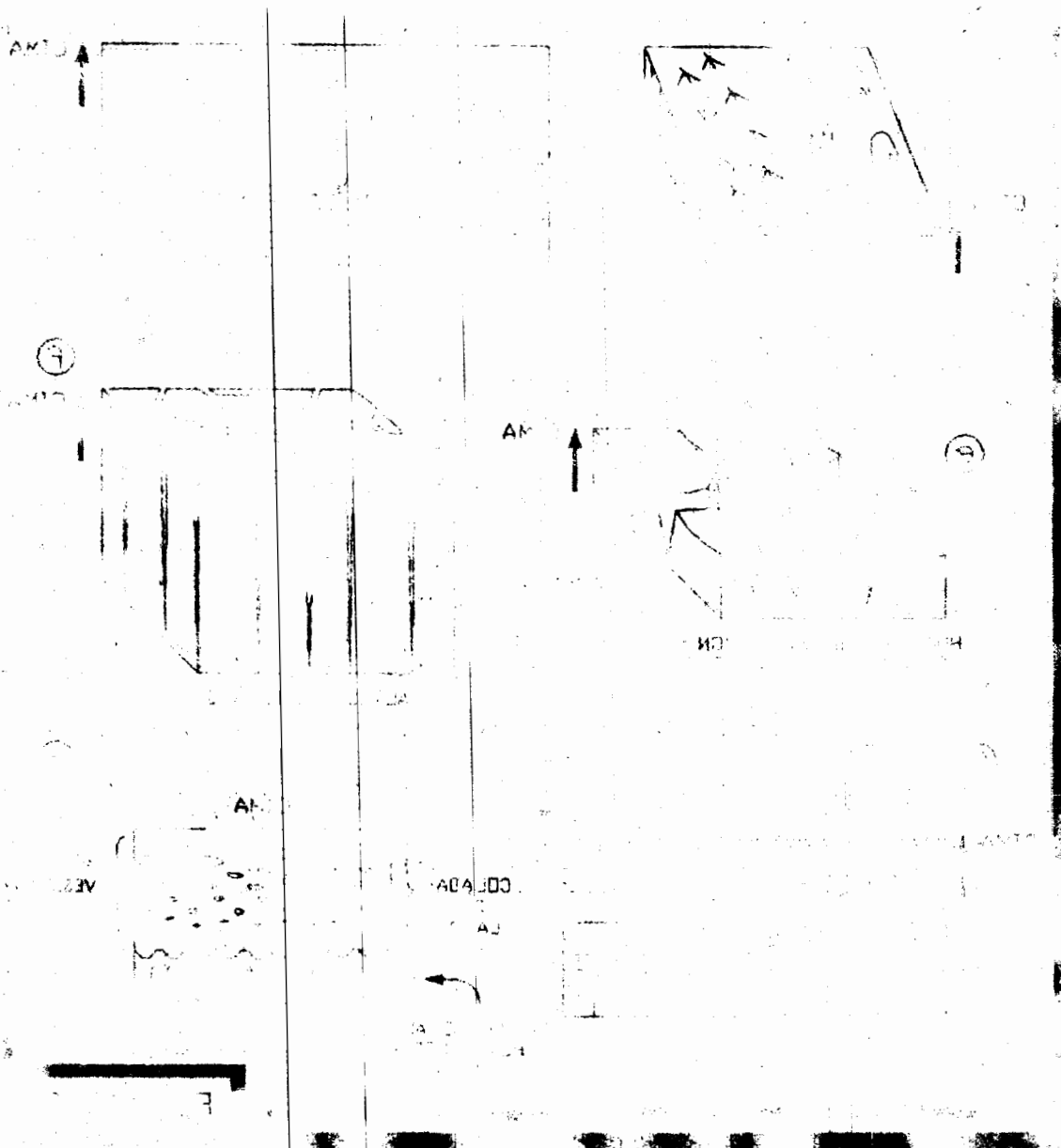
FIGURA 2-2

Se conoce como *huellas de carga* a las estructuras que fueron desarrolladas en sedimentos suaves por una deformación impulsada por acción de la gravedad. Estas estructuras se encuentran generalmente en el contacto entre rocas de grano fino (lutitas) y rocas de grano más grueso (areniscas o conglomerados) que las sobreyacen. Son generadas cuando la arena o grava se hunde en el sedimento subyacente, el cual debido a su alto contenido de agua y su mayor ductilidad y menor densidad permite tal movimiento. Las formas que resultan de este proceso varían considerablemente y algunas variedades tienen nombres específicos, como por ejemplo las llamadas *bolas de arena* (Figura 2-2d).

Otro tipo muy común de estructuras primarias son las fracturas producidas por pérdida de volumen, el cual es causado por deshidratación en el caso de las rocas sedimentarias y por enfriamiento en el caso de las rocas volcánicas (Figuras 2-2e y 2-2f). En ambos casos las fracturas tienden a cerrarse hacia la base de la capa.

Los *rellenos de canal* son comunes en ambientes de depósito costeros y continentales y son muy útiles para determinar la base y la cima de una secuencia sedimentaria (Figura 2-2g).

En las rocas volcánicas es común determinar la base y la cima de una colada utilizando estructuras primarias, como son los *cordones de flujo* de la cima, las *vesículas de gas* que quedan atrapadas cuando la roca está en estado líquido y que van disminuyendo en abundancia hacia la base de ésta, o también la *zona de alteración por calor* que produce una colada en la roca subyacente (Figura 2-2h).



### 3.- DIRECCION E INCLINACION DE PLANOS Y CAPAS. DIRECCION Y BUZAMIENTO DE LINEAS. EXPRESION TOPOGRAFICA Y MEDICION DE ESPESORES DE CAPAS. DISCORDANCIAS.

En geología estructural es indispensable ubicar con precisión la posición de líneas y planos en el espacio. Para lograr esto se utilizan dos Marcos de referencia: a) los cuatro puntos cardinales; norte, sur, este y oeste y, b) un plano horizontal.

La orientación de un plano se define por medio de su *rumbo* y su *echado*. Para cualquier superficie plana se dice que su rumbo es la dirección de la traza que forma éste con un plano horizontal y su echado es el ángulo de máxima pendiente entre el plano horizontal y la superficie en cuestión (Figuras 3-1a y 3-1b).

En cualquier superficie planar inclinada solamente habrá una línea horizontal y una línea de máxima pendiente, ambas contenidas en el plano y perpendiculares entre sí (Figura 3-1a).

El rumbo de una capa o superficie plana cualquiera se mide en el campo con una brújula en términos de cuadrantes (NE, NW, SE, SW), o en términos de azimuts ( $0^{\circ}$ - $360^{\circ}$ ). Así, la orientación de la capa de la figura 3-1a puede expresarse de alguna de las siguientes maneras: S- $30^{\circ}$ -E- $60^{\circ}$  al SW; N- $30^{\circ}$ -W- $60^{\circ}$  al SW; S- $60^{\circ}$ -W- $60^{\circ}$ ;  $330^{\circ}$ - $60^{\circ}$  hacia  $240^{\circ}$ ;  $150^{\circ}$ - $60^{\circ}$  hacia  $240^{\circ}$ . Las notaciones anteriores se utilizan arbitrariamente de acuerdo a las necesidades del trabajo que se esté desarrollando y su significado se desglosa a continuación.

RUMBO DE LA CAPA	INTENSIDAD Y DIRECCION DEL ECHADO		OBSERVACIONES
S- $30^{\circ}$ -E N- $30^{\circ}$ -W	$60^{\circ}$ al SW $60^{\circ}$ al SW		
DIRECCION DEL ECHADO	INTENSIDAD DEL ECHADO		Notación bastante práctica. Solo es necesario medir la dirección hacia la que se inclina la capa y la intensidad del echado. Una línea perpendicular a la dirección del echado indica el rumbo de la capa.
S- $60^{\circ}$ -W	$60^{\circ}$		
RUMBO DE LA CAPA	INTENSIDAD DEL ECHADO	DIRECCION DEL ECHADO	
$330^{\circ}$ $150^{\circ}$	$60^{\circ}$ $60^{\circ}$	hacia $240^{\circ}$ hacia $240^{\circ}$	

Se denomina *echado aparente* a un ángulo, que no sea el de máxima pendiente, formado entre la capa o superficie de estudio y un plano horizontal, en una dirección cualquiera (Figura 3-1a).

Se llama *buzamiento* ("plunge") de una línea al ángulo que existe entre esa línea y un plano horizontal. La *dirección de buzamiento* de tal línea es el rumbo de su proyección en un plano horizontal hacia la dirección en que se inclina la línea (Figura 3-1c).

Se conoce como *pitch* o "rake" de una línea al ángulo que existe entre ella y el rumbo del plano en el que está contenida (Figura 3-1d).

En la naturaleza la erosión de las rocas provoca que los estratos que las forman presenten expresiones topográficas caprichosas que son conocidas como *patrón del afloramiento*. Dependiendo del patrón de afloramiento es posible medir el espesor de una capa directamente en el campo, en donde éste puede ser muy simple, como en el caso de una capa vertical, o muy complicado. A continuación se revisarán los casos más sencillos y los métodos más usuales para reconocer las actitudes de cuerpos planares y tabulares y medir su espesor, a partir de su expresión topográfica.

Se denomina *espesor verdadero* de una capa a la distancia que existe entre la base y la cima de la misma, medida perpendicularmente a ambas superficies.

El caso más simple en el que es posible medir el espesor verdadero de una capa es aquel en el que la capa es vertical y la topografía del terreno es horizontal (Figura 3-2a).

AXIS Y

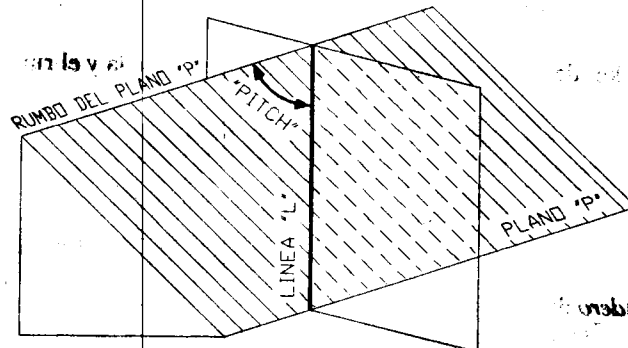
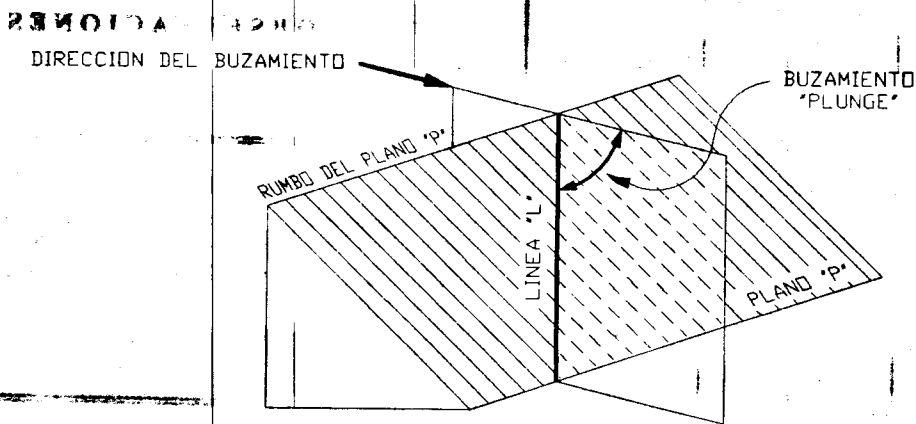
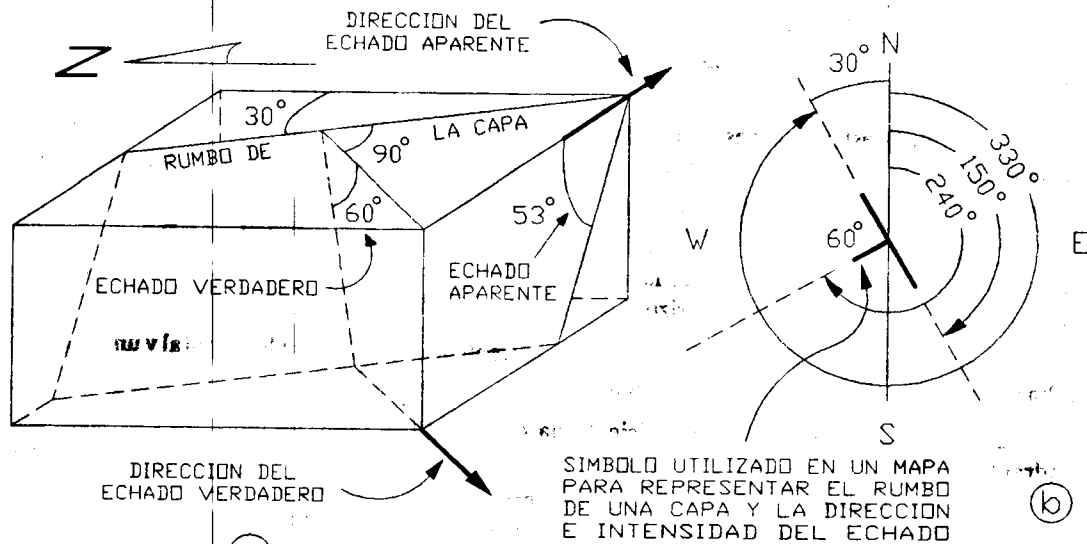
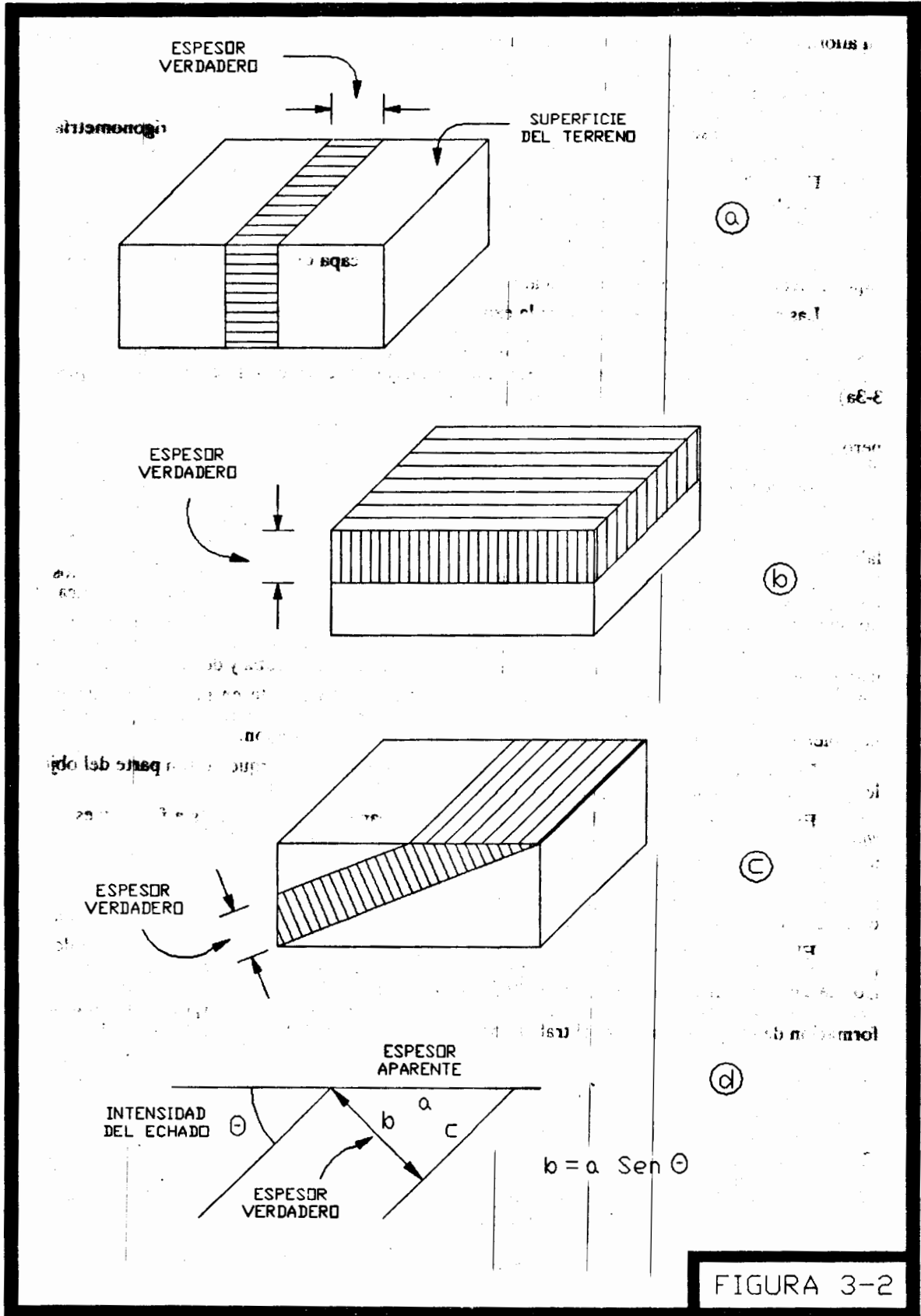


FIGURA 3-1





Un caso un poco más complicado es aquel en el que la capa se encuentra horizontal, en el que si no se encuentra un afloramiento en algún arroyo o cañón, no sería posible medir su espesor verdadero (Figura 3-2b).

Pero el caso más común y con un grado de complejidad mayor es aquel en el que una capa se encuentra inclinada (Figura 3-2c). El afloramiento de la capa indicará un espesor mayor que el verdadero, por lo que se conoce con el nombre de *espesor aparente*. La anchura del afloramiento depende del espesor verdadero de la capa y de la intensidad del echado. Cuando se presenta esta situación, el espesor verdadero se calcula con trigonometría como se muestra en la figura 3-2d.

En la práctica es muy frecuente encontrar que las capas o estratos de una secuencia estratigráfica afloran en terrenos inclinados, como por ejemplo en las laderas de cadenas montañosas. En estos casos, las capas van a presentar expresiones topográficas que dependen primordialmente de su inclinación y de la inclinación de la superficie del terreno. Los casos más sencillos, considerando una topografía muy suave, se ilustran en la figura 3-3. Nótese en las figuras 3-3a, 3-3c y 3-3d, que la expresión topográfica de la capa exhibe afloramientos angulares, mientras que una capa vertical (Figura 3-3b) presenta un afloramiento recto.

Las relaciones que existen entre la expresión topográfica de una capa y su echado es lo que se conoce como "*regla de las v's*", por medio de la cual es posible determinar cualitativamente el rumbo y el echado de un estrato. Los casos más ilustrativos son aquellos en los que una capa tiene una inclinación a favor de la pendiente (Figura 3-3d) y en contra de la pendiente (Figura 3-3c). Sin embargo, hay que ser cuidadoso en el caso de capas horizontales (Figura 3-3a), pues puede llegarse a confusiones.

Hasta aquí se ha analizado de una manera cualitativa la forma de encontrar el rumbo y el echado de una capa, pero para obtener cuantitativamente esos datos estructurales se utiliza el *método de los tres puntos*, en el que es absolutamente indispensable trabajar con un mapa geológico que contenga curvas de nivel. Cuando solo se tiene un mapa litológico sin curvas de nivel y sin datos estratigráficos, es imposible interpretar correctamente el comportamiento de las rocas en el subsuelo y cualquier representación será altamente especulativa (Figura 3-4b).

Supóngase que con los datos del mapa geológico de la figura 3-4a se desea conocer el rumbo y el echado de la capa "L". El procedimiento a seguir es trazar una línea que una los puntos "l" y "m", que es el rumbo de la capa "L", mientras que la dirección del echado verdadero de ésta está indicado por la línea que une los puntos "n" y "o". La intensidad del echado verdadero se obtiene por medio de una simple operación trigonométrica.

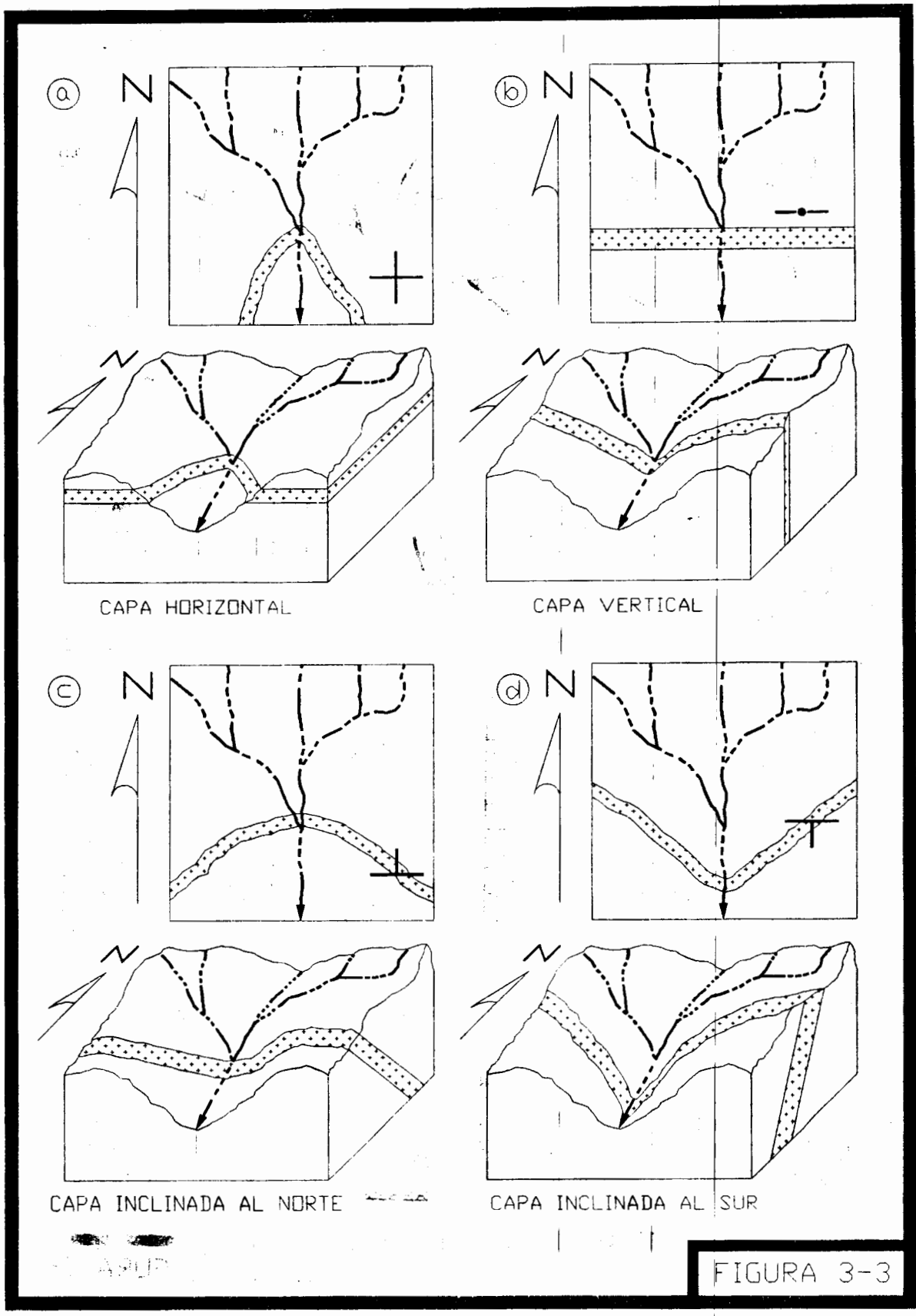
Una *discordancia* es una superficie de erosión o de ausencia de depósito que pone en contacto estratos más jóvenes con rocas más antiguas. Esta discontinuidad es el resultado de procesos tectónicos, erosionales y sedimentarios, por lo que son también importantes para los estudiosos de la estratigrafía y de la sedimentología.

Una discordancia es una superficie irregular que es importante en geología estructural porque cambia la geometría de los cuerpos de roca y consecuentemente, después de la deformación, genera estructuras diferentes. También es importante para deducir la evolución tectónica de una región.

En este libro no se aborda a las discordancias a profundidad porque no son parte del objetivo del mismo, por lo que solamente se ilustran las más comunes (Figura 3-5).

Existe un caso de discordancias que vale la pena analizar un poco más a fondo y es el de las denominadas "*líneas de tiempo*", que es un concepto muy utilizado en estratigrafía sísmica. En la figura 3-5c se ilustra una sección idealizada de la zona límite de un continente, en la que un río aporta grandes cantidades de sedimentos al mar. Una línea de tiempo representa la topografía de una región en un momento dado, en realidad, se trata de una superficie irregular. Nótese que entre las líneas de tiempo "1" y "2" (líneas gruesas) transcurrió un lapso en el que hubo depósito en la "ZONA A" (sombreada), mientras que en la "ZONA B" no se sedimentó material alguno.

El ejemplo anterior es importante en geología para explicar el concepto de ausencia de sedimentación, pero también es importante en geología estructural porque aporta un mecanismo para comprender que no todos los cuerpos de roca son tabulares y que su geometría inicial será esencial en las formas de las estructuras que resulten después de una deformación. Para una discusión más profunda sobre la geometría de cuerpos sedimentarios y su influencia en la formación de pliegues, consultar el trabajo de Padilla y Sánchez (1985).



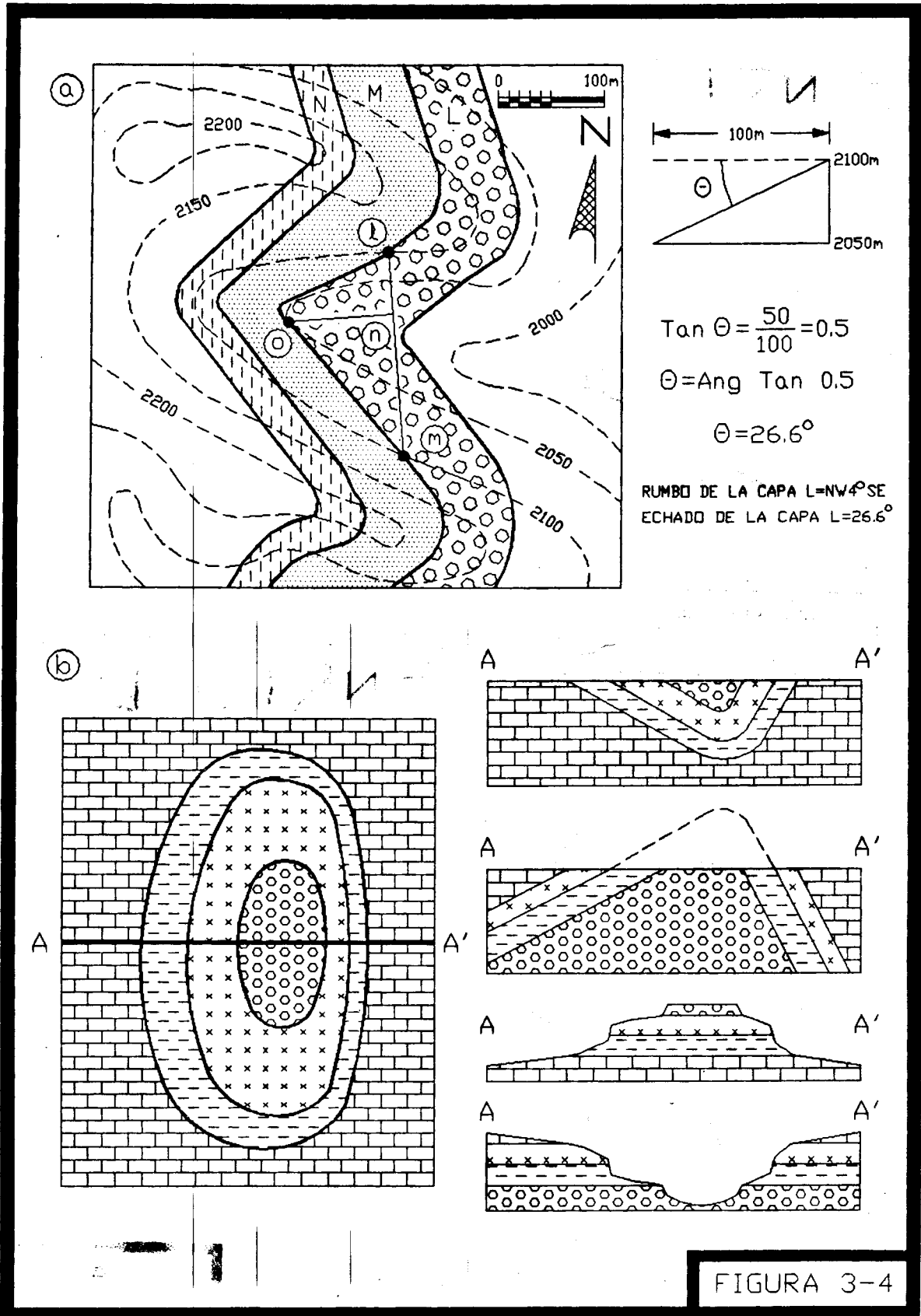
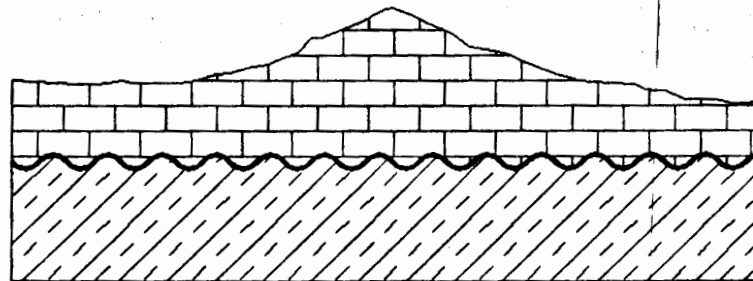
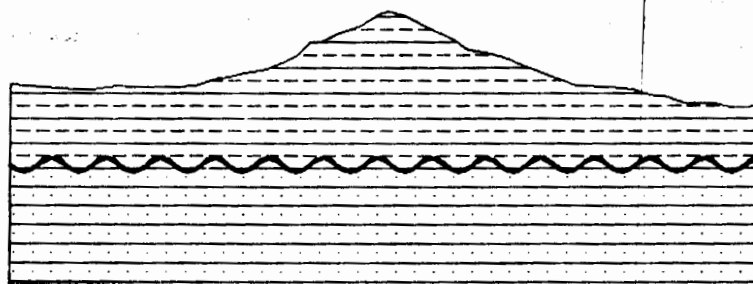


FIGURA 3-4



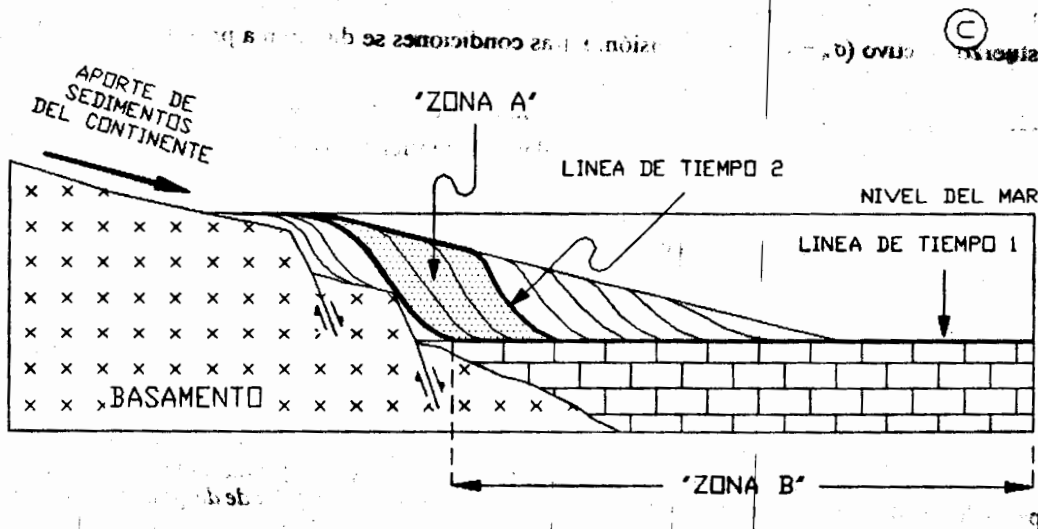
DISCORDANCIA ANGULAR

(a)



DISCORDANCIA EROSIVA Y PARALELA

(b)



(c)

FIGURA 3-5

#### 4.- FRACTURAS, JUNTAS Y FALLAS. NOMENCLATURA Y CLASIFICACION.

Las fracturas, juntas y fallas son estructuras resultantes de un comportamiento quebradizo, en el que bloques de roca son desplazados, uno con respecto a otro, a través de estrechas discontinuidades aproximadamente planares. Estas pueden ser llamadas *juntas* o *diaclasas* (ambas son sinónimos a las denominadas "fisuras"), si la componente de desplazamiento paralela al plano de discontinuidad es cero, o tan pequeña que es indistinguible a simple vista. Si la componente de desplazamiento paralela al plano de la discontinuidad es mayor que cero, o suficientemente grande para ser apreciada a simple vista, entonces se denomina a la estructura *falla*. Dicho de otra manera, si el movimiento entre los bloques adyacentes a la discontinuidad es perpendicular a ésta, se trata de una fractura, junta o diaclasa, pero si el movimiento es paralelo a la discontinuidad, entonces se trata de una falla.

La mayoría de las juntas y fallas son iniciadas a partir de fracturas en las que se ha perdido la cohesión original de la roca. Después del fracturamiento inicial, muchas juntas y fallas pueden ser parcial o totalmente rellenadas por minerales secundarios, que al paso del tiempo se convierten en indicadores importantes de la historia de las estructuras. En este capítulo se discutirán y analizarán los diferentes tipos de discontinuidades planares que constituyen el grupo de las juntas y fallas, así como también su origen y asociaciones con otras estructuras.

Las juntas son el resultado de pérdida de volumen o de que la roca es sometida a un estado de esfuerzo compresional o tensional.

Las juntas causadas por una pérdida de volumen en la roca pueden asociarse a dos tipos de litologías: sedimentarias o ígneas. Las asociadas a rocas sedimentarias se conocen con el nombre de *fracturas de desecación* y se originan en diversos tipos de sedimentos, generalmente de grano fino, los cuales al ser expuestos a condiciones subaéreas después de haber sido depositados en agua, se deshidratan por evaporación e infiltración y pierden volumen, lo que produce contracciones mayores en la superficie y menores a profundidad, generando formas pentagonales, como se ilustra en el capítulo 2 (Figura 2-2e).

Las juntas desarrolladas en rocas ígneas a causa de una pérdida de volumen por enfriamiento, tienden a formar prismas de forma hexagonal, más conocidos como *juntas columnares*. Estas son más comunes en rocas volcánicas (Ver figura 2-2f), pero también son abundantes en diques y mantos.

Las juntas que se desarrollan en cuerpos intrusivos y que también son causadas por pérdida de volumen debido a enfriamiento, se denominan *diaclasas*.

Por otro lado, las juntas que resultan de la aplicación de un estado de esfuerzo no están restringidas a algún tipo particular de roca, pero si están íntimamente ligadas a otras estructuras, como por ejemplo pliegues (Figura 4-1a).

Es importante hacer notar que las juntas se forman en direcciones perpendiculares a  $\sigma_3$  bajo diferentes condiciones: cuando el valor total de  $\sigma_3$  es de tensión, en cuyo caso las juntas son llamadas *juntas de extensión verdadera*; cuando el valor total de  $\sigma_3$  es compresivo pero de tal magnitud que permite esfuerzos de tensión locales; o bien, cuando el valor total de  $\sigma_3$  es compresivo pero la presión de poro, o intersticial, es suficientemente grande para hacer que el esfuerzo efectivo ( $\sigma_n - p$ ) sea de tensión. Estas condiciones se discuten a profundidad en el capítulo 10.

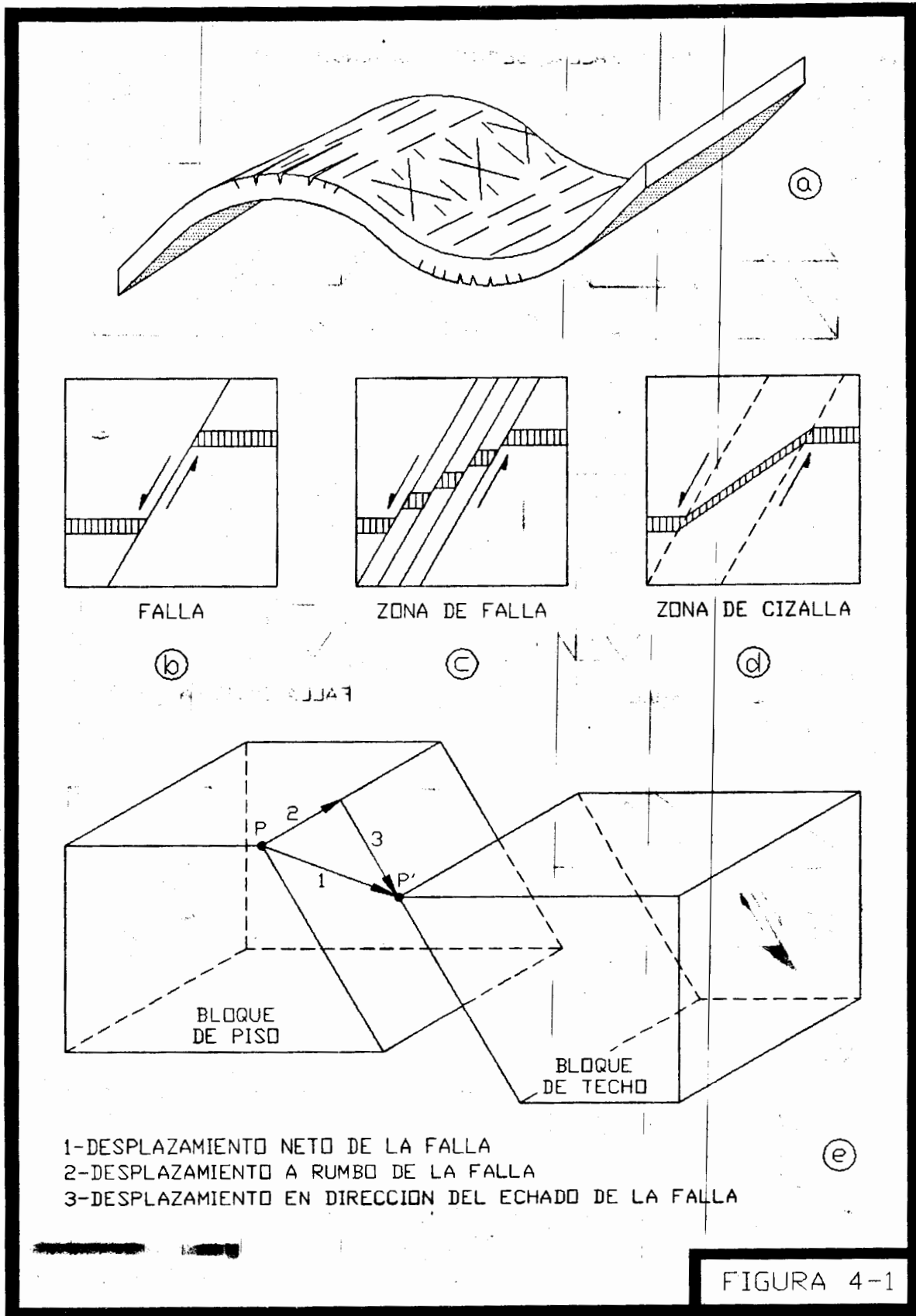
Como ya se mencionó anteriormente, una *falla* es una discontinuidad planar entre bloques de roca que han sido desplazados, uno con respecto a otro, en una dirección paralela a la discontinuidad (Figura 4-1b).

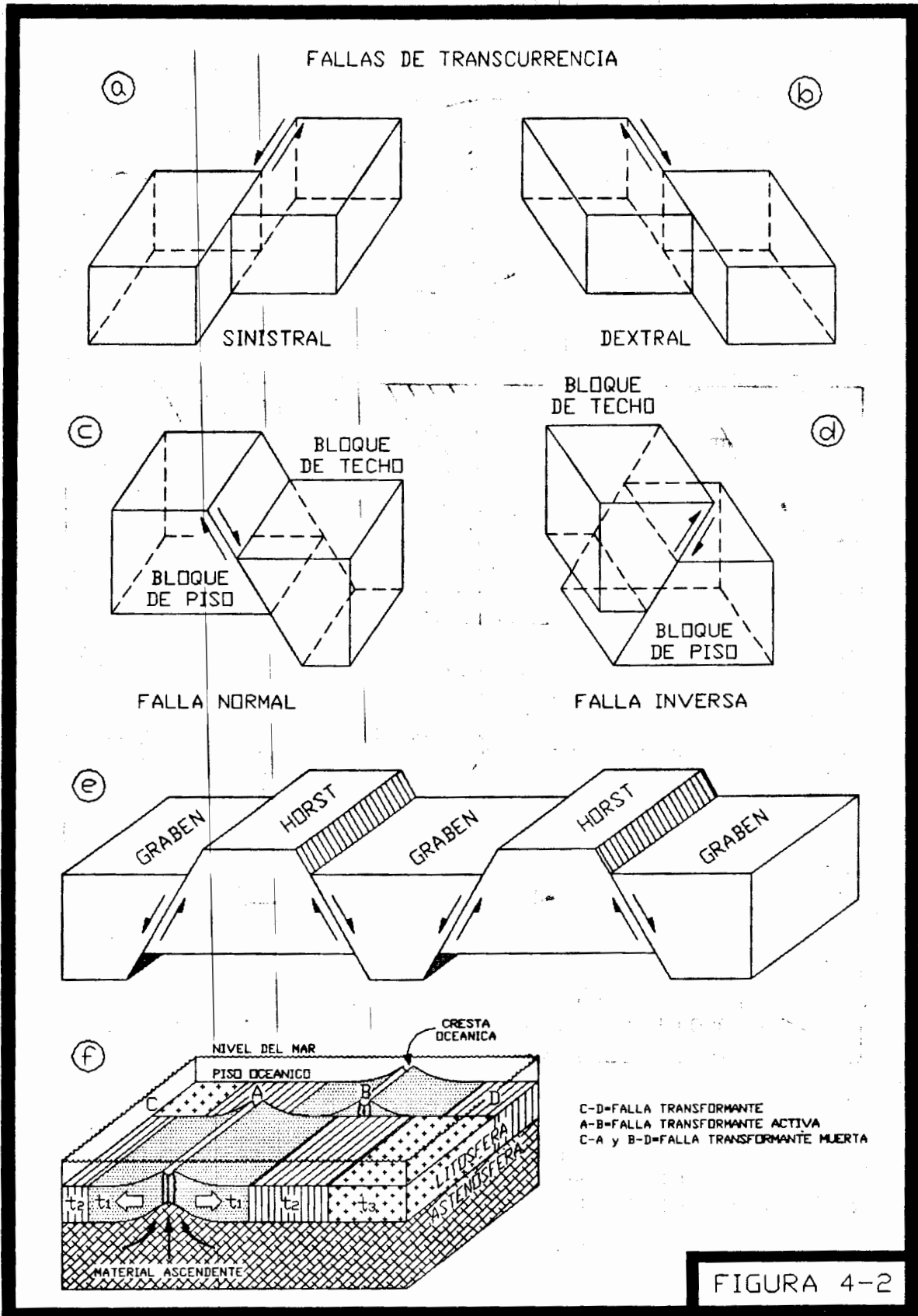
Una *zona de falla* es una porción tabular que contiene varias fallas paralelas (Figura 4-1c).

Una *zona de cizalla*, en el sentido empleado aquí, es una zona a través de la cual dos bloques de roca han sido desplazados de la misma manera que una falla, pero sin que haya ocurrido rompimiento (Figura 4-1d). Así, una zona de cizalla puede ser asociada a un comportamiento dúctil, mientras que una zona de falla es caracterizada por un comportamiento quebradizo.

Las rocas que se encuentran inmediatamente arriba y abajo de una falla con una inclinación cualquiera, excepto vertical, son denominadas *bloque de techo*, o del alto y *bloque de piso*, o del bajo, respectivamente. El vector de desplazamiento que conecta puntos originalmente contiguos se conoce como *desplazamiento neto de la falla*; éste puede ser descompuesto en dos componentes conocidas comúnmente como *desplazamiento a rumbo de la falla* y *desplazamiento en dirección del echado de la falla* (Figura 4-1e).

Una falla en la cual su desplazamiento neto es paralelo al rumbo del plano de falla es denominada *falla de transcurrencia* o *falla de desplazamiento lateral* (Figuras 4-2a y 4-2b). Una falla en la cual su desplazamiento neto es paralelo a la dirección del echado del plano de falla se conoce como *falla de desplazamiento a rumbo del echado* (Figura





4-2c). La diferencia fundamental entre estos dos tipos de fallas es desde luego, la dirección en que ocurrió el desplazamiento, pero también lo es la inclinación del plano de falla, el cual será siempre muy inclinado o vertical en las fallas de transcurrancia, mientras que para las fallas de desplazamiento a rumbo del echado, la inclinación del plano de falla será siempre menor, generalmente entre  $45^\circ$  y  $70^\circ$ .

Se dice que una falla de transcurrancia es *dextral* o *sinistral*, si el movimiento relativo entre los bloques a ambos lados del plano de falla es derecho o izquierdo, respectivamente (Figuras 4-2a y 4-2b).

Una falla en la que su desplazamiento neto no es paralelo al rumbo ni al echado del plano de falla, se denomina *falla oblicua* (Figura 4-1e).

Las fallas que tienen una inclinación mayor a  $45^\circ$  son denominadas *fallas de ángulo alto*, mientras que las que tienen una inclinación menor a  $45^\circ$  son llamadas fallas de *ángulo bajo*.

Una *falla normal* es una falla de ángulo alto en la que el bloque de techo se ha desplazado hacia abajo respecto al bloque de piso (Figura 4-2c).

Una *falla inversa* es también una falla de ángulo alto o bajo, en la cual el bloque de techo se ha movido hacia arriba con relación al bloque de piso (Figura 4-2d).

Un bloque que se ha movido hacia abajo con respecto a sus bloques adyacentes y que está separado de estos por fallas normales de ángulo alto se denomina *graben*. Los bloques adjuntos que se encuentran relativamente más altos se conocen como *horsts* (Figura 4-2e).

Wilson (1965) definió un nuevo tipo de falla para explicar las grandes fracturas que se conocían indirectamente en el piso oceánico y que no era posible explicar dentro de las clases de fallas que se habían identificado hasta ese momento. Una *falla transformante* es aquella estructura que se forma cuando dos crestas oceánicas (cadena submarina de volcanes) generan corteza oceánica, agregando material a las placas a uno y otro lado de las crestas. En la figura 4-2f se presenta un esquema simplificado para ilustrar éste concepto. Para explicar el funcionamiento es indispensable establecer dos condiciones: 1) las dos crestas están fijas y 2) las dos crestas aportan material ascendente a la misma velocidad. Bajo éste marco de referencia, después que ha transcurrido un lapso de tiempo " $t_1$ ", se habrá agregado a las placas una franja de corteza (zona con cruces); después del tiempo " $t_2$ ", se habrá agregado otra franja de corteza (zona con líneas); para finalmente, después de transcurrido el tiempo " $t_3$ ", se habrá agregado a las placas otra franja más de corteza (zona con puntos). Si se observa con detenimiento el diagrama de la figura citada, se notará que la falla de transcurrancia tiene tres segmentos principales: uno activo que va de cresta a cresta, o sea entre los puntos "A" y "B" (*transformante activa*), y otros dos en los que ya no hay desplazamiento paralelo al plano de falla, porque en los segmentos A-C y B-D las placas se mueven a la misma velocidad y solo están separadas por una discontinuidad que se denomina *transformante muerta*.

Una *cabalgadura* es una falla inversa de ángulo bajo, en la que su desplazamiento neto es del orden de 1 a 10 Km. Un *sobrecoimiento* es también una falla inversa de ángulo bajo, en la cual su desplazamiento neto es del orden de 10 a 50 Km. Por último, una *napa* es también una falla inversa de ángulo bajo, en la que su desplazamiento neto es de más de 50 Km.

Asociados a estos tipos de grandes fallas se encuentran estructuras como las *ventanas tectónicas*, que son aquellos afloramientos de las rocas que se encuentran abajo de una cabalgadura, sobrecoimiento o napa. Por otro lado, una *clipa* es un bloque de roca perteneciente al *alóctono*, que ha sido erosionado y que se encuentra totalmente rodeado por rocas más jóvenes del *autóctono* (Figura 4-3a).

Se llama *décollement* a aquella zona de discontinuidad, o plano de falla, a lo largo de la cual una secuencia de roca se desprende de las rocas que la subyacen y se desliza por gravedad (Figura 4-3b). La traducción literal de la palabra francesa *décollement* significa desprendimiento en Castellano. Para que se produzca un *décollement* es necesario que exista algún lubricante (evaporitas, lutitas, etc.) en la base del alóctono.

En las regiones en las que se encuentran principalmente estratos horizontales de rocas clásticas y terrígenas (i.e. planicie costera del noreste de México), se desarrollan frecuentemente unas estructuras conocidas como *fallas de crecimiento* (Figura 4-3c). Este tipo particular de discontinuidades son fallas normales, a través de cuyo plano de falla existe un incremento súbito del espesor de unidades litoestratigráficas. En ellas el desplazamiento neto es variable siendo mayor hacia la parte baja del plano de falla y nulo en la parte superior de éste. Tales características son debidas a que las fallas se originan por una sedimentación rápida, que acumula gran cantidad de sedimentos en alguna depresión o irregularidad del fondo marino, el cual es comprimido por gravedad causando un hundimiento contemporáneo al fallamiento.



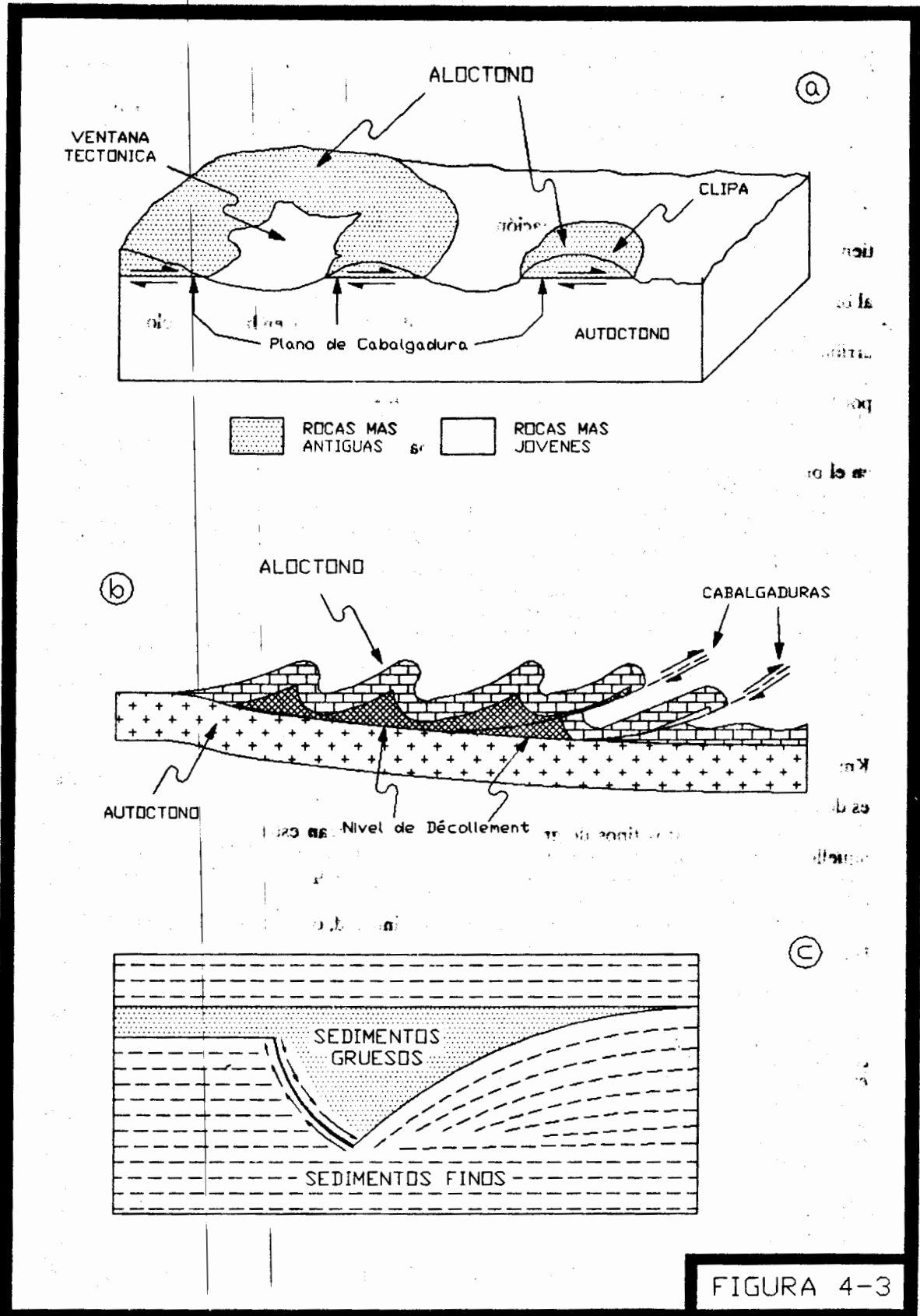


FIGURA 4-3

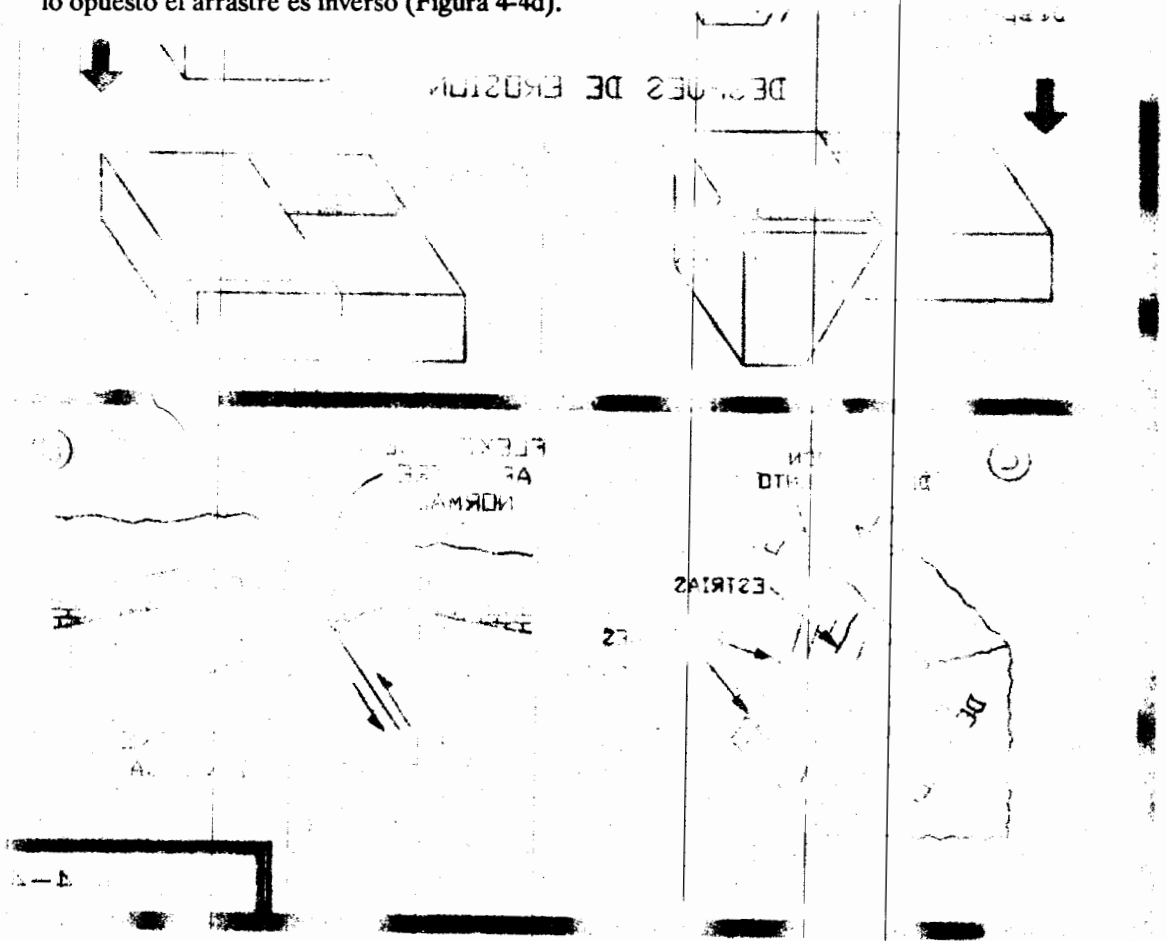
La determinación completa del desplazamiento neto de una falla cualquiera, requiere del conocimiento absoluto de la posición de puntos contiguos o de horizontes índices, localizados a ambos lados de la falla. Así se podrá invertir el movimiento de la falla y se logrará, teóricamente, volver a colocar esos puntos en su posición original después de medir la distancia que se movieron a lo largo del plano de la discontinuidad. En la práctica la medición del desplazamiento de una falla se considera casi siempre como aproximada, con excepción de algunos casos muy especiales. Los ejemplos de las figuras 4-4a y 4-4b ilustran dos casos diferentes de fallamiento, en los que si no se cuenta con datos suficientes se puede llegar a **confusiones acerca de la dirección de desplazamiento de la estructura y aún del tipo de falla de que se trate.**

Como en la práctica geológica no es común disponer de horizontes marcadores o índices tan precisos como los de las figuras 4-4a y 4-4b, entonces es necesario utilizar otro tipo de características para poder estimar el desplazamiento de una falla. Casi siempre se emplean características lineares o planares que pueden estar representadas por intersecciones de diques, estratos con litologías o fósiles distintivos, ejes de pliegues, o fallas preexistentes.

Las zonas de falla están generalmente rellenas con fragmentos de material conocidos como *brechas*, o *microbrechas* si el material es fino. Cuando el material que compone las microbrechas es suave se les denomina *pugs* o *gouges*, mientras que cuando el material que las compone es duro y forma hojuelas que muestran un flujo, entonces se les llama *milonitas*. Si la estructura de flujo está muy bien desarrollada y ha sido sujeta a recristalizaciones, se dice que se trata de *blastomilonitas*. Otra clase de relleno asociado a planos de falla es aquel material de apariencia vítrea que forma una película en algunas grandes fallas y que ha sido formado a consecuencia de un recalentamiento por fricción; a éste material de relleno se le conoce con el nombre de *seudotaquilitas*.

Las *estrías*, surcos formados por fricción a lo largo de un plano de falla, son una característica muy común y de gran utilidad para determinar la dirección de desplazamiento de una falla. Dichas estrías, junto con los *escalones de falla* que se encuentran un posición perpendicular a éstas, son de los pocos criterios válidos para determinar la dirección del deslizamiento de una falla en un afloramiento (Figura 4-4c).

Otro indicador muy útil del sentido de desplazamiento de una falla es la flexión que se desarrolla en las capas adyacentes al plano de la misma. Estas estructuras asociadas se conocen con el nombre de *pliegues de arrastre*. Cuando la curvatura es en el mismo sentido que el desplazamiento de la falla se dice que el arrastre es normal. Cuando sucede lo opuesto el arrastre es inverso (Figura 4-4d).



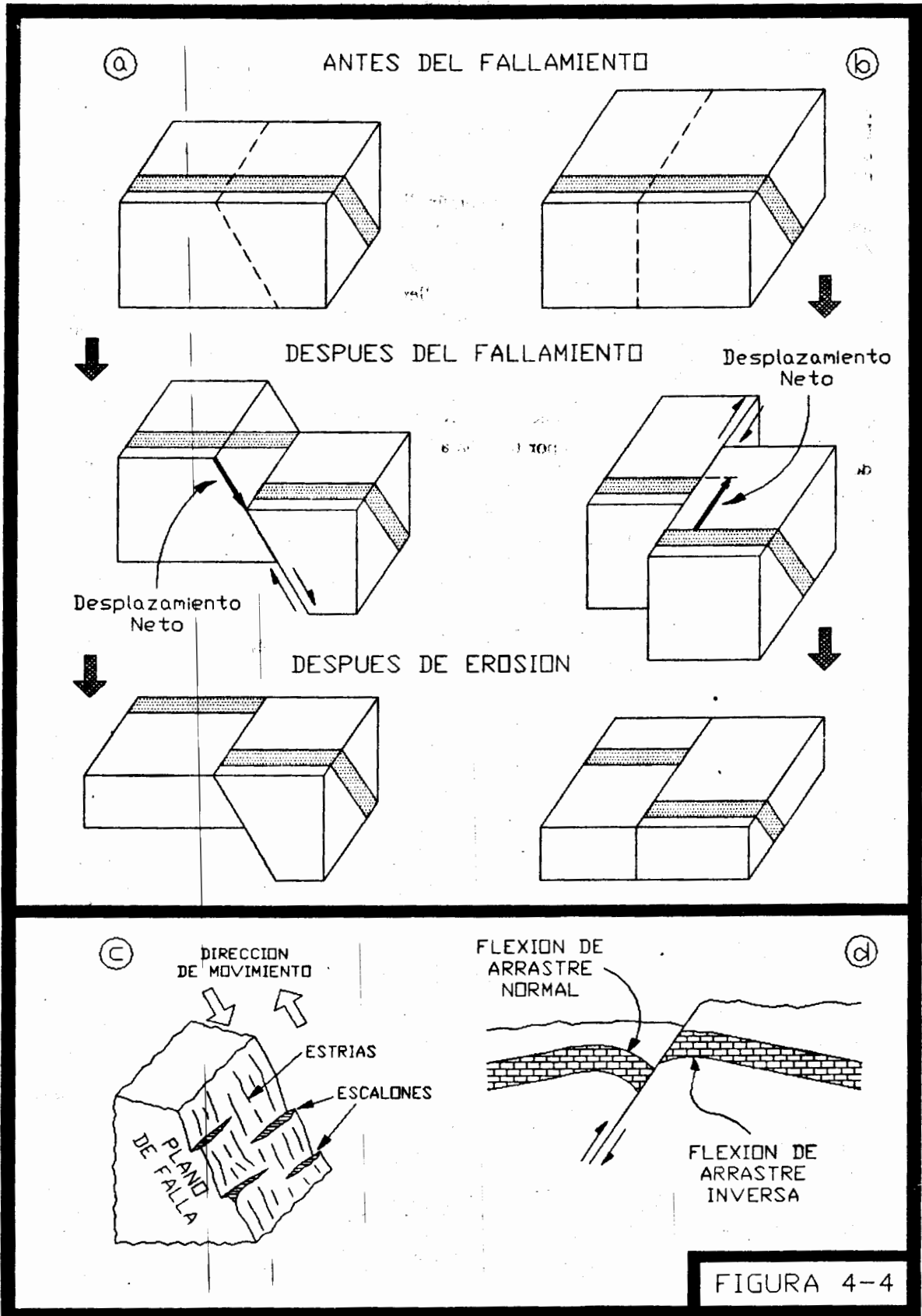


FIGURA 4-4

## 5.- PLIEGUES. NOMENCLATURA Y CLASIFICACION.

Los pliegues son una manifestación espectacular del comportamiento dúctil de las rocas y probablemente la más común. Estas estructuras se forman bajo diferentes condiciones de esfuerzo, presión confinante, temperatura y velocidad de deformación, como lo atestigua su presencia en rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. La presencia de pliegues en cualquier tipo de roca implica ciertamente algún tipo de deformación dúctil, aunque es conveniente recordar que la ausencia de pliegues no siempre indica ausencia de deformación, ya que ésta puede efectuarse a través de deformaciones internas del material.

El objetivo principal de éste capítulo es introducir al lector a los conceptos elementales de nomenclatura y clasificación de pliegues, por lo que para un tratamiento más profundo del tema se sugiere consultar los trabajos de Biot (1961), Donath y Parker (1964), Fleuty (1964), Handin *et al.* (1976), Hobbs *et al.* (1976), Turner y Weiss (1963) y Ramsay (1967), entre los más destacados.

Con base en el estudio de la deformación de una sola capa en experimentos de laboratorio, se han alcanzado varias conclusiones que son válidas como modelos comparativos para el mejor entendimiento de la mecánica del plegamiento en la naturaleza. Una de las conclusiones más importantes alcanzadas a partir del plegamiento de una sola capa, es que existe una relación directa entre el espesor de la capa y la longitud y amplitud de onda del pliegue resultante. Así, Biot (*op. cit.*) (Figura 5-1a) llegó a la conclusión de que una capa deberá desarrollar una longitud de onda dada por la fórmula:

$$W = \pi \cdot t \sqrt{E/F(1 - \nu^2)}$$

en donde "W" es la longitud de onda del pliegue, "t" el espesor de la capa, "E" el módulo de Young de la capa, "F" la fuerza que produjo el pliegue y "ν" la relación de Poisson para la capa.

También a partir de éste tipo de experimentos se estableció que al plegar una sola capa existen tres zonas sujetas a diferentes estados de deformación: 1) una zona de compresión en la parte interna del pliegue; 2) una zona de extensión en la parte externa del pliegue; y 3) una zona neutral, en donde no existe compresión ni tensión y que no está ubicada en la parte media de la capa (Figura 5-1b).

Pero los pliegues formados en rocas bajo condiciones naturales consisten siempre de varias capas y no sólo una; además, todas las capas que forman un pliegue pueden tener propiedades mecánicas diferentes y, por consiguiente, unas capas son más competentes que otras, es decir, tienen una mayor viscosidad que otras. Estos conceptos llevaron a Biot (*ibid.*) a proponer el concepto de *longitud de onda dominante* para una capa de viscosidad "μ<sub>1</sub>" y un espesor "t", embebida en una matriz de viscosidad "μ<sub>2</sub>" (Figura 5-1c). La longitud de onda dominante de tal capa está dada por la fórmula

$$Wd = 2t \cdot \pi \cdot \sqrt[3]{\mu_1 / 6\mu_2}$$

Por otro lado, cuando se pliegan varias capas ocurre un proceso muy importante conocido como *deslizamiento interestratal*, o sea aquel deslizamiento que se lleva a cabo entre capa y capa (Figura 5-2a), además de que el radio de curvatura del pliegue va decreciendo hacia la parte interna del mismo. Si se incrementa más la deformación, se observará que se comienza a desarrollar un problema de espacio en la parte interna del pliegue (Figura 5-2b). Según sean las características mecánicas de las rocas involucradas, en la parte interna del pliegue se resolverá el problema de espacio por medio de plegamiento secundario (Figura 5-2c), o plegamiento secundario y fallamiento (Figura 5-2d).

Hasta aquí se ha supuesto que las capas de la secuencia plegada se deslizan libremente, una con respecto a otra, así, como también que pueden "fluir" y que el sentido del deslizamiento interestratal es el ilustrado en la figura 5-2e. Pero Handin *et al.* (1976), han demostrado experimentalmente que esto no es totalmente correcto, con un modelo muy simple que está basado en la restricción de que las capas que van a ser plegadas deben estar adheridas a las paredes del aparato que va a deformarlas (Figura 5-2f). Bajo estas circunstancias las capas se deslizarán en una dirección opuesta al caso en el que se pudieran mover libremente. A este sentido de deslizamiento entre los estratos se le ha denominado *desplazamiento interestratal "anti-clásico"*, aunque es realmente el sentido correcto en la naturaleza.

Las estructuras desarrolladas en las capas de este modelo (Figura 5-2f), son exactamente coincidentes con las estructuras que se desarrollarían en el caso de plegamiento de una sola capa (Figura 5-1b), esto es, una zona de extensión, una de compresión y una neutra.

En la literatura existen varias propuestas de nomenclatura y clasificación de pliegues; la mayoría de ellas se basan en la descripción de la forma de las estructuras en sección transversal y sólo algunas están enfocadas a la génesis de los pliegues. En éste capítulo se analizarán las propuestas que son más utilizadas en la práctica y que combinadas entre sí permiten denominar y clasificar con claridad a los pliegues.

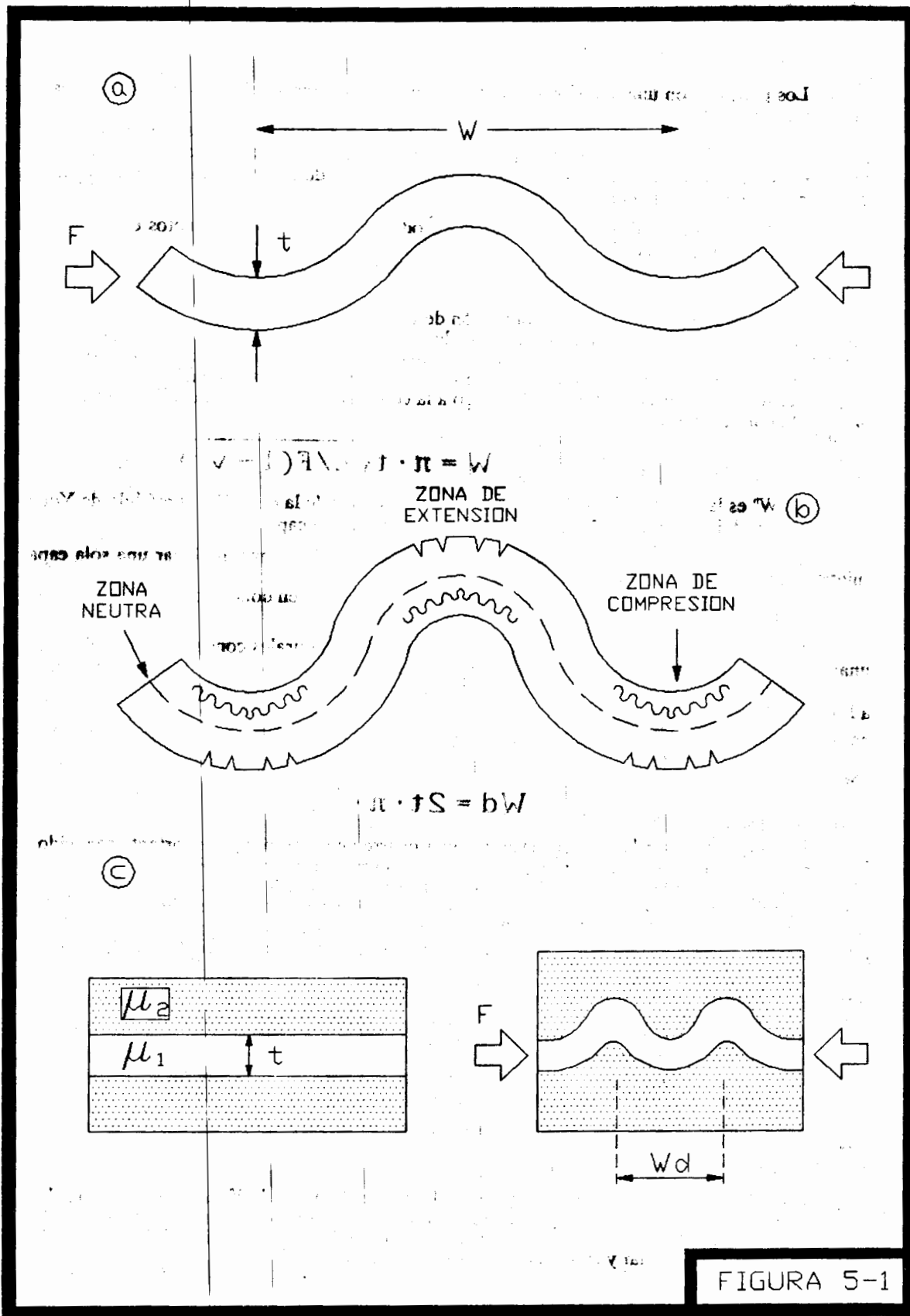
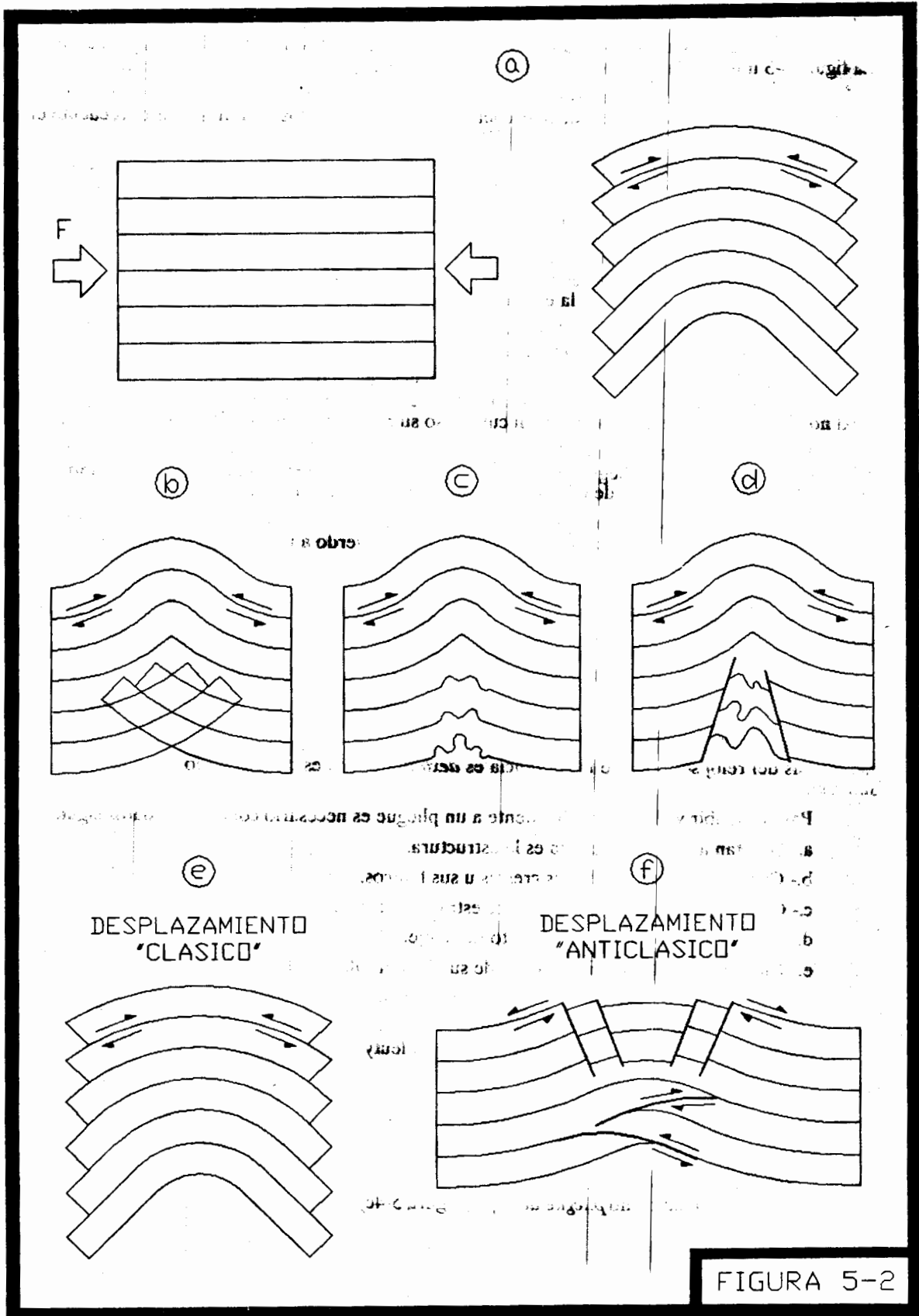


FIGURA 5-1



La geometría de una superficie curvilinear puede ser relativamente simple o muy complicada, por lo que es preciso definir algunos términos de uso común en geología estructural, que son básicos para el análisis del plegamiento. La figura 5-3 muestra las partes principales de un pliegue.

En un pliegue existen varias líneas y planos que es necesario conocer para determinar con precisión tanto su forma como su ubicación en el espacio. A continuación se definen los términos de uso frecuente en relación con éstas estructuras.

Una *antiforma* o una *sinforma* se definen como aquellos pliegues en los que se desconoce la secuencia estratigráfica de las rocas que los conforman, es decir, no se sabe cual es la edad de los estratos (Figura 5-3a).

Cuando se conoce la secuencia estratigráfica de las rocas que constituyen a la estructura, se dice que: un *anticlinal* es un pliegue convexo hacia arriba, en el que los estratos más antiguos están ubicados en la parte interna, o núcleo, y los más jóvenes se localizan en la parte externa de la estructura, mientras que un *sinclinal* es un pliegue cóncavo hacia arriba, en el que los estratos más jóvenes están ubicados en la parte interna, o núcleo, y los más antiguos se localizan en la parte externa de la estructura (Figura 5-3b).

Un pliegue es *simétrico* cuando su *plano axial* lo divide en dos partes iguales (Figura 5-3d). En el caso contrario se dice que el pliegue es *asimétrico* (Figura 5-3e).

La posición del plano axial puede ser vertical, horizontal o inclinada y está definida por su rumbo e inclinación, en la misma forma en que lo está la posición de un estrato. Sin embargo, en muchos pliegues existe una superficie axial no plana que puede ser alabeada, en cuyo caso su rumbo y su inclinación variará de un lugar a otro.

Se denomina *eje del pliegue* a la línea de intersección entre la superficie o plano axial y cualquier estrato (Figura 5-3c). Así, es obvio que un pliegue contendrá muchos ejes, uno para cada estrato, pero como esos ejes son paralelos entre sí, basta con ubicar uno de ellos para definir la posición de la estructura.

Los *limbos* o *flancos* de un pliegue son los costados de éste y se extienden desde el plano axial de una cresta hasta el plano axial de un seno o valle (Figura 5-3d). De acuerdo a lo anterior, el flanco de un anticlinal será a su vez el flanco de un sinclinal y viceversa.

La *cresta* y el *seno* de un pliegue son las líneas ubicadas en la parte más alta y más baja de la estructura (Figuras 5-3c y 5-3d). Como en el caso del eje, en un pliegue existen muchas crestas y senos que definen las superficies o planos correspondientes. En las diversas aplicaciones de la geología la distinción entre plano axial y plano crestal o del seno no es importante, pero la diferencia entre ellos si lo es en la geología petrolera y en la geohidrología, disciplinas en la que los hidrocarburos y el agua tienden a acumularse en esas partes de los pliegues.

Se dice que un conjunto de pliegues asimétricos presenta una *vergencia* cuando sus planos axiales están inclinados en la misma dirección y han sido generados por un par de fuerzas de sentido contrario que actúan en un mismo plano, pero no en un mismo eje (Figuras 5-3f y 5-3g). Cuando el giro relativo del par de fuerzas es en el sentido de las manecillas del reloj se dice que la vergencia es *dextral*; cuando es en el sentido opuesto, se dice que la vergencia es *sinistral*.

Para describir y clasificar cabalmente a un pliegue es necesario conocer los datos siguientes:

- a.- Qué tan abierta o apretada es la estructura.
- b.- Cuál es la geometría de sus crestas u sus flancos.
- c.- Como ha variado el espesor de los estratos que contiene.
- d.- Cuál es la dirección y buzamiento de su eje.
- e.- Cuál es el rumbo y la inclinación de su plano axial.

A continuación se discuten cada uno de estos aspectos y las clasificaciones y nomenclatura más utilizadas.

Para definir lo apretado o lo abierto de un pliegue es necesario utilizar un elemento descriptivo denominado *ángulo interlimbos* (Figura 5-3d), desarrollado por Fleuty (1964). En la figura 5-4a se muestra gráficamente ésta clasificación.

La forma de las crestas o senos y de los flancos de los pliegues es otro elemento importante en la clasificación de éstas estructuras. Cuando las crestas son muy angulares se les denomina *pliegues kink*. En el caso de que los limbos de un kink sean de igual longitud, es decir simétricos, entonces se les denomina *pliegues en chevrón* (Figura 5-4b). Cuando los flancos de los pliegues son de diferente longitud o asimétricos, entonces se les llama solamente kinks y la zona que agrupa los limbos más cortos se denomina *banda de kink* (Figura 5-4b). La última clase de pliegue con crestas angulares es el conocido como *pliegue de caja* (Figura 5-4c).

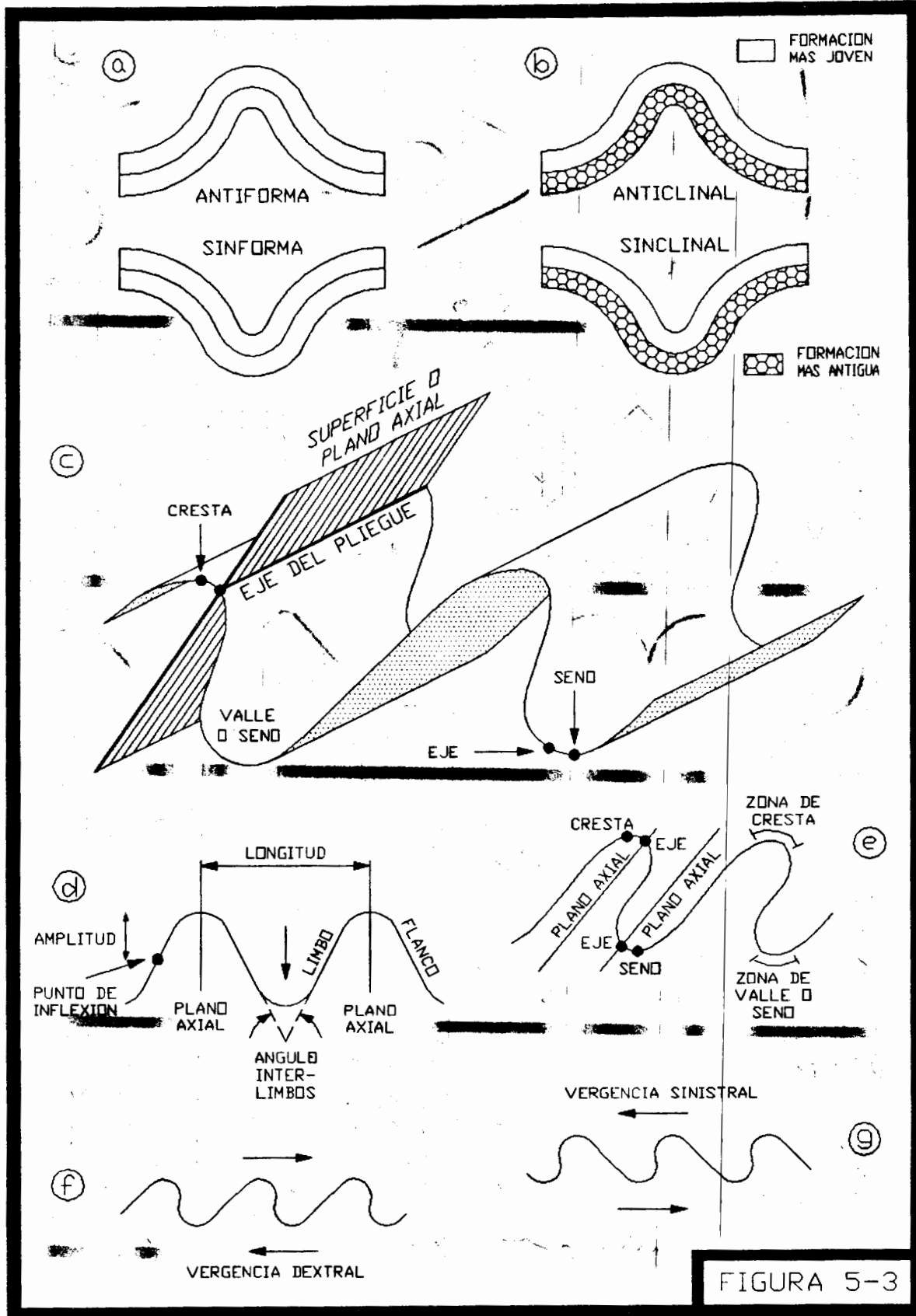


FIGURA 5-3



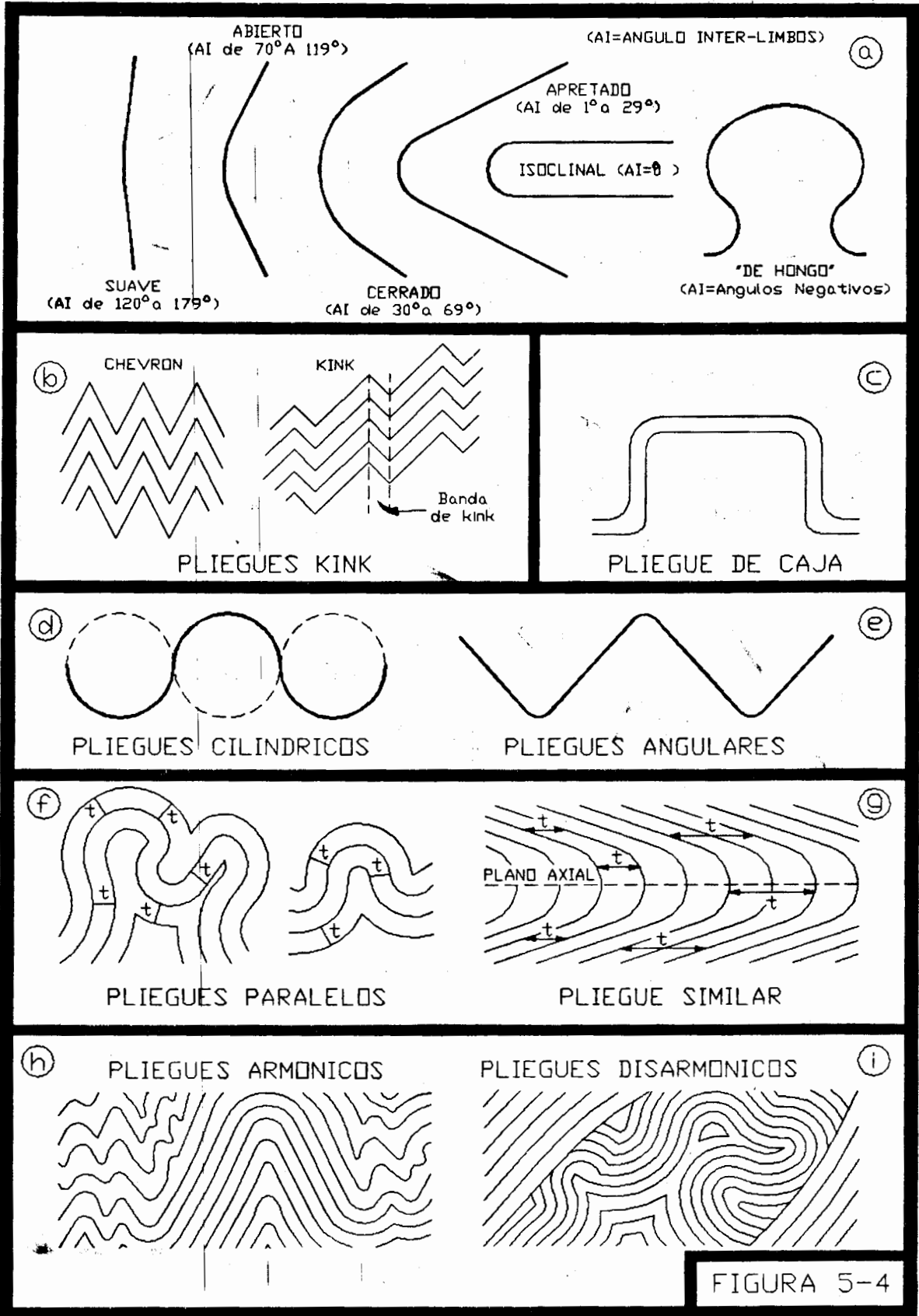


FIGURA 5-4

Por otro lado, la descripción de un pliegue con crestas redondeadas es mucho más amplia y considera otro tipo de parámetros, por lo que en general se habla de pliegues angulares, pero no kinks, o de pliegues cilíndricos (Figuras 5-4d y 5-4e).

Cuando se considera el espesor de las capas que conforman un pliegue se dice que estos son paralelos, similares, armónicos y disarmónicos.

Los *pliegues paralelos* son aquellos en los cuales el espesor de las capas es constante, cuando éste es medido normal a las capas (Figura 5-4f).

Los *pliegues similares* son aquellos en los que el espesor de una o de varias capas es constante, cuando éste es medido en dirección paralela al plano axial del pliegue (Figura 5-4g).

Los *pliegues armónicos* son aquellos en los cuales las capas que los forman tienen la tendencia a repetir la forma de las capas adyacentes (Figura 5-4h). Este tipo de pliegues puede ser del tipo similar o no. Por el contrario, aquellos pliegues que no tienen las características anteriores se denominan *pliegues disarmónicos* (Figura 5-4i).

Para concluir completamente con la descripción y clasificación de pliegues, además de todo lo anterior, es necesario definir la posición de sus ejes y de sus planos axiales.

Turner y Weiss (1963) propusieron una metodología que es una de las más utilizadas en la práctica, misma que se ilustra en la figura 5-5. Nótese que en los casos de las figuras 5-5a a la 5-5d, la primera parte del nombre del pliegue corresponde con la posición de su eje, mientras que la segunda parte del nombre es asignada según sea la posición de su plano axial. En los casos de las figuras 5-5e, 5-5f y 5-5g, los nombres de los pliegues son casos particulares.

Durante el plegamiento de una secuencia de varias capas de roca existen estructuras menores, estructuras secundarias, que se forman de una manera subordinada al proceso de deformación. Así, si se sabe que durante el desarrollo de un pliegue ocurren deslizamientos interestratales, fracturamiento y plegamiento secundario en la parte interna de un pliegue, así también es de esperarse que estos fenómenos de deformación tengan como consecuencia estructuras menores asociadas. Una de éstas estructuras que con más frecuencia se observa en pliegues naturales son los *pliegues de arrastre*, también conocidos como pliegues "S" y "Z" (Figuras 5-6a y 5-6b).

En algunos casos, los pliegues de arrastre son de gran ayuda en geología estructural, porque permiten deducir si el flanco de una estructura erosionada está en posición normal o invertida (Figura 5-6b), utilizando su vergencia como criterio. Sin embargo es necesario considerar dos aspectos importantes: a) se debe observar al pliegue siempre desde el mismo lado, porque si no se hace así se puede incurrir en confusiones y, b) se debe recordar que el desplazamiento interestratal ocurre en el sentido ilustrado en las figuras 5-6a y 5-6b (desplazamiento anticlástico), como ya se mencionó en párrafos anteriores.

Otro tipo de estructuras secundarias que son consecuencia del plegamiento son la *esquistosidad* y algunas *lineaciones de minerales*. Este tipo de estructuras son de utilidad porque permiten contar rápidamente con una idea sobre la geometría y el mecanismo de generación de un pliegue. Con excepción de algunos casos, generalmente la esquistosidad de un pliegue tiende a ser paralela con su plano axial (Figuras 5-6c y 5-6d).

Otra estructura secundaria generalmente asociada con el plegamiento es el *boudinage*. La figura 5-6e muestra su posible origen y la figura 5-6f ilustra sus relaciones con el pliegue.

La posición de los ejes de un pliegue se define por medio de dos mediciones: el rumbo de su proyección horizontal y su buzamiento. Debe recordarse que el eje de un pliegue es una línea, que en la parte más alta de un anticlinal puede ser horizontal, pero que hacia las narices de la estructura tendrá un buzamiento. En la figura 5-7 se muestra lo anterior y algunos de los pliegues más comunes con sus respectivos símbolos para representarlos en un mapa. Los pliegues de las figuras 5-7a a 5-7f son comunes en México, principalmente en el norte y noreste, en las sierras de Coahuila y en la Sierra Madre Oriental, mientras que los anticlinales de hongo con flancos fallados (Figuras 5-7g y 5-7h) son típicos en la Sierra de Chiapas. En la figura 5-8a se ilustran en perspectiva unos anticlinales doblemente buzantes, llamados así porque su eje buza hacia las narices y, en el capítulo 7, se discute un poco más el tema de buzamiento del eje de un pliegue.

Cuando una secuencia de rocas ha sufrido una deformación, presenta complicaciones que están representadas por pliegues y/o fallas y fracturas. Pero cuando dicha secuencia ha sufrido varias deformaciones se forma lo que se conoce como *pliegues superpuestos* y el estado final de las rocas puede ser tan complicado que quizá no pueda ser explicado. Desde luego que existen métodos para reconstruir la historia de tales deformaciones (Ramsay, 1976; Turner y Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976), pero en éste libro solamente se mencionan superficialmente deformaciones binarias. La figura 5-8b muestra un caso simplificado en el que una secuencia ha sido sometida a dos deformaciones perpendiculares entre sí y que ocurrieron en tiempos diferentes.

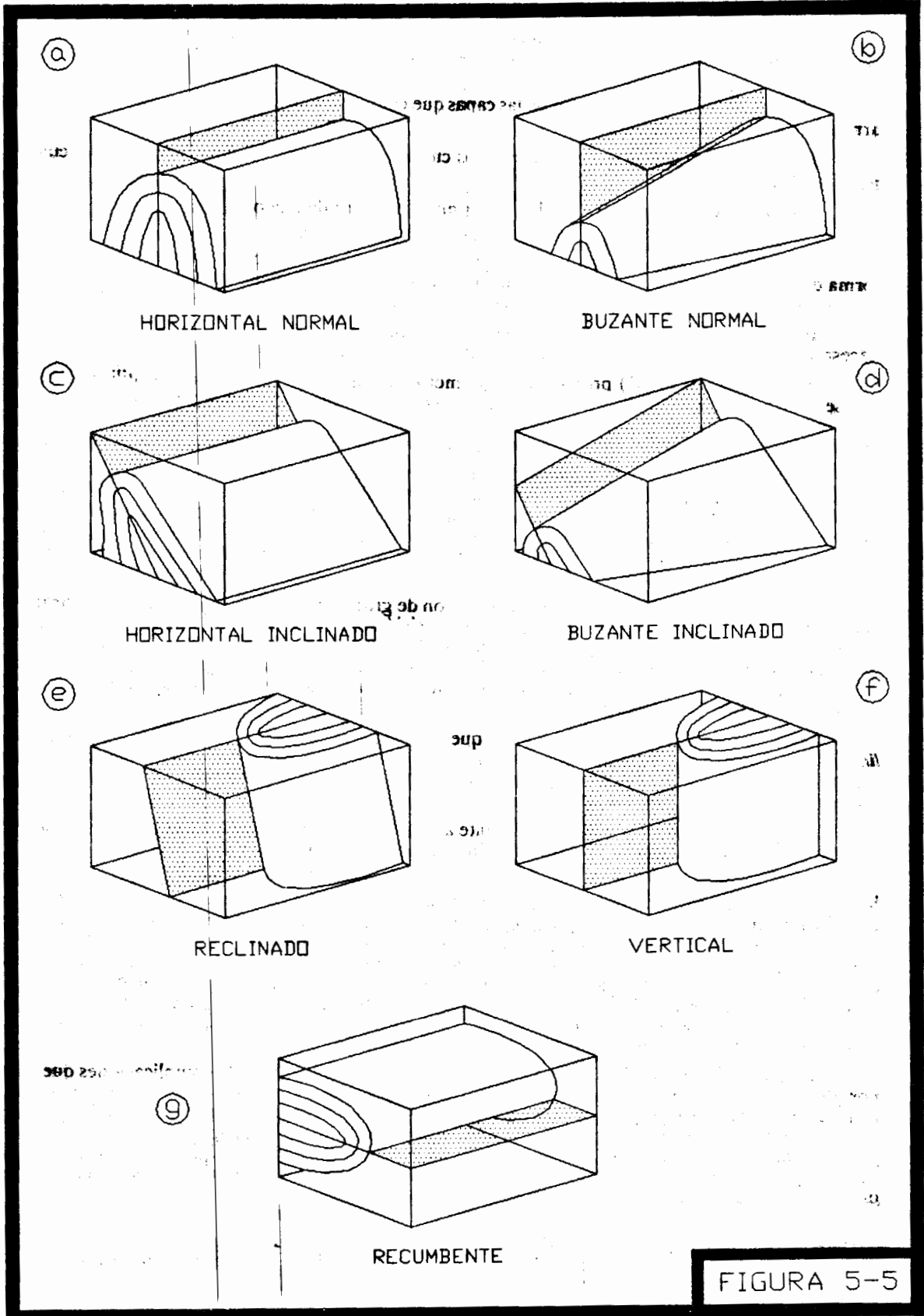


FIGURA 5-5

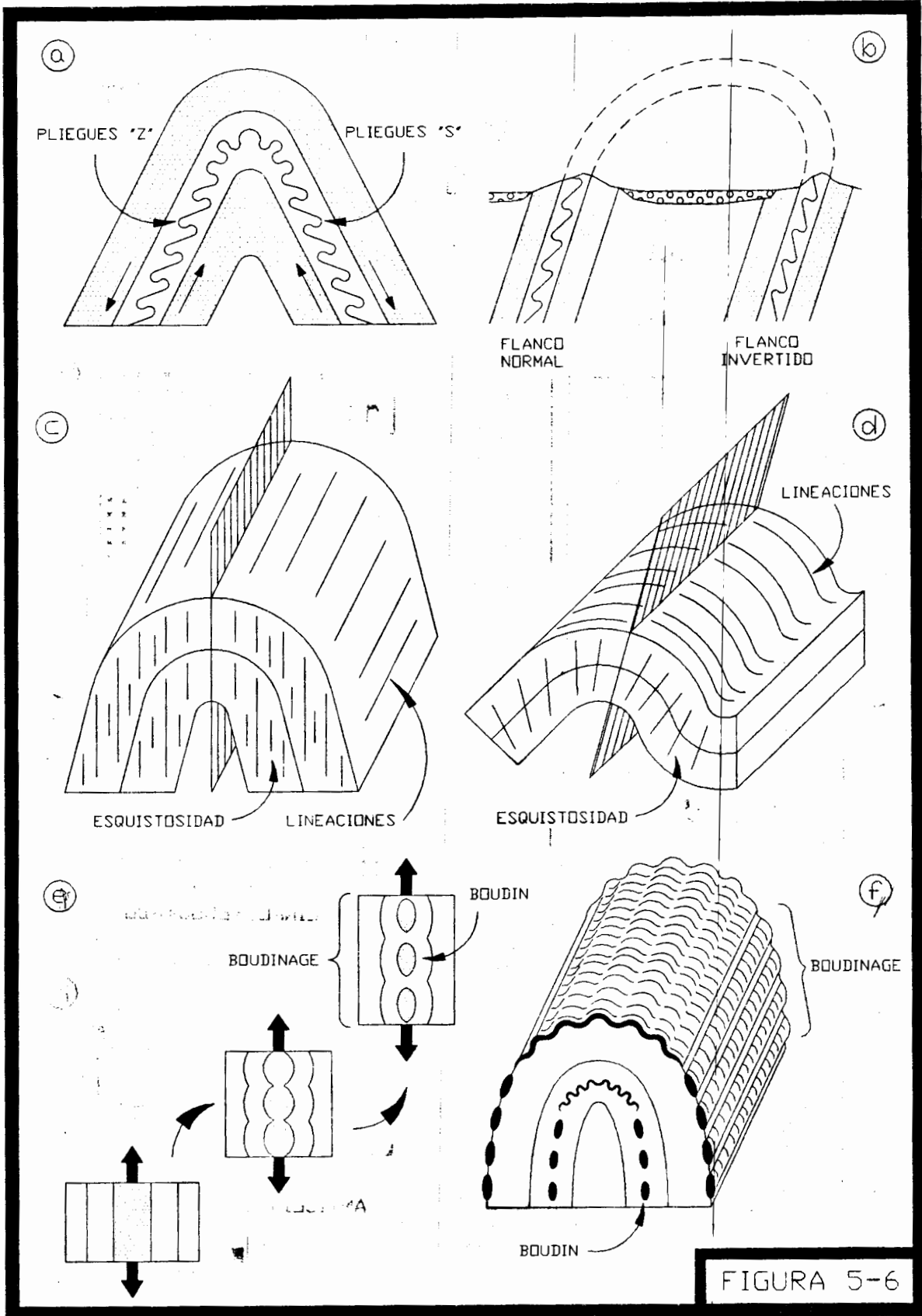


FIGURA 5-6

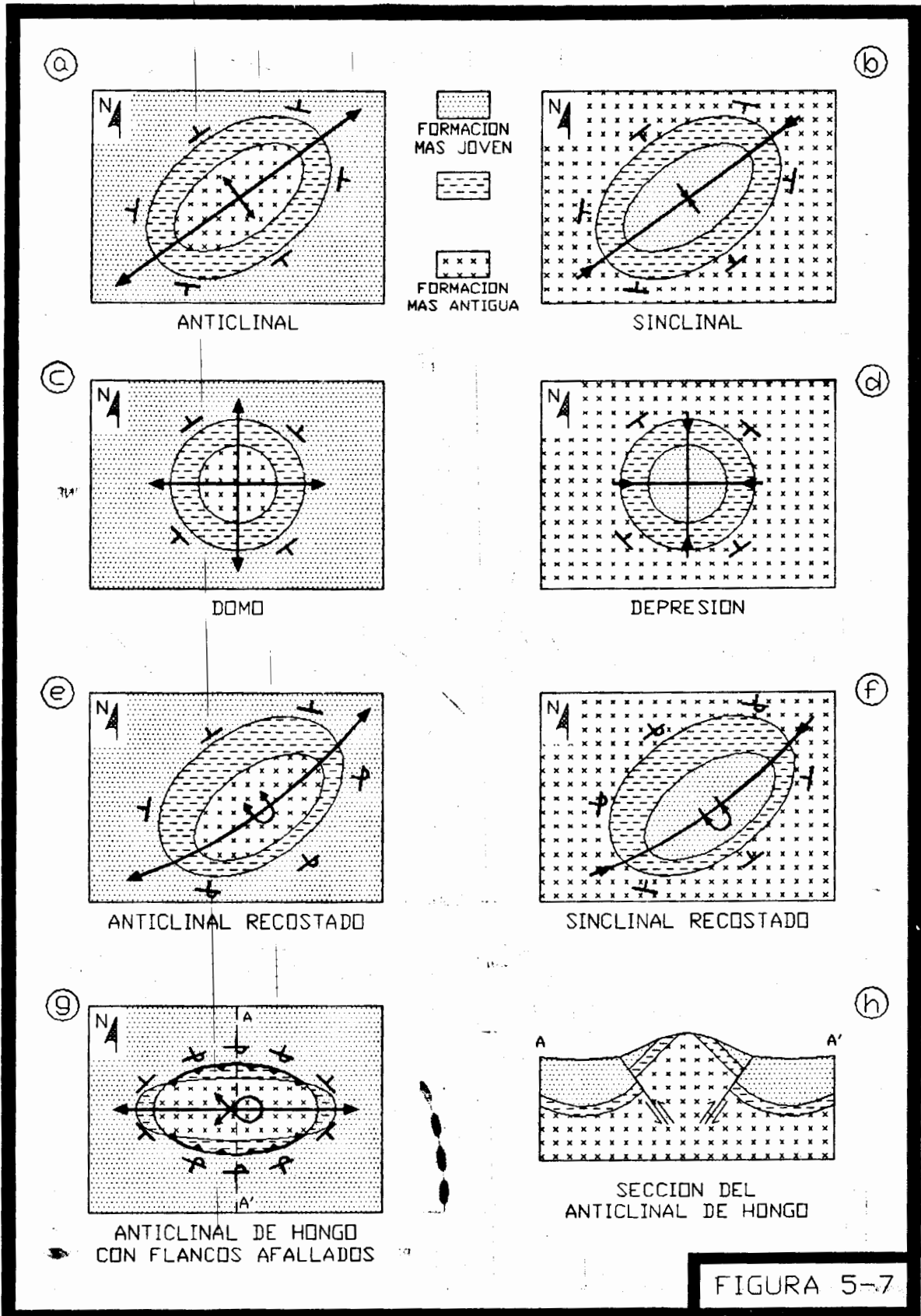
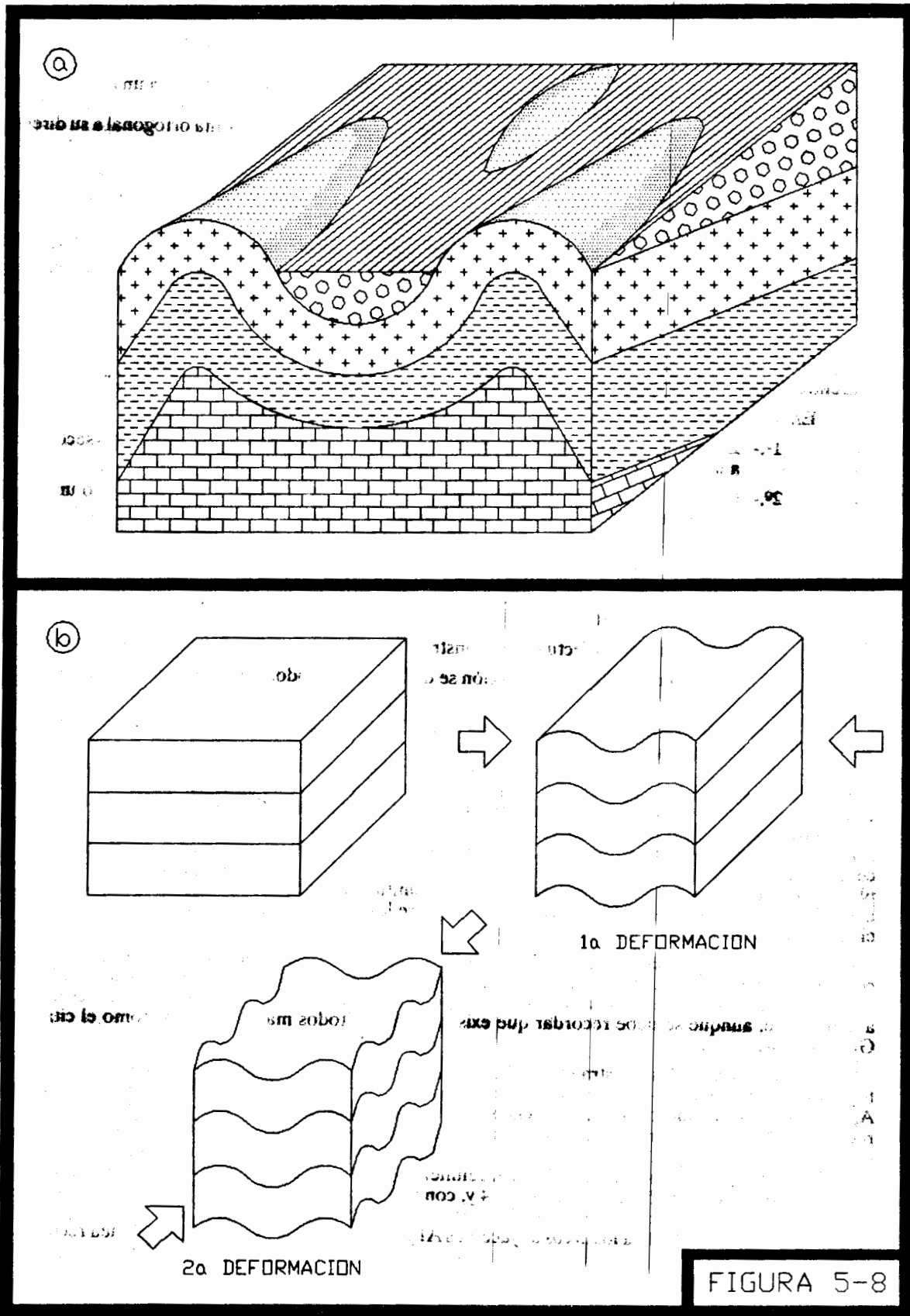


FIGURA 5-7



## 6.- SECCIONES ESTRUCTURALES.

Para efectuar un estudio estructural en cualquier área es necesario contar con un mapa geológico preciso, con curvas de nivel y con un número razonable de datos de las estructuras en él contenidas. Una vez que se tiene disponible lo anterior, se procede a construir secciones que corten a las estructuras en forma ortogonal a su dirección preferencial, porque si no se hace así, se obtendrán echados aparentes (ver capítulo 3).

En el trabajo de campo es frecuente contar con datos de echados aparentes que es necesario proyectar a la línea de sección que se desea construir. Esto se puede hacer de varias formas, pero aquí se muestra a continuación una en la que sólo se requiere utilizar cálculos trigonométricos sencillos.

En la figura 6-1a se muestra con un ejemplo como calcular el rumbo y el echado verdadero de una capa cuando se dispone de dos datos de inclinaciones aparentes. Recuérdese que el echado verdadero de una capa es la línea de máxima pendiente.

En la figura 6-1b se ilustra el mapa geológico de un sinclinal en el que se tienen echados fotogeológicos (símbolos sin valor angular de intensidad) y echados de campo (símbolos con valor angular de intensidad). Nótese como se deben proyectar los echados de campo a la línea de sección, en donde deberán ser transformados a valores de echados aparentes; la sección está localizada en una dirección perpendicular al eje de la estructura.

En la construcción de secciones siempre se deberán seguir los siguientes pasos:

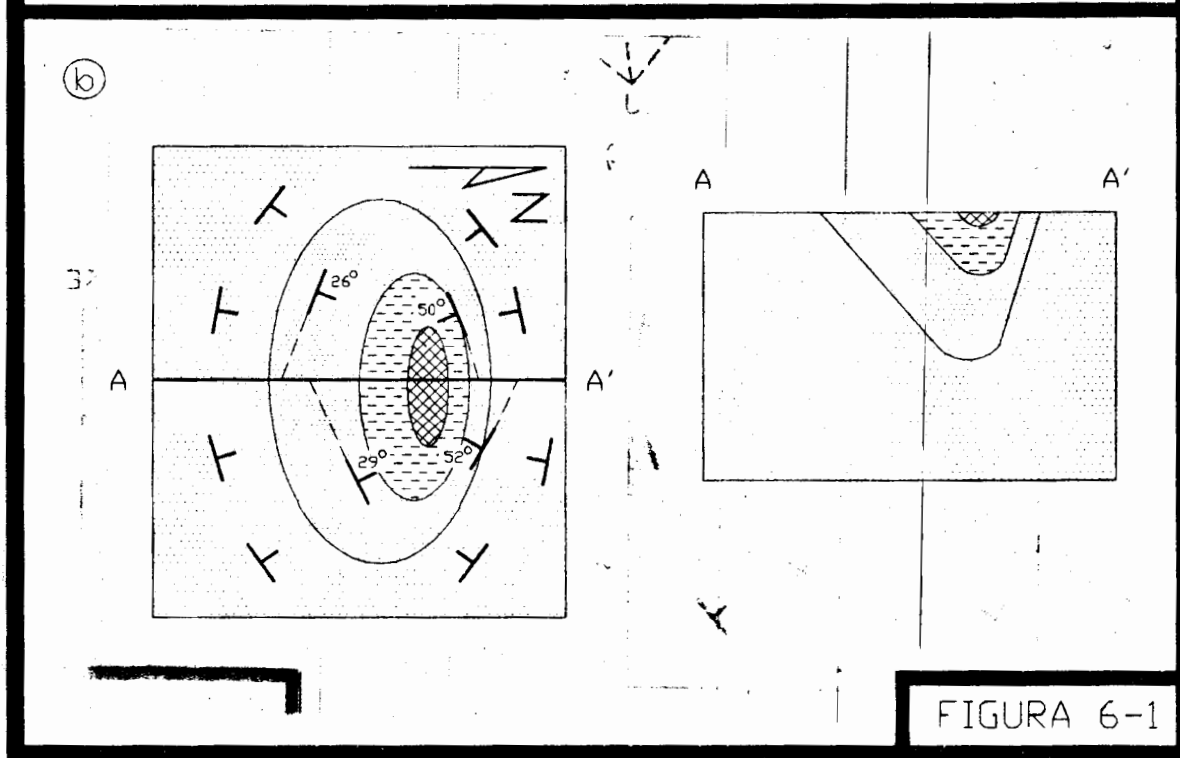
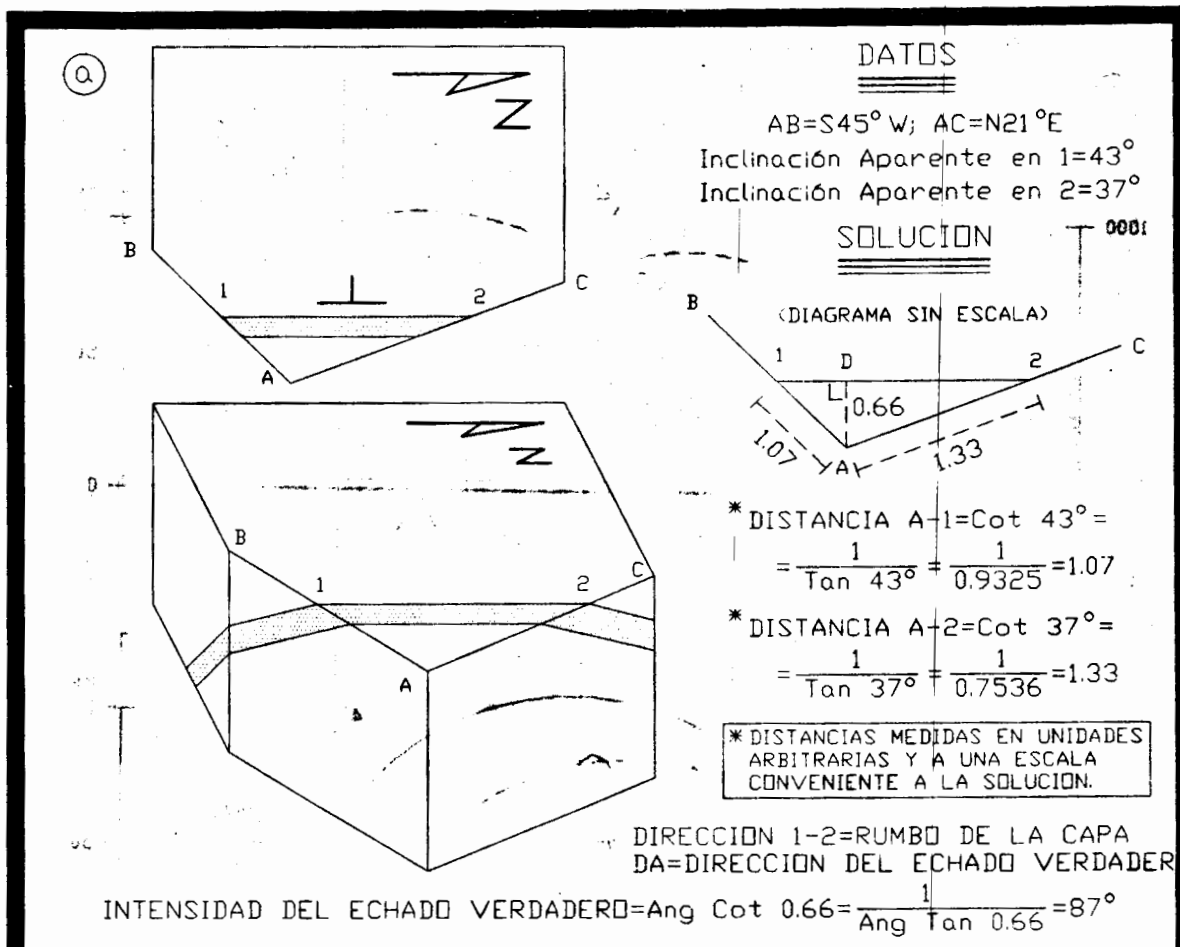
- 1º.- Localizar la línea de sección en el mapa, en el lugar y posición en que intersecte perpendicularmente a las estructuras existentes.
- 2º.- Construir un perfil topográfico a lo largo de la línea de sección, escogiendo un nivel base adecuado. Es frecuente que éste sea el nivel del mar.
- 3º.- Transportar los contactos geológicos al perfil topográfico.
- 4º.- Transportar los datos estructurales al perfil topográfico, sin olvidar que es necesario proyectar aquellos que no se encuentren en la línea de sección pero que estén próximos a ella y transformar su valor angular aparente.
- 5º.- Si hay pliegues, efectuar una construcción geométrica de ellos cuando sea posible.

Respecto al último punto, a continuación se discute un método, que si bien no es el único, si es el más utilizado por su sencillez.

El método del arco (Busk, 1929) es una rutina geométrica para reconstruir pliegues paralelos y no sirve para dibujar pliegues similares o más complicados; para esto último, se sugiere al lector consultar el artículo de Gill (1953). El método del arco se ilustra en la Figura 6-2a. Supóngase que se cuenta con datos estructurales (echados verdaderos) tomados en el campo en los puntos indicados. Supóngase también que en el campo se midieron los espesores de las calizas y dolomitas y que esos datos se han transferido al perfil topográfico de la sección, en el que se ha considerado como nivel base al nivel del mar. Con esta información se procede a reconstruir geoméricamente a los pliegues, trazando perpendiculares a los echados, con lo que se obtienen las intersecciones 1, 2, 3 y 4, mismas que se usan como centros de los arcos de círculo que unen los puntos A, B, C, D y E. Hasta aquí se ha obtenido la geometría de los pliegues en el contacto entre las formaciones de dolomitas y calizas, pero para reconstruir los pliegues en el resto de la sección, bastará con trazar los arcos necesarios entre las demás formaciones, respetando los espesores medidos en el campo de cada una de ellas.

Es sabido que en la naturaleza el espesor de un estrato o formación no es constante, lo que enfrenta al geólogo con otro problema que es cómo reconstruir geoméricamente los pliegues resultantes de la deformación de capas de espesor variable? En éste caso, la rutina de trabajo más sencilla consiste en combinar el método del arco con dibujo a mano libre, aunque se debe recordar que existen otros métodos más laboriosos, como el citado anteriormente de Gill (*op. cit.*).

En la figura 6-2b se ilustra otra aplicación del método del arco. Supóngase que se cuenta con el mismo perfil topográfico de la figura 6-2a, pero que los echados verdaderos tomados en el campo son los indicados en los puntos A, B, C, y D. Tomando como centros las intersecciones de las líneas 1, 2, 3 y 4, perpendiculares a los echados, se reconstruye el horizonte respectivo que va desde el punto A hasta el E. Pero según los datos de campo, el contacto que aflora en A también aflora en F, por lo que es necesario ajustar el horizonte previamente dibujado (línea continua) al horizonte real (línea discontinua). El procedimiento para realizar lo anterior se efectúa, en primer lugar, tomando como centro la intersección de las líneas 3 y 4 y, con un radio desde ese punto hasta F, se traza un arco desde F hasta intersectar a la línea 3 en H. En segundo lugar, se debe encontrar un arco que una los puntos I y H y que sea aproximadamente tangente a los arcos adyacentes AI y HF. Para lograr esto se traza la línea recta 5 uniendo los puntos





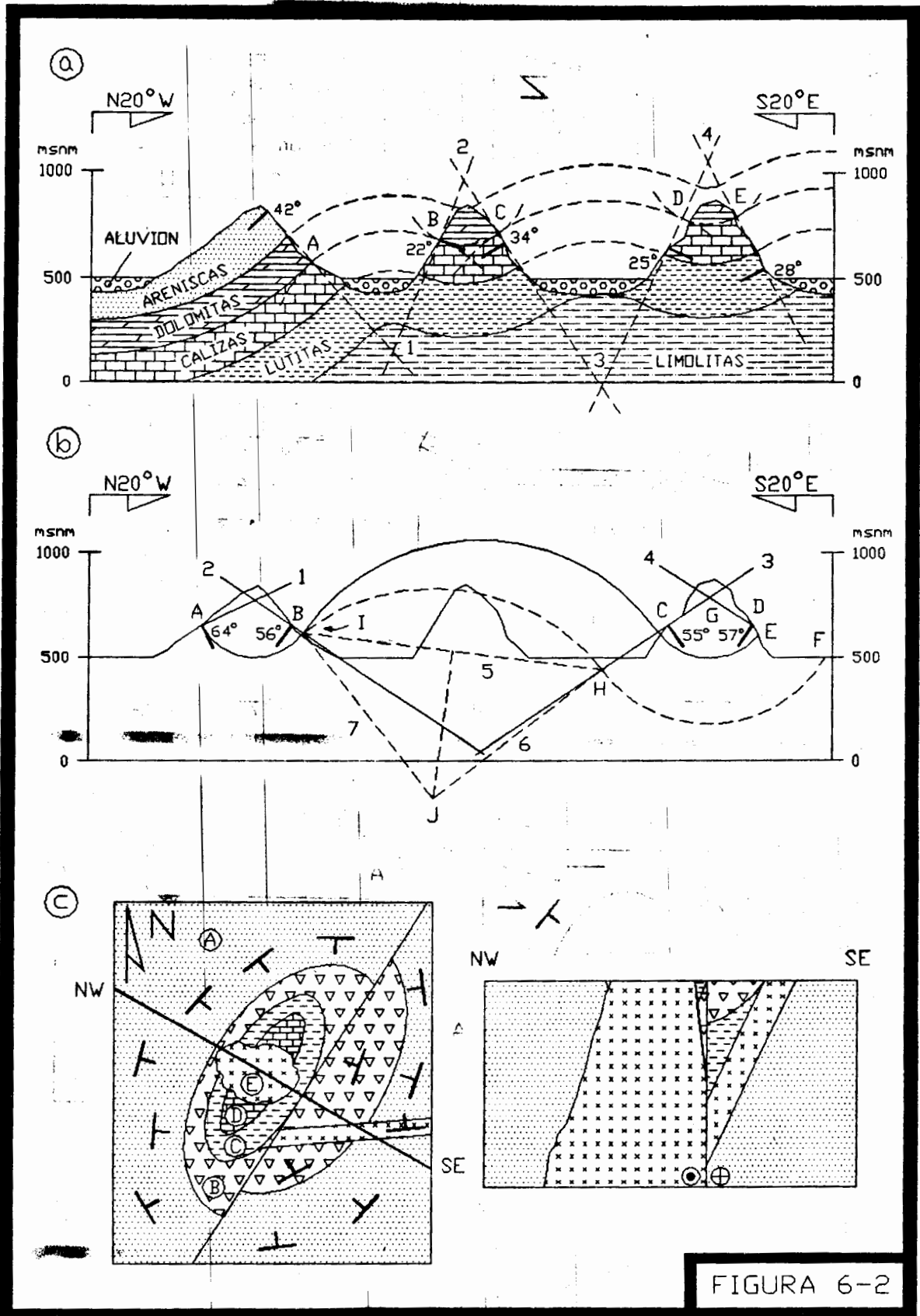


FIGURA 6-2

I y H, desde los cuales se dibujan las líneas 6 y 7 a 45° de la línea 5. Tales líneas se intersectan en el punto J, mismo que será empleado como centro para trazar el arco deseado. Así, el trazo más aproximado del contacto entre las formaciones según los datos de campo, será el horizonte plegado AIHF.

En cualquier estudio es muy importante la interpretación de la historia geológica de una región, la cual solo puede ser deducida a partir de una cartografía geológica precisa y de secciones. La figura 6-2c muestra un mapa geológico en el que existen cuatro estructuras principales: un sinclinal recostado, un intrusivo, una falla de transcurrencia y un dique. Se desea reconstruir geocronológicamente la historia geológica de la región. La mejor forma de resolver el problema es efectuando una sección y analizando ésta y el mapa. Así, se concluye que el primer evento que ocurrió en la región fue el depósito de las rocas sedimentarias correspondientes a las formaciones A, B, C y D; en segundo lugar ocurrió el plegamiento de las formaciones mencionadas, las que después de esa deformación fueron intrusionadas por las rocas E y finalmente tuvo actividad la falla, la que cortó y desplazó a las rocas de las unidades B, A y E (del dique).

## 7.- LA RED ESTEREOGRAFICA.

En la práctica geológica de campo se obtienen datos estructurales de acuerdo a la escala del mapa con el que se está trabajando y según sea el tipo de estructuras que existan. Pero es frecuente enfrentar el problema de que en el área de estudio exista un número considerable de micro y de mesoestructuras que no pueden ser representadas adecuadamente en el mapa y, consecuentemente, su interpretación final es complicada. Las redes para proyecciones estereográficas son herramientas gráficas muy convenientes para representar datos estructurales tridimensionales en diagramas bidimensionales. Los problemas que se pueden resolver usando éstas proyecciones son aquellas que tratan con líneas y planos y con ángulos entre ellos, pero la mayor ventaja de ésta herramienta es que permite incorporar en un solo diagrama cientos de datos estructurales.

La red estereográfica está basada en una esfera, de la que se utiliza comúnmente en geología estructural su hemisferio inferior. En tal diagrama es posible proyectar, siempre por su centro, planos y líneas con orientaciones geográficas y con inclinaciones o buzamientos, según sea el caso. En la figura 7-1a se ilustra el ejemplo de un plano "P" de rumbo N-40°-E y un echado de 35° al SE. Nótese que el plano formará una traza de intersección circular con la semiesfera en donde es proyectado. La forma de visualizar el diagrama es imaginar que uno ve al hemisferio inferior de la esfera desde arriba, como se muestra en la figura 7-1b.

Por otro lado, un plano también puede ser representado en una esfera por medio de su polo, o sea por medio de la proyección de una línea perpendicular al plano en un punto que arbitrariamente coincide con el centro de la esfera (Figura 7-1c).

Lo ilustrado en la figura 7-1 es el método conocido con el nombre de *proyección estereográfica* y, cuando se incluyen direcciones cardinales (N, S, E y W), se le conoce con el nombre de *estereodiagrama*.

Los dos tipos más usados de redes en geología estructural son la *red estereográfica meridional* o red de Wulff y la *red estereográfica de igual área* o red de Schmidt (Figuras 7-2 y 7-3).

La red meridional estereográfica es muy útil para resolver gráficamente problemas de relaciones angulares entre planos y líneas, aunque el número de datos sea muy grande. Una vez que la técnica de transferencia de datos es aprendida, es conveniente contar con una copia permanente de la red. Esto se logra fácilmente si se adhiere una copia fotostática de la red a un pedazo de madera o de cartón. Hecho esto, se sobrepone una hoja de papel transparente y se dibuja un círculo que coincida perfectamente con la red; en el centro del círculo se coloca un alfiler con el objetivo de que el papel transparente pueda girar libremente. A continuación se procede a proyectar los datos estructurales con que se está trabajando, de la forma en que se indicó en párrafos anteriores.

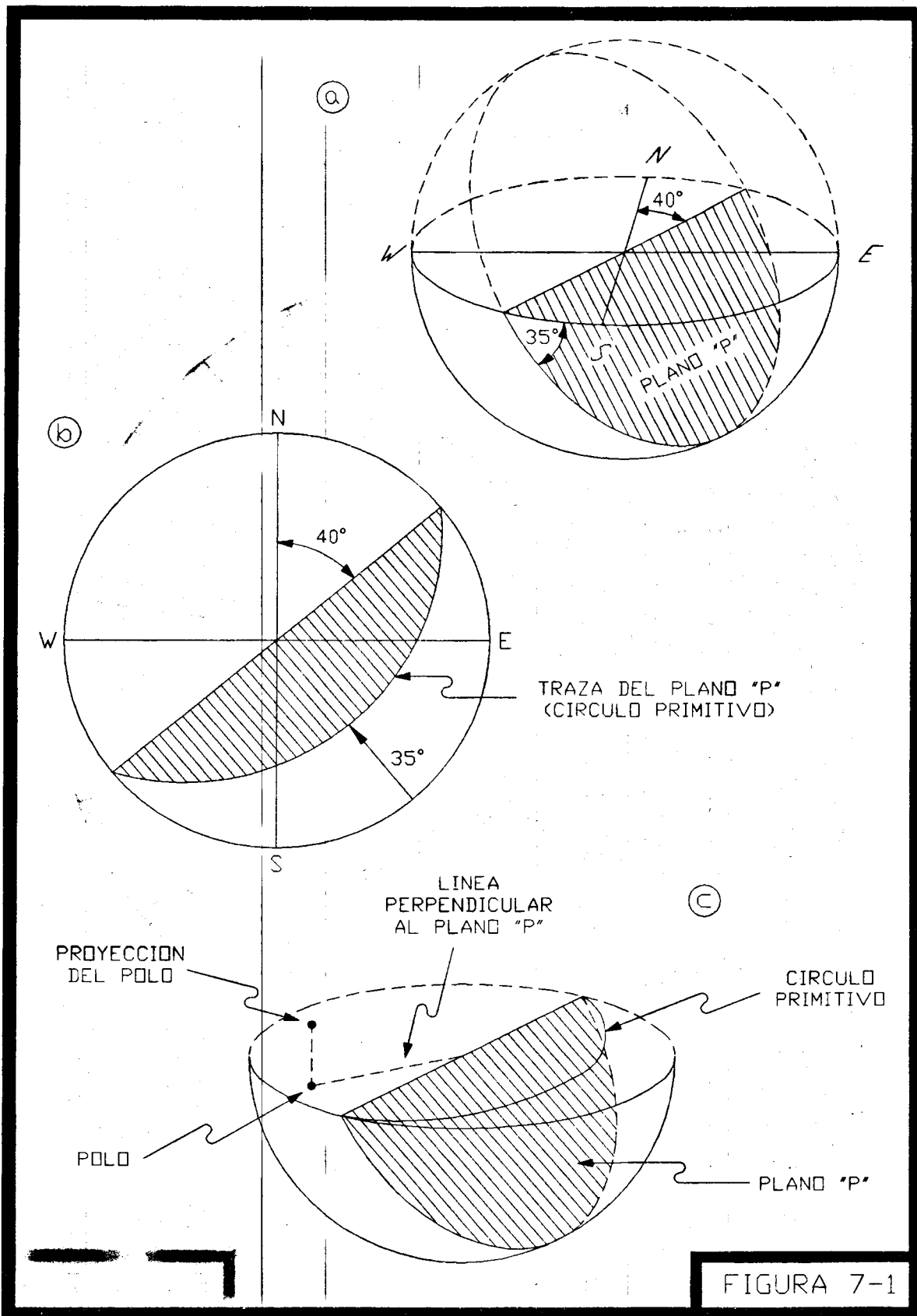
Pero la mejor manera de mostrar la utilidad de éste método es realizando algunos ejemplos. En la figura 7-4 se ilustran cuatro ejercicios y su solución, mismos que fueron resueltos utilizando la red estereográfica meridional. En el ejemplo "a" se ha graficado un plano "P" con un rumbo N-25°-E y una intensidad del echado de 35° al SE; También se muestra la posición que tiene el polo de ese plano. En la parte izquierda se presenta el diagrama resultante de la proyección, mientras que a la derecha se ilustra una perspectiva.

En la figura 7-4b se ha graficado una línea "L" cuya orientación es S-45°-E y su buzamiento de 30°.

En la figura 7-4c se graficó un plano "P" de rumbo N-S y echado de 45° al oeste y una línea "L", contenida en ese plano, con una orientación S-30°-W y un buzamiento de 25°.

En la figura 7-4d el ejemplo ilustra un plano con rumbo N-45°-E y un echado de 45° al SE, en el que se desea encontrar el valor de un echado aparente en la dirección S-20°-E. La solución se obtiene graficando primero el plano, para posteriormente localizar y trazar la dirección del echado aparente y leer su intensidad (42°) directamente en la red.

Hasta aquí se han graficado en la red datos estructurales de líneas y planos, pero en la figura 7-4e se muestra un problema de aplicación práctica que puede resolverse rápidamente y con precisión en el campo. Suponga que se cuenta con los datos de dos echados aparentes: a) N-20°-W-30° y b) S-70°-W-25°, con los que se requiere conocer el rumbo y la inclinación verdadera de una capa (echado verdadero). El primer paso para resolver el problema es graficar los echados aparentes (Figura 7-4e), para después girar el papel transparente hasta que los puntos que representan los echados aparentes coincidan con algún círculo primitivo de la red. A continuación se trazará ese círculo y se podrá leer la intensidad del echado verdadero (36.5°). El rumbo del echado verdadero (N-31°-E o S-31°-W) se leerá directamente en cualquiera de los extremos del círculo primitivo.



RED MERIDIONAL ESTEREOGRAFICA  
□ RED DE WULFF

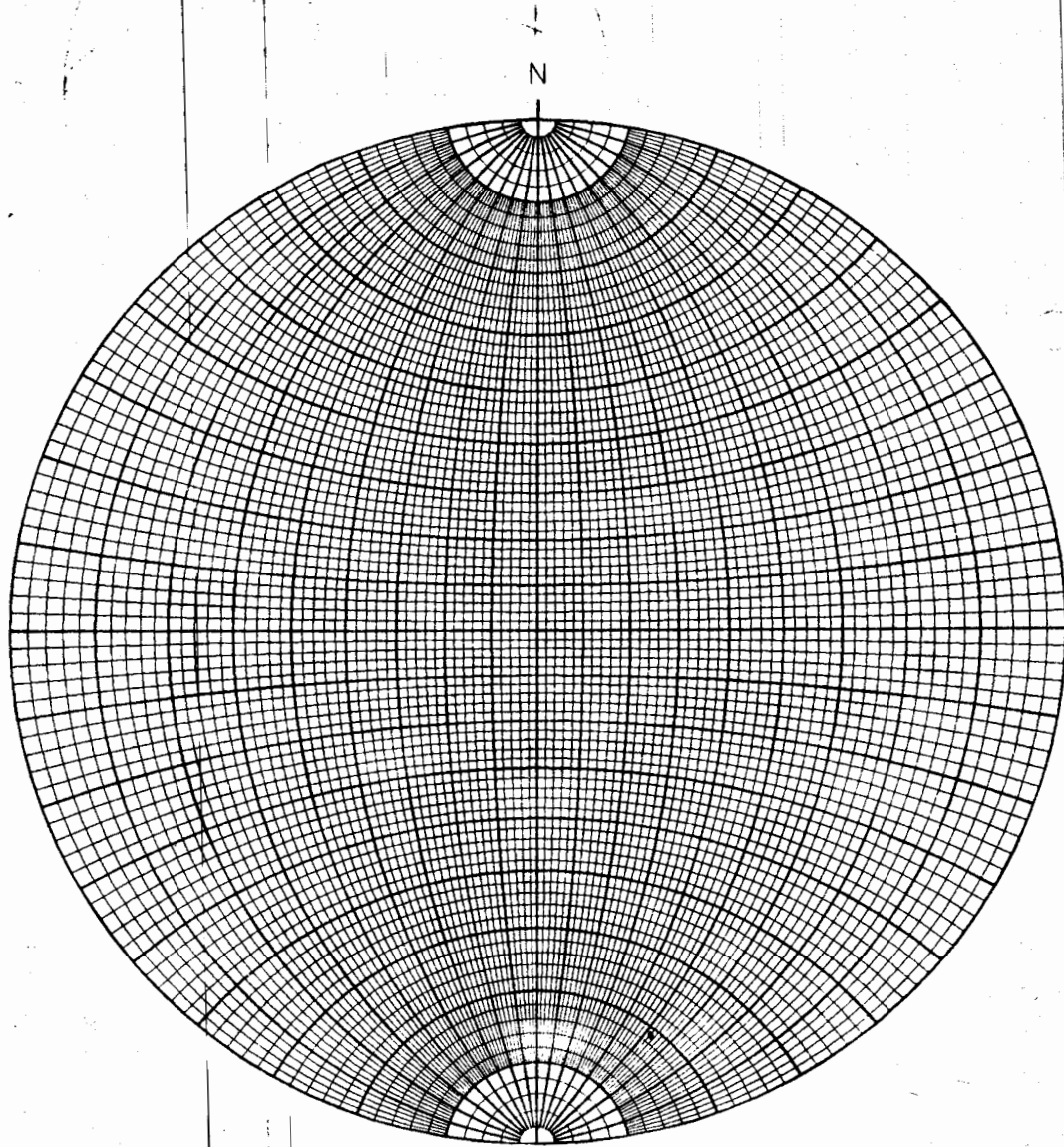


FIGURA 7-2

RED ESTEREOGRAFICA DE IGUAL AREA  
O RED DE SCHMIDT

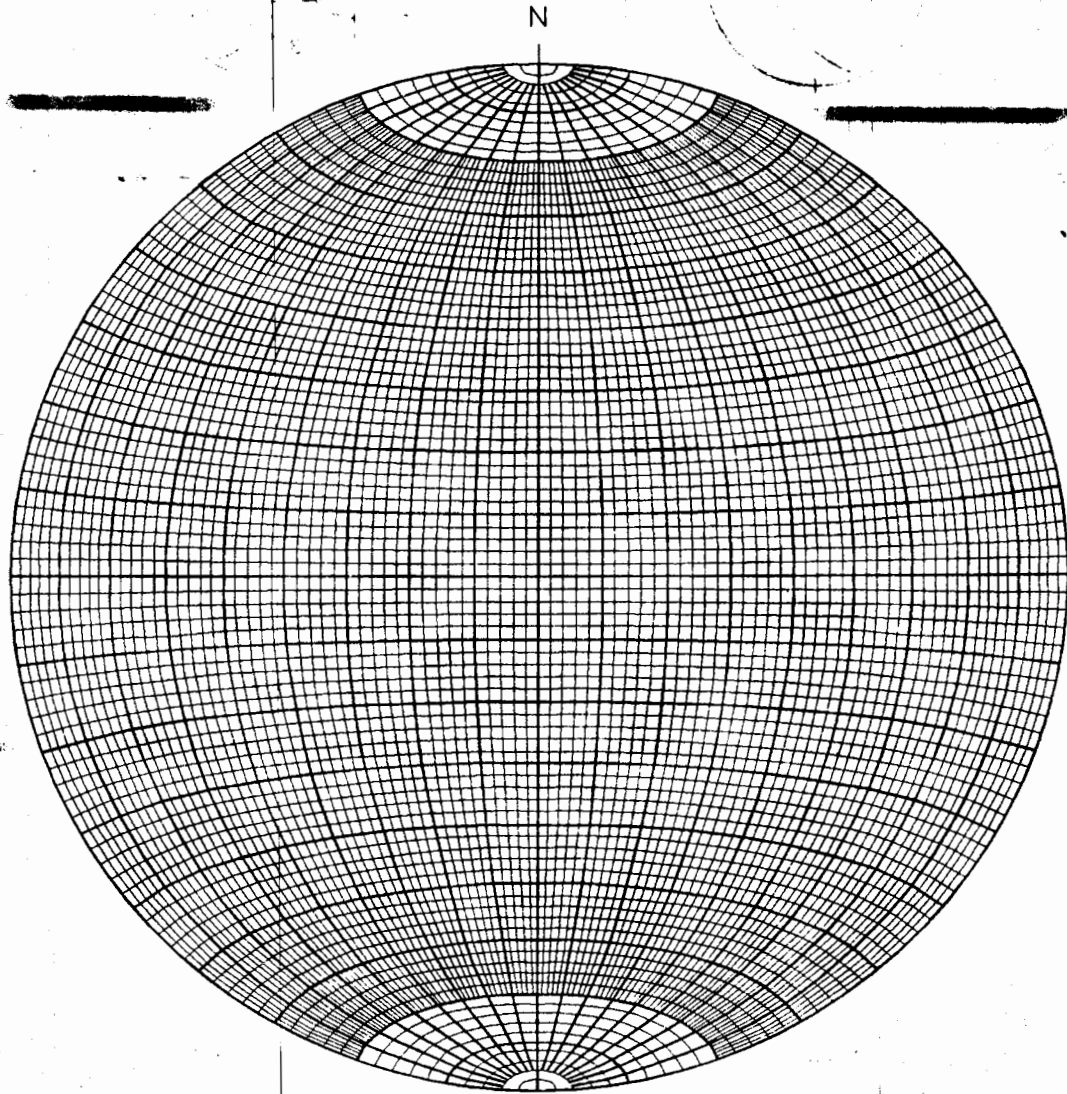


FIGURA 7-3

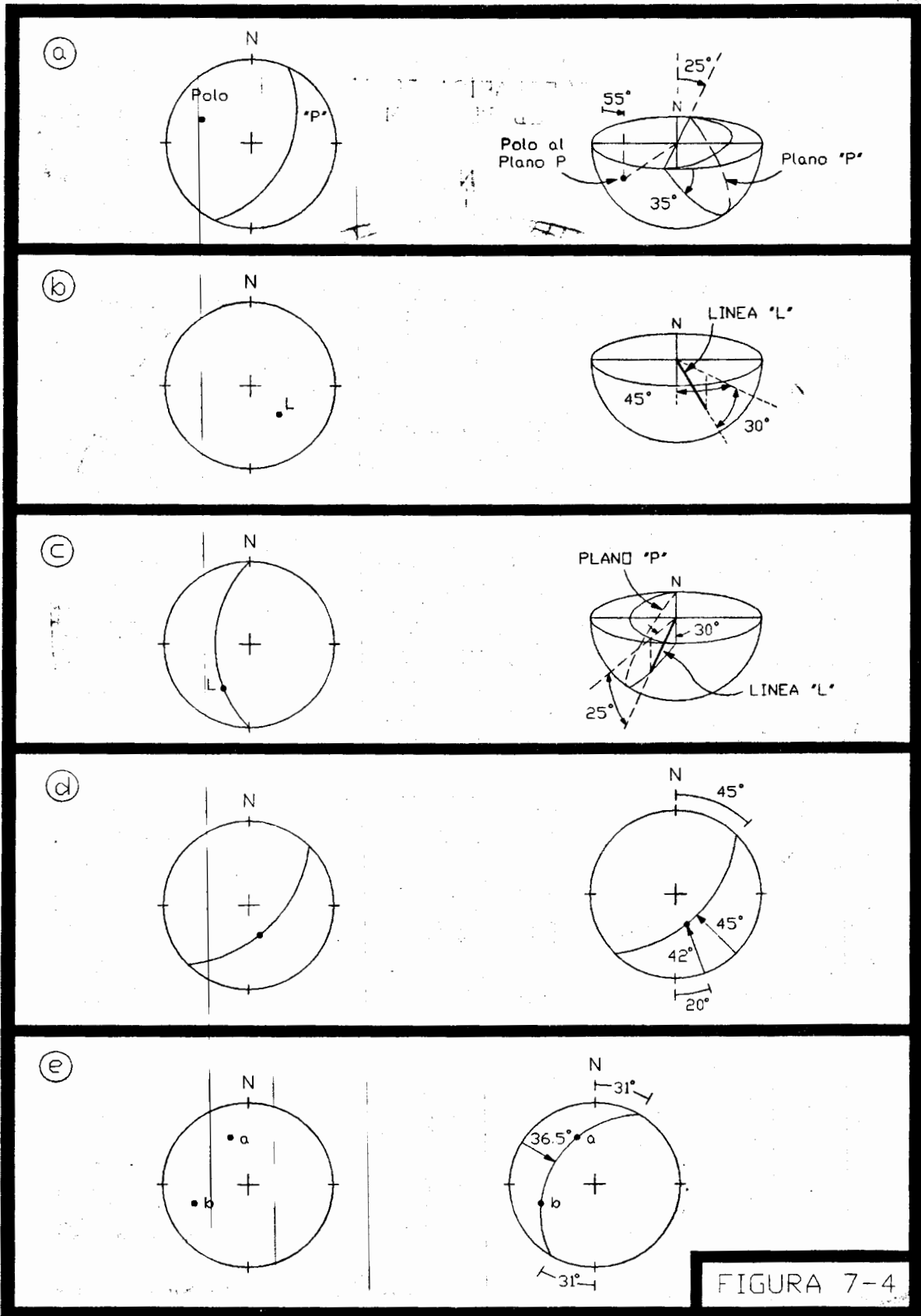


FIGURA 7-4

En la figura 7-5 se ilustra otro caso frecuente en geología que puede resolverse fácilmente con la red estereográfica meridional. Supóngase que se conocen varios echados de un pliegue cualquiera y que se quiere conocer la dirección y el buzamiento del eje de la estructura. Existen dos maneras de solucionar éste problema: por medio del *diagrama beta* "β", o por medio del *diagrama de polos*. En el caso del diagrama beta, el método consiste en graficar cada echado medido como un círculo primitivo. Después de que se ha hecho esto, todos los círculos se intersectarán en un punto llamado "eje β" (Figura 7-5b). Por otro lado, en el caso del diagrama de polos, el método consiste en graficar todos los polos de los planos medidos, después de lo cual tales polos definirán un gran círculo, que a su vez representa un plano perpendicular al plano axial del pliegue y, el polo a este plano indicará el "eje β" (Figura 7-5c). En la figura 7-5d se ilustra lo anterior en perspectiva. El "eje β" del ejemplo previo es el eje del pliegue, que es una línea con un buzamiento de 22° hacia la dirección S-63°-W. El plano axial es vertical y por definición el eje del pliegue está contenido en él.

Con el ejemplo anterior se aprecia mejor la razón por la que en un pliegue es necesario distinguir cuidadosamente entre su eje, su cresta y su plano axial. En la figura 7-6 se muestran dos casos en los que el plano axial está inclinado y el eje del pliegue no coincide con la cresta del mismo. Nótese que en los diagramas resultantes de la graficación de los polos al pliegue, es posible medir con precisión el rumbo y la inclinación del plano axial, así como el rumbo y el buzamiento de la superficie plegada, pero no es posible efectuar interpretación alguna de la cresta de la estructura.

Como se habrá notado hasta aquí, la red estereográfica meridional es muy útil para resolver problemas de datos estructurales relacionados con medidas angulares, pero cuando se procesan cientos de estos datos la interpretación de cientos de círculos primitivos se complica. En este caso es mejor utilizar la red estereográfica de igual área, o red de Schmidt, para analizarlos estadísticamente. Este tipo de red (Figura 7-3) se diferencia de la red estereográfica meridional (Figura 7-2) en que, como su nombre lo indica, conserva áreas en lugar de ángulos. Ambas redes son muy parecidas y su única diferencia física es que en la red de Schmidt las líneas curvas cortas de las partes norte y sur no son círculos.

La red estereográfica de igual área es muy utilizada en geología estructural porque permite dar un tratamiento estadístico a cientos de datos estructurales que pueden ser agrupados en contornos. La forma de graficar líneas y polos a planos es exactamente igual a como se hace en la red estereográfica meridional.

La graficación de datos estructurales en la práctica no es tan perfecta como se ha mostrado en el ejemplo de la figura 7-5, debido a que la forma de las estructuras reales nunca es tan exacta y a que existen errores de medición que difícilmente pueden evitarse. Si la distribución de los polos es muy cerrada, entonces será posible trazar un círculo primitivo dentro de límites aceptables, pero si la distribución de los puntos es muy abierta, entonces probablemente solo será posible estimar un círculo primitivo aproximado.

Cuando se cuenta con una gran cantidad de polos se utiliza el método estadístico conocido como *diagrama de contornos* empleando la red estereográfica de igual área.

Existen varias formas para contar estadísticamente los puntos graficados en la red estereográfica de igual área, de las cuales la más sencilla consiste en construir una plantilla de cartón como se muestra en la figura 7-7a, que en sus extremos contenga orificios circulares de área igual a uno por ciento del área total de la red que se esté usando. Por ejemplo, si la red tiene un diámetro de 20 cm, los orificios deberán tener un diámetro de 2 cm.

Para efectuar el conteo se sobrepone una segunda hoja de papel transparente sobre la que tiene graficados los polos de los datos estructurales (echados). El siguiente paso es rotar y mover la plantilla para trazar círculos que incluyan en ellos a uno o varios polos, escribiendo un número adyacente a cada círculo que indica la cantidad de polos contenidos en él, como se muestra en la figura 7-7b.

Una vez terminado el proceso de conteo, se separa la hoja de papel transparente que contiene los círculos y las densidades numéricas, para dibujar en él los contornos de igual densidad (Figuras 7-7c y 7-7d).

Para facilitar el dibujo de los contornos, estos deben ser trazados en porcentajes del número de polos por 1% del área total de la red. Por ejemplo, en el caso especial de que se hubieran medido 100 polos, un polo en un círculo de conteo representaría 1% del total de polos por 1% de área. Así, en el caso presentado en la figura 7-7d, el número de polos proyectados fue de 156, que representa el 100% de polos en el 100% de área de la red, pero ¿cuánto representan 2 polos en 1% de área? Esto se determina por medio de una regla de tres simple, de la siguiente manera: si  $156/100 = X/2$ , entonces  $X = 3.12$ , por lo que 2% de 156 polos será aproximadamente igual a 3 polos en un círculo de conteo de 1% de área.

Finalmente, cuando se han determinado los porcentajes correspondientes se procede a trazar los contornos en la forma mostrada en la figura 7-7d, estableciendo claramente en el diagrama el centro y puntos cardinales de la red y el número de polos utilizados en el conteo. En el caso de la figura citada, la interpretación final indica que el eje del pliegue buza 40° hacia el S-35°-W y que su plano axial es aproximadamente vertical.

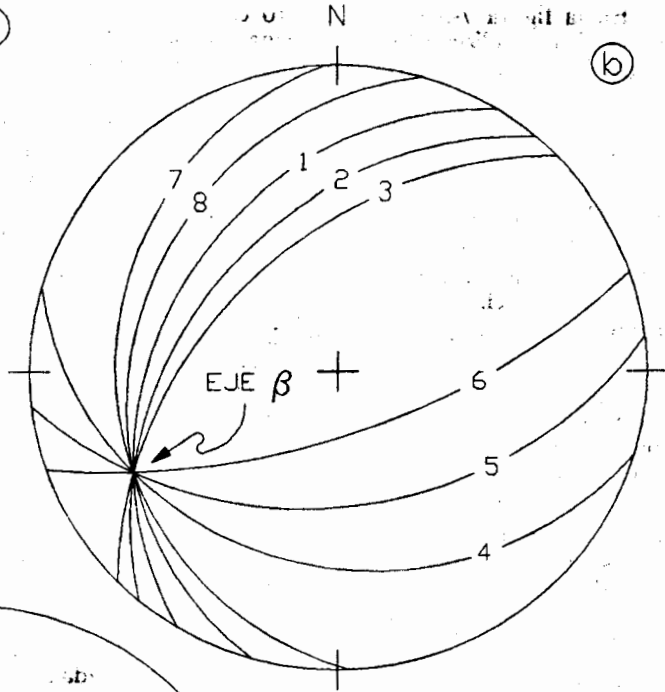


ber al  
 7  
 7  
 7  
 8  
 8  
 9  
 9

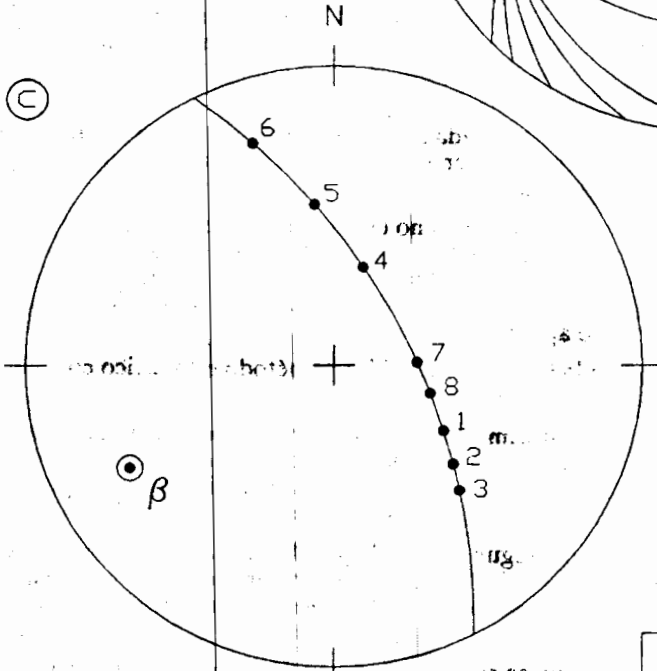
DATOS DE CAMPO

RUMBO	INCL.
1.-N31° E-36° NW	
2.-N40° E-70° NW	
3.-N45° E-80° NW	
4.-N74° W-30° SW	
5.-N83° E-50° SE	
6.-N71° E-70° SE	
7.-N 2° W-24° SW	
8.-N16° E-28° NW	

(a)



(b)



(c)

(d)

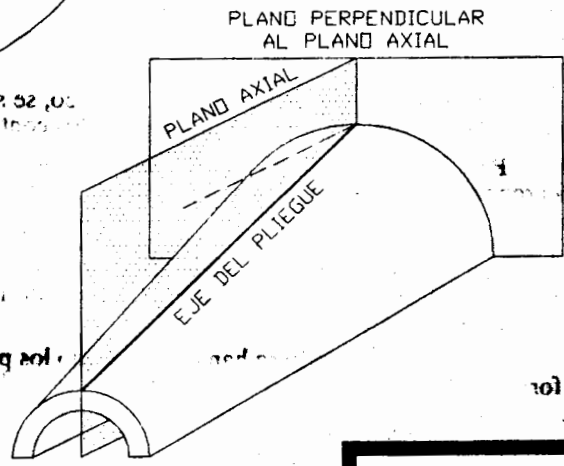


FIGURA 7-5

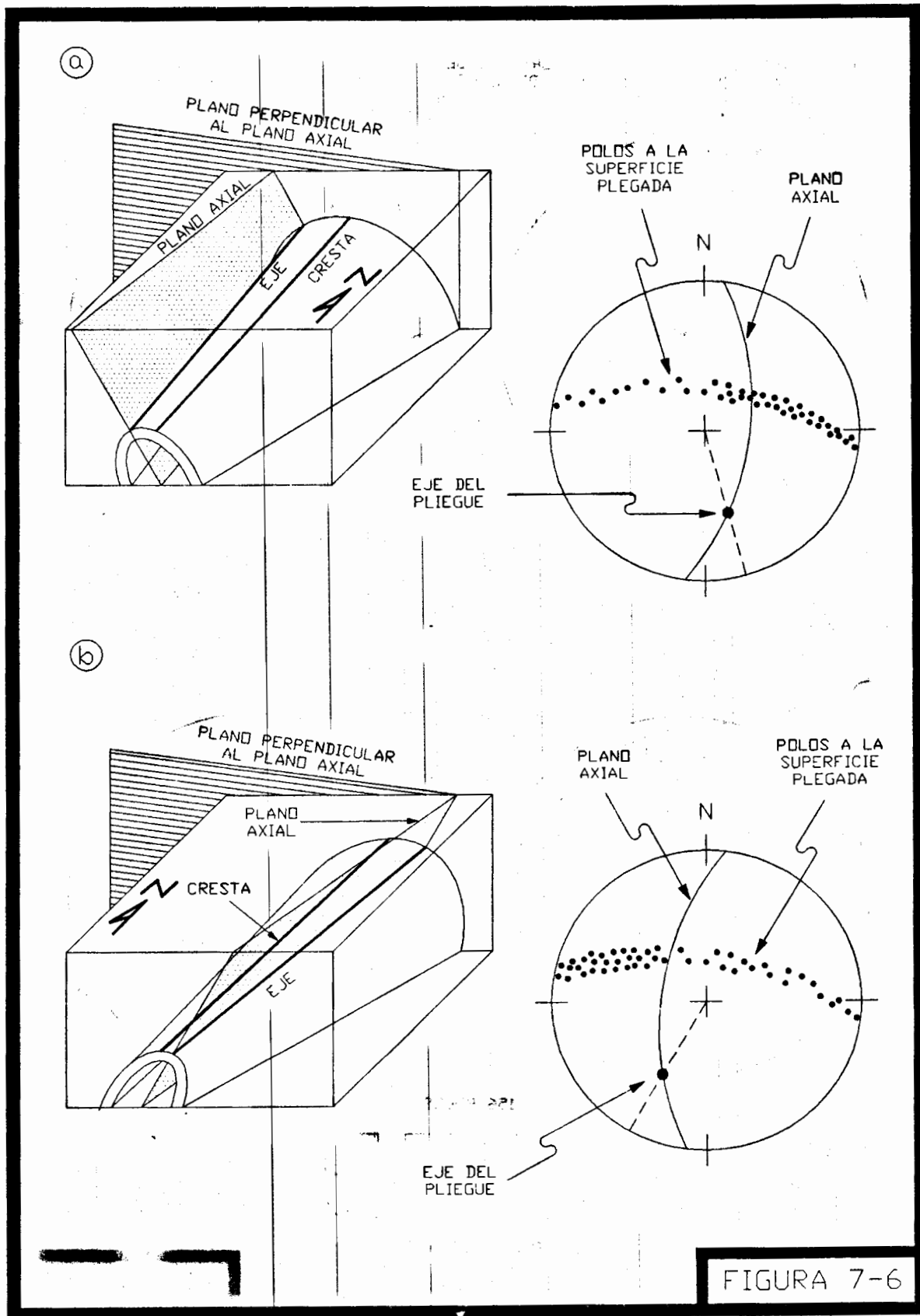
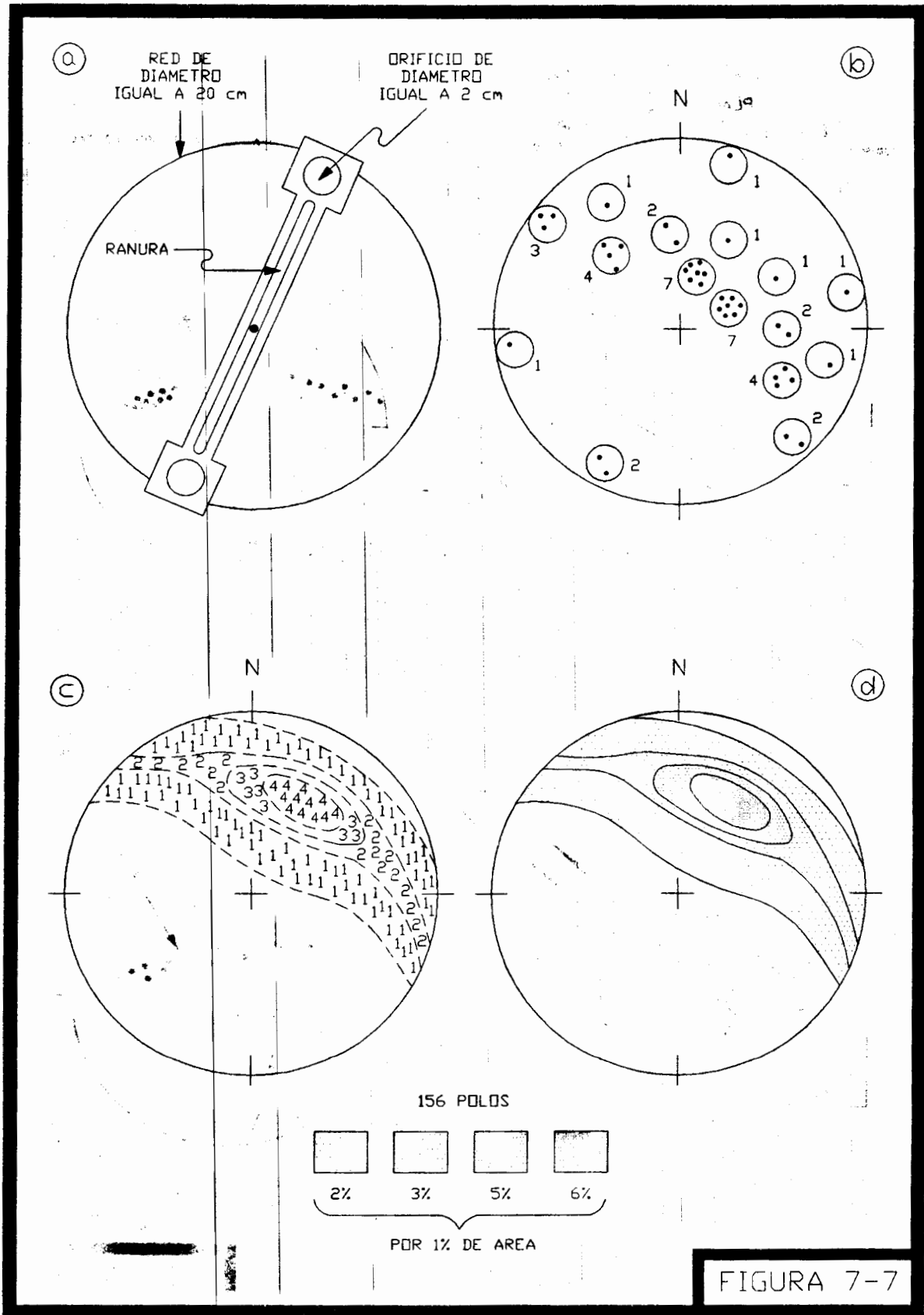


FIGURA 7-6



La interpretación de un diagrama de contornos puede llegar a ser muy complicada, pero la clave para su interpretación son las tendencias a la concentración de puntos en áreas determinadas. De todas las posibles concentraciones las más importantes son el punto máximo, que representa la orientación de una línea hipotética y su inclinación (*i.e.* eje del pliegue) y la banda de confinamiento, que usualmente agrupa las densidades intermedias de polos y que se extiende a lo largo de algún círculo primitivo, con el cual se puede localizar el "eje  $\beta$ ".

Una forma muy ilustrativa para visualizar los diagramas de contornos es observando el plegamiento progresivo de una capa (Figura 7-8). Nótese que al ir siendo plegada la capa, la mayor concentración de polos migra del centro del diagrama hacia su exterior y el "eje  $\beta$ " es proyectado perpendicular a la banda de mayor concentración de puntos, con excepción del caso en que la capa es horizontal.

En las figuras 7-9a, 7-9b y 7-9c, se observa que los pliegues simétricos tienen concentraciones simétricas en sus proyecciones estereográficas y que los asimétricos también muestran asimetría en su proyección. Pero existen muchos otros casos en la naturaleza en los que los ejes de pliegues y sus planos axiales tienen una actitud cualquiera y esto se reflejará necesariamente en sus proyecciones estereográficas. En las figuras 7-9d y 7-9e se muestran dos casos de diagramas resultantes de pliegues comunes.

Actualmente existe software para microcomputadoras personales que permite resolver cualquier problema relacionado con proyecciones estereográficas en unos cuantos minutos, pero es muy recomendable para el geólogo, novato o experimentado, visualizar y comprender primero la alimentación de los datos estructurales a la red, para efectuar después una interpretación correcta del diagrama resultante. Lo anterior sólo se logra realizando los procedimientos expuestos en éste capítulo con papel y lápiz. Tal práctica es muy ventajosa en el campo, en donde se pueden obtener resultados expeditos y precisos.

El tema de proyecciones estereográficas y su interpretación es muy extenso, por lo que aquel que desee profundizar en el tópico debe consultar a Turner y Weiss (1963), Ramsay (1967) y Ragan (1973).

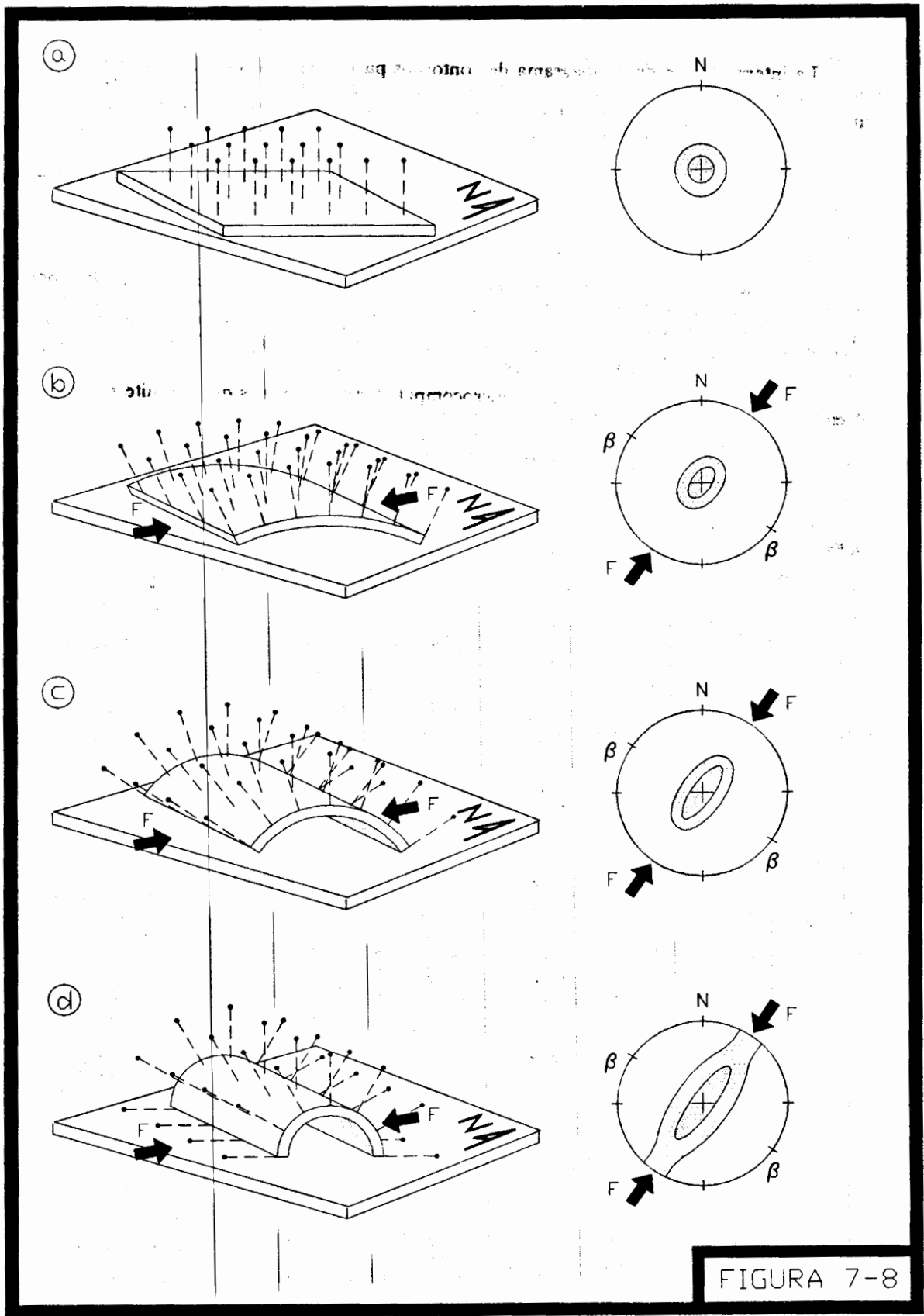


FIGURA 7-8

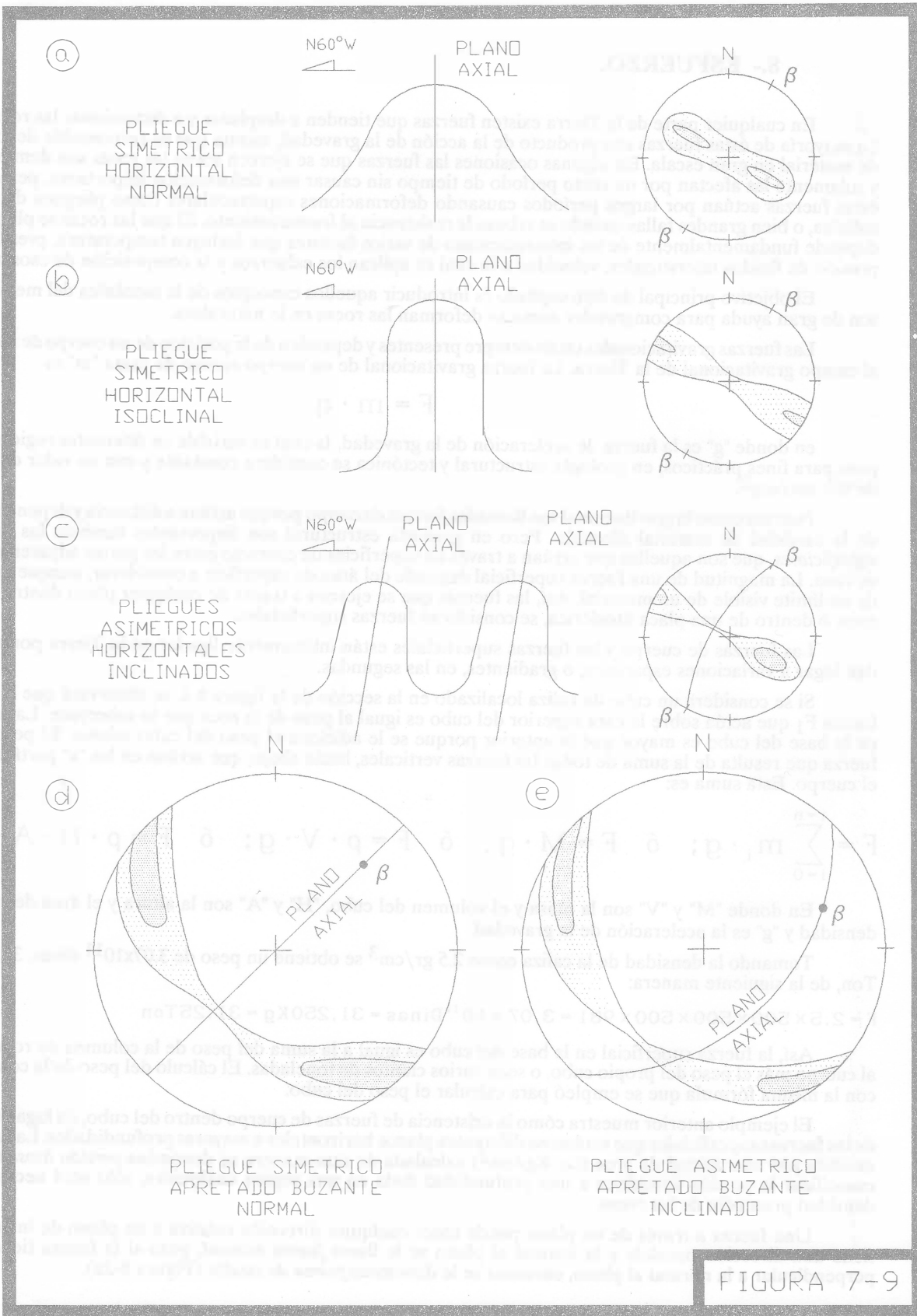


FIGURA 7-9

## 8.- ESFUERZO.

En cualquier parte de la Tierra existen fuerzas que tienden a desplazar y a distorsionar las rocas de la región. La mayoría de éstas fuerzas son producto de la acción de la gravedad, misma que es responsable de los movimientos de material en gran escala. En algunas ocasiones las fuerzas que se ejercen sobre las rocas son demasiado pequeñas y solamente las afectan por un corto período de tiempo sin causar una deformación importante, pero en otros casos éstas fuerzas actúan por largos períodos causando deformaciones espectaculares como pliegues de magnitud kilométrica, o bien grandes fallas cuando se rebasa la resistencia al fracturamiento. El que las rocas se plieguen o se fallen depende fundamentalmente de las interrelaciones de varios factores que incluyen temperatura, presión hidrostática, presión de fluidos intersticiales, velocidad a la cual se aplican los esfuerzos y la composición de esos materiales.

El objetivo principal de éste capítulo es introducir aquellos conceptos de la mecánica del medio continuo que son de gran ayuda para comprender como se deforman las rocas en la naturaleza.

Las fuerzas gravitacionales están siempre presentes y dependen de la posición de un cuerpo de roca con respecto al campo gravitacional de la Tierra. La fuerza gravitacional de un cuerpo rocoso de masa "m" es

$$F = m \cdot g$$

en donde "g" es la fuerza de aceleración de la gravedad, la cual es variable en diferentes regiones de la Tierra, pero para fines prácticos, en geología estructural y tectónica se considera constante y con un valor de  $9.81 \text{ m/seg}^2$ , o de  $981 \text{ cm/seg}^2$ .

Fuerzas como la gravitacional son llamadas *fuerzas de cuerpo* porque actúan a distancia y dependen directamente de la cantidad de material afectado. Pero en geología estructural son importantes también las llamadas *fuerzas superficiales*, que son aquellas que actúan a través de superficies de contacto entre las partes adyacentes de un cuerpo de roca. La magnitud de una fuerza superficial depende del área de superficie a considerar, aunque no actúe a través de un límite visible de un material. Así, las fuerzas que se ejercen a través de cualquier plano dentro de un grano de roca, o dentro de una placa litosférica, se consideran fuerzas superficiales.

Las fuerzas de cuerpo y las fuerzas superficiales están íntimamente ligadas en la Tierra porque las primeras dan lugar a variaciones espaciales, o gradientes, en las segundas.

Si se considera un cubo de caliza localizado en la sección de la figura 8-1, se observará que la magnitud de la fuerza  $F_1$  que actúa sobre la cara superior del cubo es igual al peso de la roca que lo sobreyace. La fuerza que actúa en la base del cubo es mayor que la anterior porque se le adiciona el peso del cubo mismo. El peso del cubo es la fuerza que resulta de la suma de todas las fuerzas verticales, hacia abajo, que actúan en las "n" partículas que forman el cuerpo. Esta suma es:

$$F = \sum_{i=0}^{i=n} m_i \cdot g; \quad \text{ó} \quad F = M \cdot g; \quad \text{ó} \quad F = \rho \cdot V \cdot g; \quad \text{ó} \quad F = \rho \cdot H \cdot A \cdot g$$

En donde "M" y "V" son la masa y el volumen del cubo, "H" y "A" son la altura y el área de su base, "ρ" es la densidad y "g" es la aceleración de la gravedad.

Tomando la densidad de la caliza como  $2.5 \text{ gr/cm}^3$  se obtiene un peso de  $3.07 \times 10^{11}$  dinas, 31,250 Kg, o 31.25 Ton, de la siguiente manera:

$$F = 2.5 \times 500 \times 500 \times 500 \times 981 = 3.07 \times 10^{11} \text{ Din} = 31,250 \text{ Kg} = 31.25 \text{ Ton}$$

Así, la fuerza superficial en la base del cubo es igual a la suma del peso de la columna de roca que sobreyace al cuerpo más el peso del propio cubo, o sean varios cientos de toneladas. El cálculo del peso de la columna se efectúa con la misma fórmula que se empleó para calcular el peso del cubo.

El ejemplo anterior muestra cómo la existencia de fuerzas de cuerpo dentro del cubo, da lugar a un incremento de las fuerzas superficiales que actúan en diferentes planos horizontales a mayores profundidades. La fuerza superficial dividida por una unidad de área (i.e.  $\text{Kg/cm}^2$ ) calculada de esta manera se denomina *presión litostática*. Si se desea cuantificar la presión litostática a una profundidad dada en una región cualquiera, sólo será necesario conocer la densidad promedio de las rocas.

Una fuerza a través de un plano puede tener cualquier dirección relativa a un plano de interés. Si la fuerza tiene una dirección paralela a la normal al plano se le llama *fuerza normal*, pero si la fuerza tiene una dirección perpendicular a la normal al plano, entonces se le denomina *fuerza de cizalla* (Figura 8-2a).

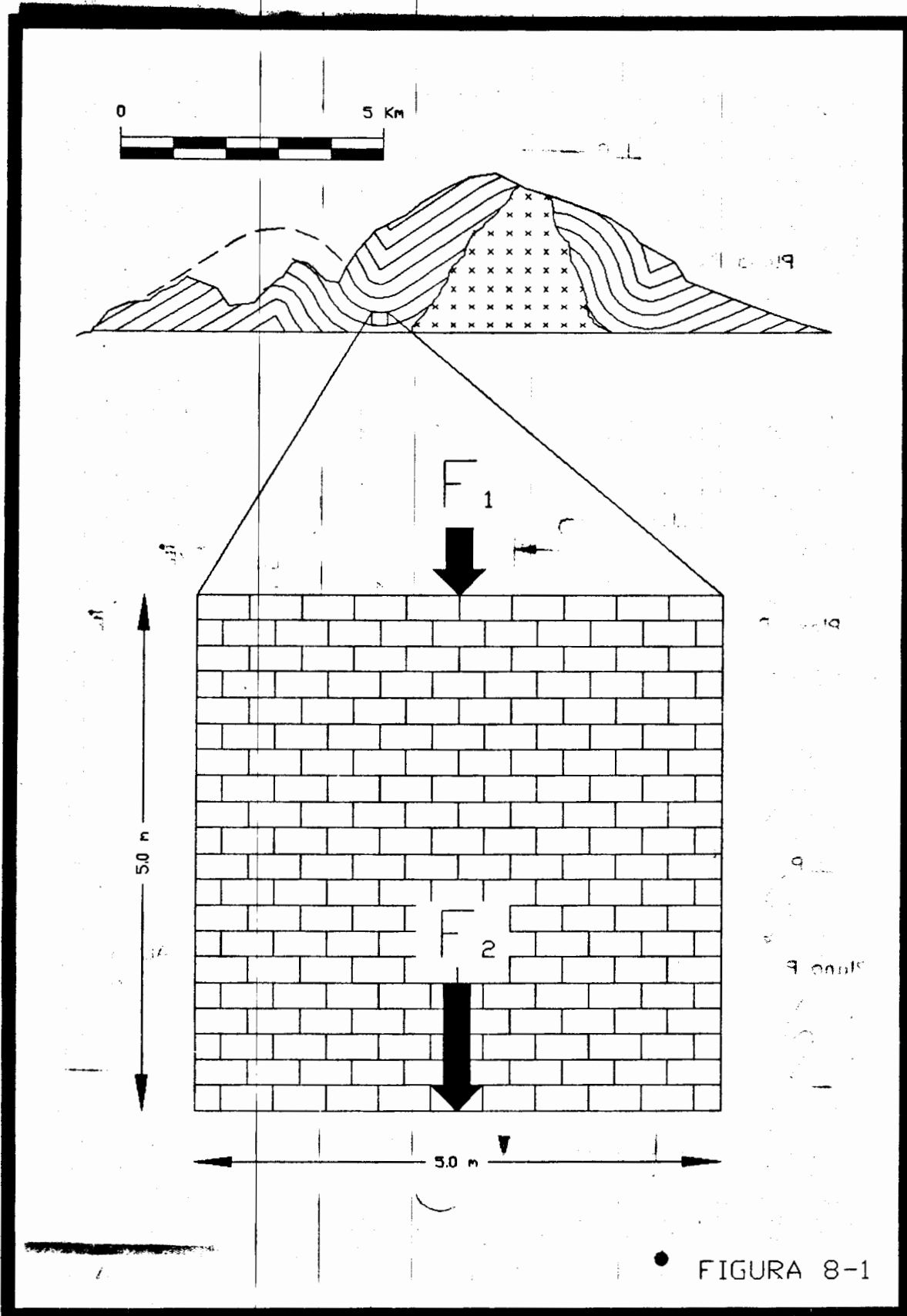


FIGURA 8-1



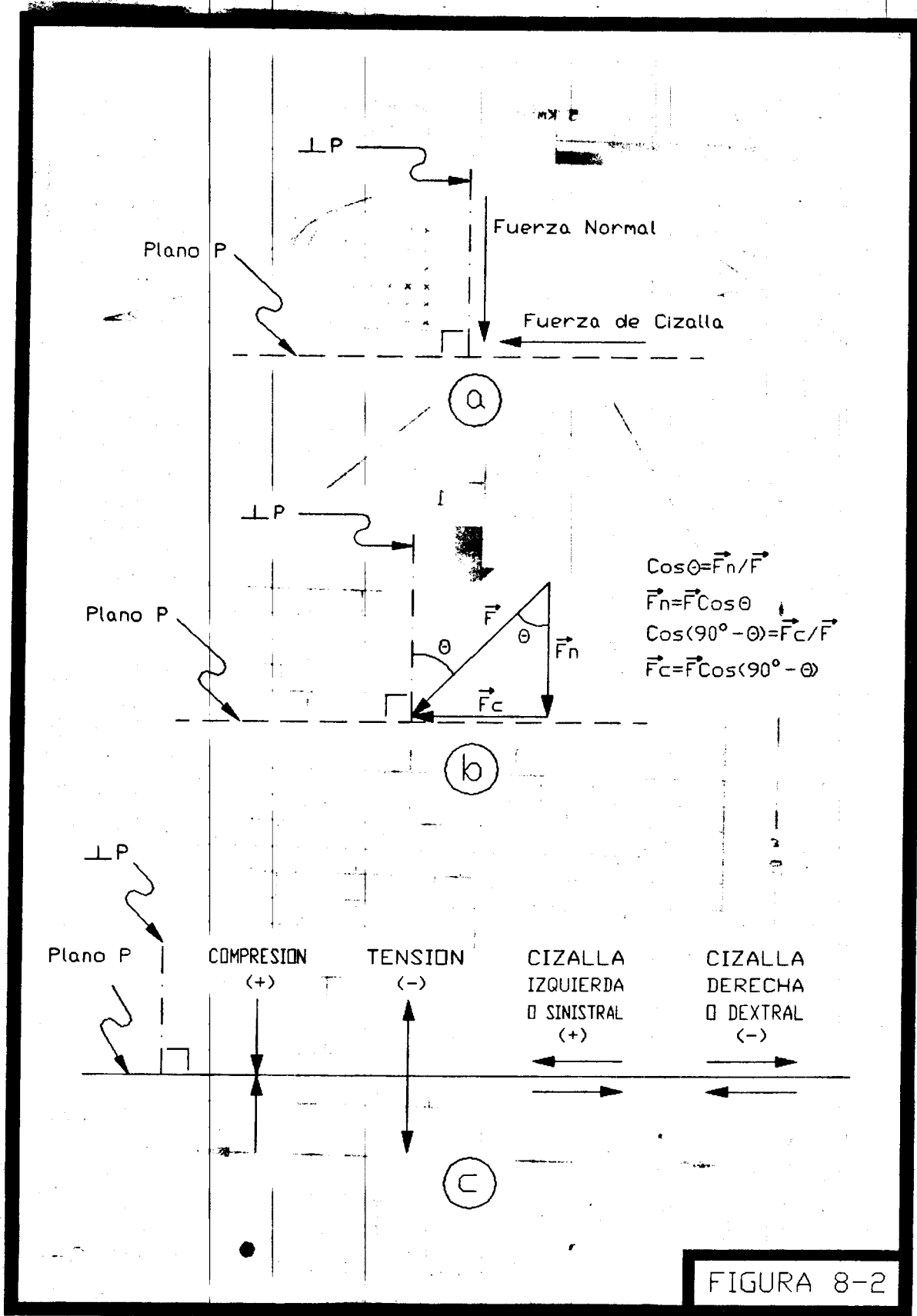


FIGURA 8-2

En general, una fuerza superficial nunca es paralela o perpendicular al plano en que actúa, por lo que siempre se procede a resolver esta fuerza en sus componentes vectoriales normales " $\vec{F}_n$ " y de cizalla " $\vec{F}_c$ ", con respecto al plano establecido (Figura 8-2b).

Nótese que la componente normal de una fuerza siempre se clasifica como compresiva (positiva) o de tensión (negativa), mientras que la componente de cizalla no es compresiva ni de tensión; por esto es necesario establecer una convención diferente de signos para las fuerzas de cizalla, esto es, una fuerza de cizalla es positiva cuando produce un giro relativo en sentido contrario al de las manecillas del reloj y es negativa cuando produce el efecto contrario (Figura 8-2c).

Esta convención es conveniente en geología estructural, como lo ha establecido Means (1976), aunque en mecánica de rocas se utilice otra en la que la tensión se considera positiva y la compresión negativa (Jaeger y Cook, 1969).

La cantidad llamada *esfuerzo* en un plano es la razón de la fuerza total que actúa en una área determinada de un plano y está representada por la ecuación

$$\sigma = \frac{F}{A}$$

Considérese un plano que no se encuentra uniformemente afectado por fuerzas de la misma magnitud (Figura 8-3a). En cualquier parte del plano "P" (Figuras 8-3a y 8-3b), el esfuerzo aproximado ejercido en éste por el peso de las rocas que lo sobreyacen, se puede representar como

$$\sigma = \frac{\Delta F}{\Delta A}$$

Pero es obvio que "sigma" tendrá diferentes valores para áreas distintas en el plano considerado. Por otro lado en un punto infinitesimalmente pequeño "p", el esfuerzo que actúa en el plano será

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A}$$

o sea,

$$\sigma = \frac{dF}{dA}$$

lo cual define la magnitud del esfuerzo para el plano "P" en el punto "p". La ecuación anterior puede reescribirse como una ecuación vectorial:

$$\vec{\sigma} = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta \vec{F}}{\Delta A}$$

o sea,

$$\vec{\sigma} = \frac{d\vec{F}}{dA}$$

Por tanto, el esfuerzo a través de un plano está completamente representado por un *vector de esfuerzo*, que tiene una magnitud igual a la razón de fuerza por área y una dirección paralela a la dirección de la fuerza que actúa sobre el plano en cuestión.



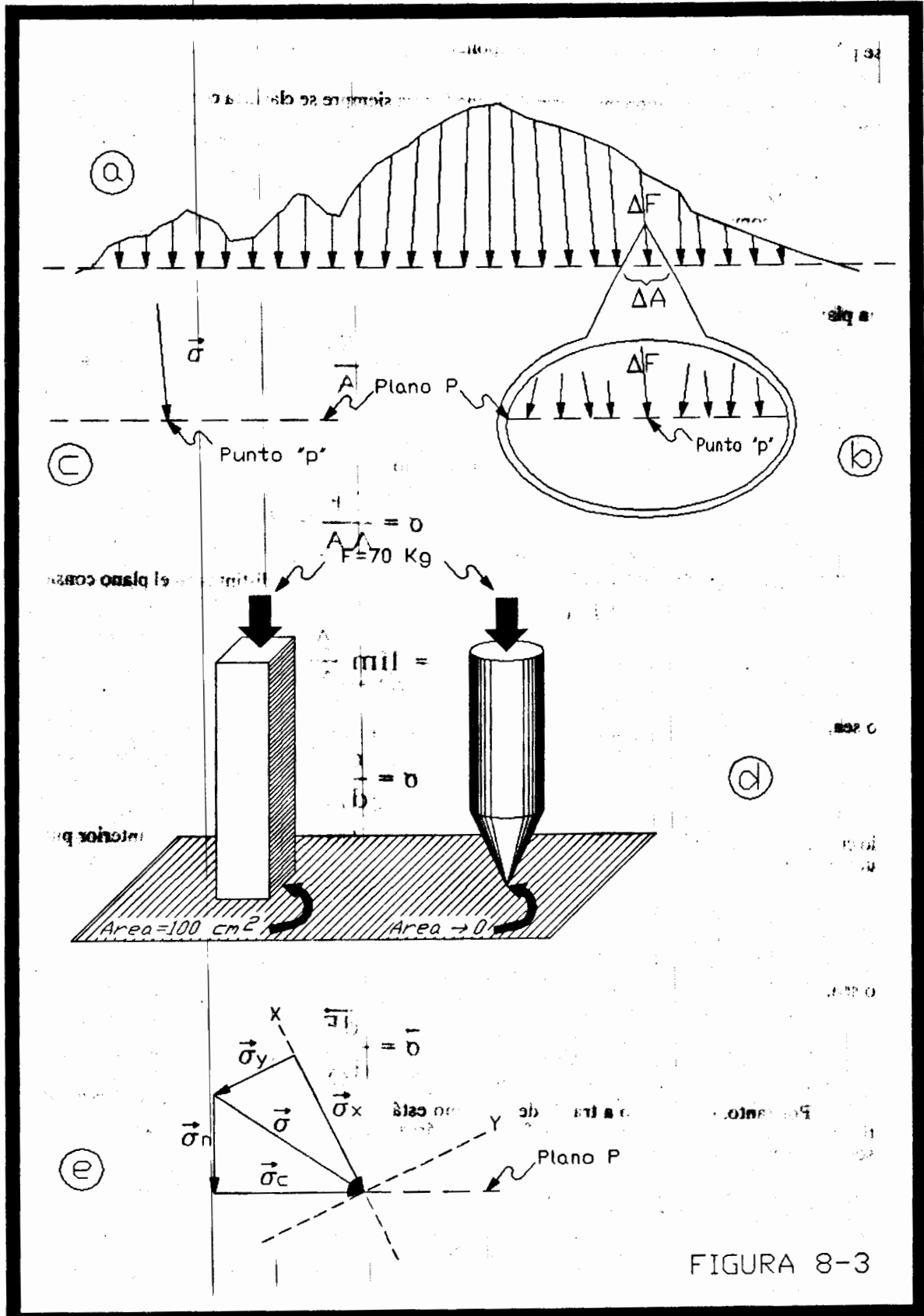


FIGURA 8-3

Para comprender mejor la diferencia que existe entre fuerza y esfuerzo es conveniente analizar el siguiente ejemplo (Figura 8-3d). Considérese un prisma de sección cuadrada, de  $10 \text{ cm}^2$  de área, que descansa sobre el pavimento de una calle cualquiera. Considérese además un cilindro con terminación cónica en su parte inferior, que descansa también sobre el mismo pavimento. Ahora, supóngase que dos personas de igual peso, por ejemplo 70 Kg, se posan cada una de ellas sobre el prisma y sobre el cilindro. Es evidente que el cilindro tenderá a penetrar el pavimento y que el esfuerzo en la punta del cono tenderá a infinito, debido a que el área en que se aplica la fuerza tiende a cero. Así se puede demostrar que un esfuerzo tendrá una magnitud determinada de acuerdo a la extensión del área en que se aplique.

Como cualquier vector, un vector de esfuerzo puede ser descompuesto en componentes paralelas al marco de referencia que sea conveniente. La figura 8-3e muestra un vector de esfuerzo  $\vec{\sigma}$  resuelto en sus componentes normal  $\vec{\sigma}_n$  y de cizalla  $\vec{\sigma}_c$ , así como en sus componentes  $\sigma_x$  y  $\sigma_y$ , referido al sistema cartesiano X, Y.

Es muy instructivo comparar el esfuerzo calculado cuando se supone que las rocas son cuerpos aproximadamente continuos (Figura 8-4a) y cuando se quisiera calcular el esfuerzo en el mismo cuerpo, pero a otra escala (Figura 8-4b). Considérese un cuerpo cúbico de arenisca, constituido por granos redondeados de diferentes rocas, los que a la escala mostrada en la figura 8-4a son prácticamente invisibles. En éste caso el cuerpo está cargado con un peso que ejerce una fuerza  $F_1$  sobre la cara superior del cubo. Supóngase que se desea calcular el esfuerzo ejercido en un plano "P", horizontal, ubicado en la parte media del cubo (Figura 8-4a). Es evidente que la fuerza total que actúa sobre el plano "P" es igual a la suma del peso ( $F_1$ ) de la carga más el peso del medio cubo que está por encima del plano en cuestión. Así, el esfuerzo total ejercido sobre el plano "P" será igual a la suma de  $F_1$  y  $F_2$ , dividida entre el área "A" del cubo.

En la figura 8-4b se muestra una vista microscópica del material del cubo (Figura 8-4a) en donde se desearía calcular el esfuerzo sobre el plano "A", lo cual sería muy tedioso y quizá inútil, porque hay áreas de contacto entre esferas que presentan concentración de esfuerzos y otras porciones con ausencia de ellos.

En el ejemplo anterior se muestran las ventajas de considerar a los cuerpos de roca como materiales aproximadamente continuos y como la escala, o marco de referencia, a la cual se refiera un problema es de suma importancia para resolverlo, ya que puede ser simple (Figura 8-4a), o muy complicado y casi imposible (Figura 8-4b).

En general, en geología se utilizan diferentes unidades de esfuerzo según sea el tipo de problema que se desee resolver y la rama de que se trate (i.e. petrología, geohidrología, geología petrolera, mineralogía, génesis de yacimientos minerales, geología estructural, etc.). Por ésta razón, en la tabla siguiente se muestran algunas de las unidades utilizadas con más frecuencia para medir esfuerzos, así como los factores de conversión entre ellas.

UNIDAD	bar	kilobar	dina/cm <sup>2</sup>	atmósfera	kg/cm <sup>2</sup>	libra/pulg <sup>2</sup>	pascal	megapascal	gigapascal
bar	1.00	$10^{-3}$	$10^6$	0.9869	1.0197	14.503	$10^5$	$10^{-1}$	$10^{-4}$
kilobar	$10^3$	1.00	$10^9$	$0.9869 \times 10^3$	$1.0197 \times 10^3$	$14.503 \times 10^3$	$10^8$	$10^2$	$10^{-1}$
dina/cm <sup>2</sup>	$10^{-6}$	$10^{-9}$	1.00	$0.9869 \times 10^{-6}$	$1.0197 \times 10^{-6}$	$14.503 \times 10^{-6}$	$10^{-1}$	$10^{-7}$	$10^{-10}$
atmósfera	1.0133	$1.0133 \times 10^{-3}$	$1.0133 \times 10^6$	1.00	1.0333	14.695	$1.0133 \times 10^5$	0.1013	$1.0133 \times 10^{-4}$
kg/cm <sup>2</sup>	0.9807	$0.9807 \times 10^{-3}$	$0.9807 \times 10^6$	0.9678	1.00	14.223	$0.9807 \times 10^5$	$0.9807 \times 10^{-1}$	$9.807 \times 10^{-5}$
libra/pulg <sup>2</sup>	$6.895 \times 10^{-2}$	$6.895 \times 10^{-5}$	$6.895 \times 10^4$	$6.805 \times 10^{-2}$	$7.031 \times 10^{-2}$	1.00	$6.895 \times 10^3$	$6.895 \times 10^{-3}$	$6.895 \times 10^{-6}$
pascal	$10^{-5}$	$10^{-8}$	10	$0.9869 \times 10^{-5}$	$1.0197 \times 10^{-5}$	$14.503 \times 10^{-5}$	1.00	$10^{-6}$	$10^{-9}$
megapascal	10	$10^{-2}$	$10^7$	9.869	10.197	145.03	$10^6$	1.00	$10^{-3}$
gigapascal	$10^4$	10	$10^{10}$	$0.9869 \times 10^4$	$1.0197 \times 10^4$	$14.503 \times 10^4$	$10^9$	$10^3$	1.00

Hasta aquí se ha explicado el concepto de esfuerzo idealmente, pero es necesario relacionarlo con estructuras geológicas reales. Considérese un pequeño cubo contenido en un gran volumen de roca sometido a deformación en dos tiempos diferentes (Figura 8-5a). Las seis caras del cubo dentro del pliegue están sujetas a presión, por lo que existen reacciones (fuerzas) opuestas del cubo hacia las partes adyacentes de roca, además de la fuerza gravitacional, de forma que se dice que el cubo está afectado por un sistema de fuerzas.

Algunas de éstas fuerzas tienden a acelerar el cubo respecto a partes adyacentes de la masa de roca, mientras que otras tienden a hacerlo rotar. Sin embargo, bajo condiciones naturales, estas aceleraciones son de una magnitud muy pequeña. Al mismo tiempo, las fuerzas tienden a distorsionar la forma del cuerpo, de tal manera que a medida que el pliegue se desarrolla, cada pequeña porción de la masa rocosa cambia su morfología y su posición a la vez que rota y se traslada respecto a sus partes adyacentes.

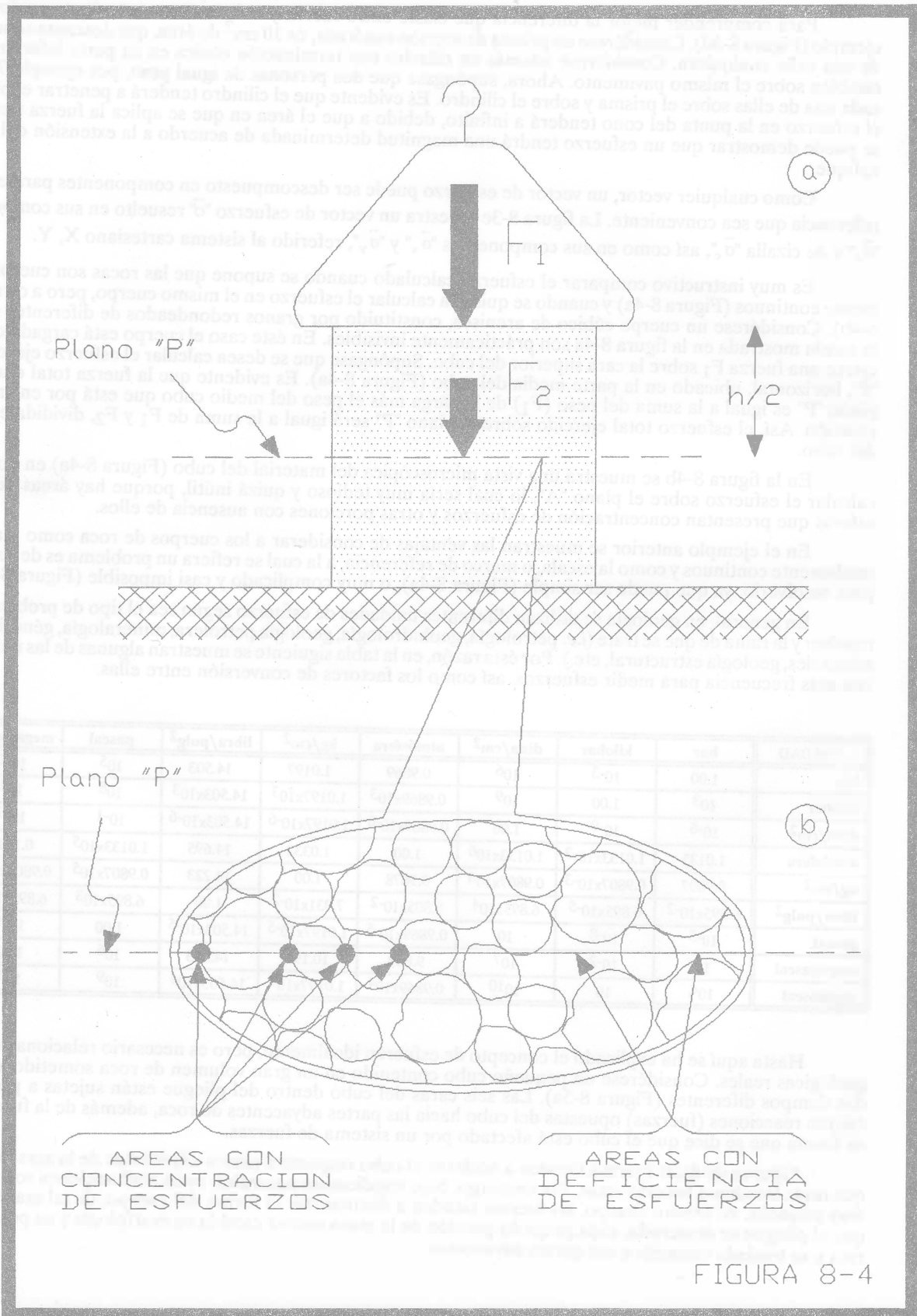


FIGURA 8-4

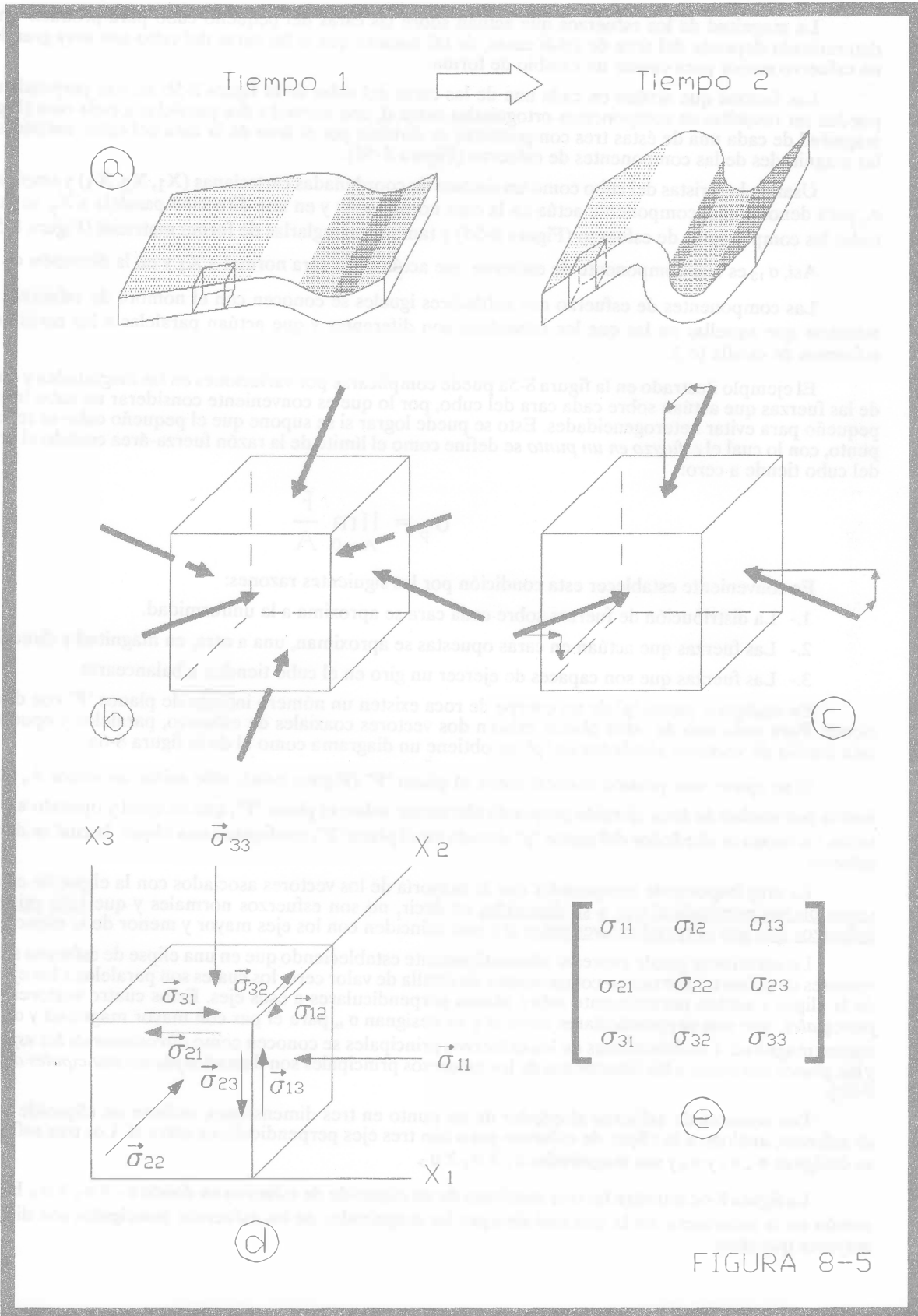


FIGURA 8-5

La magnitud de los esfuerzos que actúan sobre las caras del pequeño cubo para producir una deformación determinada depende del área de éstas caras, de tal manera que si las caras del cubo son muy grandes se requerirá un esfuerzo mayor para causar un cambio de forma.

Las fuerzas que actúan en cada una de las caras del cubo de la figura 8-5b no son **perpendiculares** a éstas y pueden ser resueltas en componentes ortogonales entre sí, una normal y dos paralelas a cada cara (Figura 8-5c). Si la magnitud de cada una de éstas tres componentes es dividida por el área de la cara del cubo, entonces se encuentran las magnitudes de las componentes de esfuerzo (Figura 8-5d).

Usando las aristas del cubo como un sistema de coordenadas cartesianas ( $X_1, X_2, X_3$ ) y empleando el símbolo  $\sigma_{ij}$  para denotar cual componente actúa en la cara normal a  $X_i$  y en una dirección paralela a  $X_j$ , se puede nombrar a todas las componentes de esfuerzo (Figura 8-5d) y también arreglarlas de forma matricial (Figura 8-5e).

Así,  $\sigma_{13}$  es una componente de esfuerzo que actúa en la cara normal a  $X_1$  y en la dirección de  $X_3$ .

Las componentes de esfuerzo con subíndices iguales se conocen con el nombre de esfuerzos normales ( $\sigma_n$ ), mientras que aquellas en las que los subíndices son diferentes y que actúan paralelas a las caras del cubo son los esfuerzos de cizalla ( $\sigma_s$ ).

El ejemplo ilustrado en la figura 8-5a puede complicarse por variaciones en las magnitudes y en las direcciones de las fuerzas que actúan sobre cada cara del cubo, por lo que es conveniente considerar un cubo infinitesimalmente pequeño para evitar heterogeneidades. Esto se puede lograr si se supone que el pequeño cubo se reduce hasta ser un punto, con lo cual el *esfuerzo en un punto* se define como el límite de la razón fuerza-área cuando el área de cada cara del cubo tiende a cero:

$$\sigma_p = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{F}{A}$$

Es conveniente establecer esta condición por las siguientes razones:

- 1.- La distribución de fuerzas sobre cada cara se aproxima a la uniformidad.
- 2.- Las fuerzas que actúan en caras opuestas se aproximan, una a otra, en magnitud y dirección.
- 3.- Las fuerzas que son capaces de ejercer un giro en el cubo tienden a balancearse.

En cualquier punto "p" de un cuerpo de roca existen un número infinito de planos "P" con diferentes orientaciones. Para cada uno de estos planos existen dos vectores coaxiales de esfuerzo, paralelos y opuestos. Si se dibuja esta familia de vectores alrededor de "p", se obtiene un diagrama como el de la figura 8-6a.

Si se ejerce una presión vertical sobre el plano "P" (Figura 8-6a), sólo existe un vector  $\vec{\sigma}_n$  que representa la fuerza por unidad de área ejercida perpendicularmente sobre el plano "P", que es igual y opuesto a  $\vec{\sigma}_n$ . La familia de todos los vectores alrededor del punto "p" situado en el plano "P", configuran una elipse, la cual se denomina *elipse de esfuerzo*.

Es muy importante comprender que la mayoría de los vectores asociados con la elipse de esfuerzo **no actúan sobre planos perpendiculares a su dirección**, es decir, no son esfuerzos normales y que **sólo existen dos pares de esfuerzos que son perpendiculares entre sí** y que coinciden con los ejes mayor y menor de la elipse.

Lo anterior se puede expresar alternativamente estableciendo que en una elipse de esfuerzo sólo existen cuatro vectores de esfuerzo que tienen componentes de cizalla de valor cero, los cuales son paralelos a los ejes mayor y menor de la elipse y actúan normalmente sobre planos perpendiculares a esos ejes. Estos cuatro vectores son los *esfuerzos principales*, que son perpendiculares entre sí y se designan  $\sigma_1$  para el par con mayor magnitud y  $\sigma_2$  para el par con menor magnitud. Las direcciones de los esfuerzos principales se conocen como *direcciones de los esfuerzos principales* y los planos normales a las direcciones de los esfuerzos principales son llamados *planos principales de esfuerzo* (Figura 8-6b).

Los vectores de esfuerzo alrededor de un punto en tres dimensiones, definen un **elipsoide llamado elipsoide de esfuerzo**, análogo a la elipse de esfuerzo pero con tres ejes perpendiculares entre sí. Los tres esfuerzos principales se designan  $\sigma_1, \sigma_2$  y  $\sigma_3$  y sus magnitudes  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ .

La figura 8-6c muestra las tres secciones de un elipsoide de esfuerzo en donde  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . Este caso es el más común en la naturaleza, en la que casi siempre las magnitudes de los esfuerzos principales son diferentes entre sí mayores que cero.

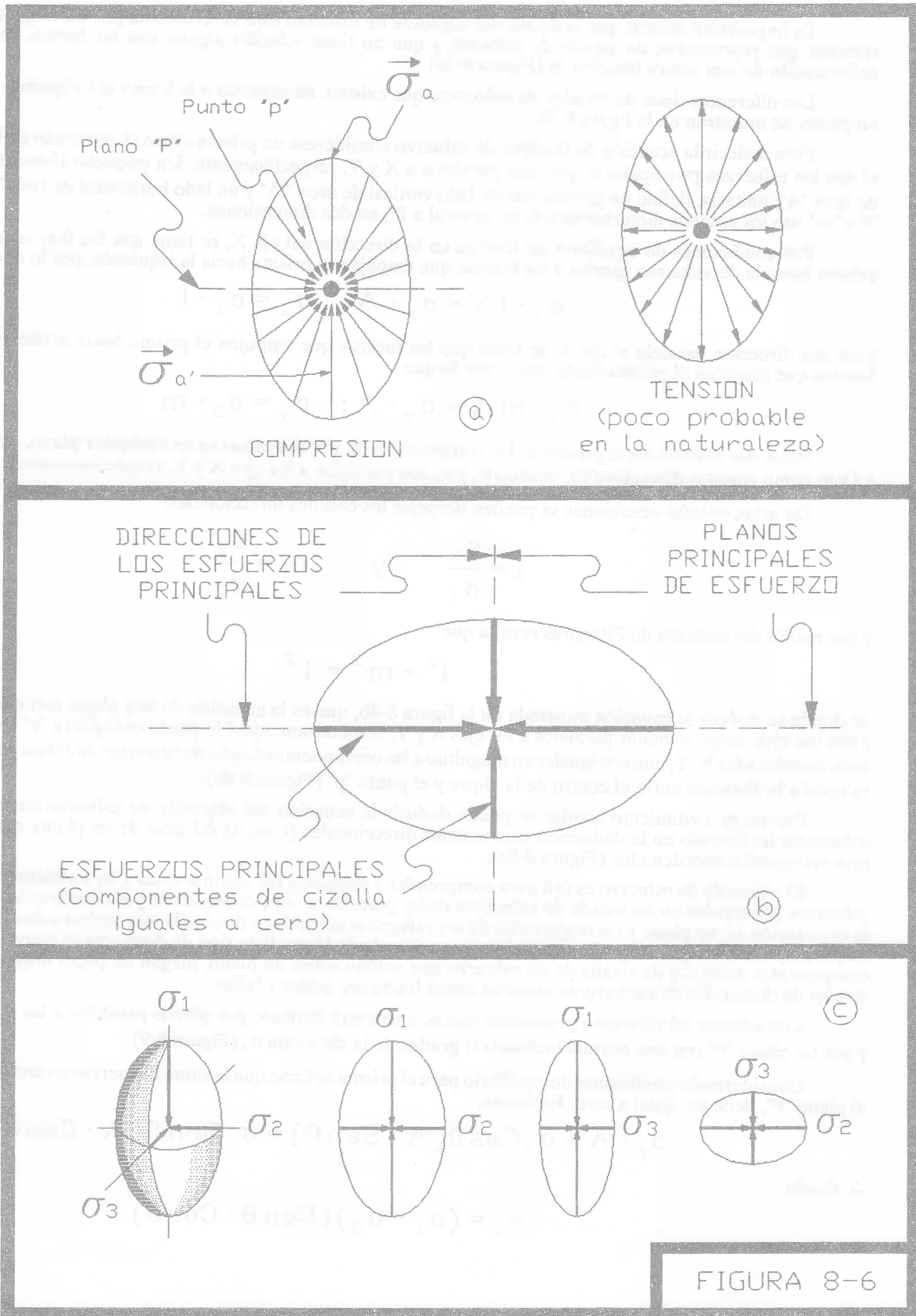


FIGURA 8-6



Es importante aclarar que la forma del elipsoide de esfuerzo está determinada por las magnitudes de los "n" vectores que representan un estado de esfuerzo y que no tiene relación alguna con las formas resultantes de la deformación de una esfera imaginaria (Figura 8-7a).

Los diferentes tipos de estados de esfuerzos que existen, de acuerdo a la forma del elipsoide de esfuerzo en un punto, se muestran en la figura 8-7b.

Para deducir la ecuación de la elipse de esfuerzo considérese un prisma como el mostrado en la figura 8-8, en el que los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  son paralelos a X y Y, respectivamente. Un pequeño elemento del plano "P" de área "A", unitaria, define un prisma con un lado vertical de área "lA" y un lado horizontal de área "mA", en donde "l" y "m" son los cosenos direccionales de la "normal a P", en dos dimensiones.

Por condiciones de equilibrio de fuerzas en la dirección del eje X, se tiene que las fuerzas que empujan el prisma hacia la derecha son iguales a las fuerzas que empujan el prisma hacia la izquierda, por lo que

$$\sigma_1 \cdot lA = \sigma_x \cdot A; \quad \sigma_x = \sigma_1 \cdot l$$

y en una dirección paralela al eje Y, se tiene que las fuerzas que empujan el prisma hacia arriba son iguales a las fuerzas que empujan el prisma hacia abajo, por lo que

$$\sigma_3 \cdot mA = \sigma_y \cdot A; \quad \sigma_y = \sigma_3 \cdot m$$

Estas dos ecuaciones representan las componentes X y Y del esfuerzo en cualquier plano, cuya normal tiene a l y m como cosenos direccionales, cuando  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  son paralelos a los ejes X y Y, respectivamente.

De estas mismas ecuaciones se pueden despejar los cosenos direccionales,

$$l = \frac{\sigma_x}{\sigma_1} \quad \text{y} \quad m = \frac{\sigma_y}{\sigma_3}$$

y por medio del teorema de Pitágoras resulta que

$$l^2 + m^2 = 1^2$$

de donde se deduce la ecuación mostrada en la figura 8-8b, que es la ecuación de una elipse con centro en el origen y con sus ejes mayor y menor paralelos a los ejes X y Y, respectivamente. Un punto cualquiera "p" en la elipse tendrá unas coordenadas X, Y, que son iguales en magnitud a las componentes  $\sigma_x$  y  $\sigma_y$ , de un vector de esfuerzo  $\vec{\sigma}$  cuya magnitud es igual a la distancia entre el centro de la elipse y el punto "p" (Figura 8-8b).

Por un procedimiento similar se puede deducir la ecuación del elipsoide de esfuerzo en tres dimensiones, solamente incluyendo en la deducción tres cosenos direccionales (l, m, n) del polo de un plano, con respecto a tres ejes ortogonales coordenados (Figura 8-8c).

El elipsoide de esfuerzo es útil para comprender y visualizar las orientaciones y las magnitudes relativas de los esfuerzos principales en un estado de esfuerzos dado, pero no es muy conveniente para mostrar las relaciones entre la orientación de un plano y las magnitudes de los esfuerzos normales y de cizalla que actúan sobre éste. Para esto es mejor emplear el diagrama gráfico conocido como *Círculo de Mohr*. Este tipo de diagrama es conveniente porque las componentes normal y de cizalla de un esfuerzo que actúan sobre un plano, juegan un papel muy importante en las teorías de desarrollo de estructuras planares como fracturas, juntas y fallas.

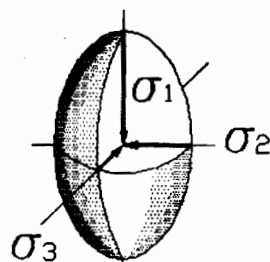
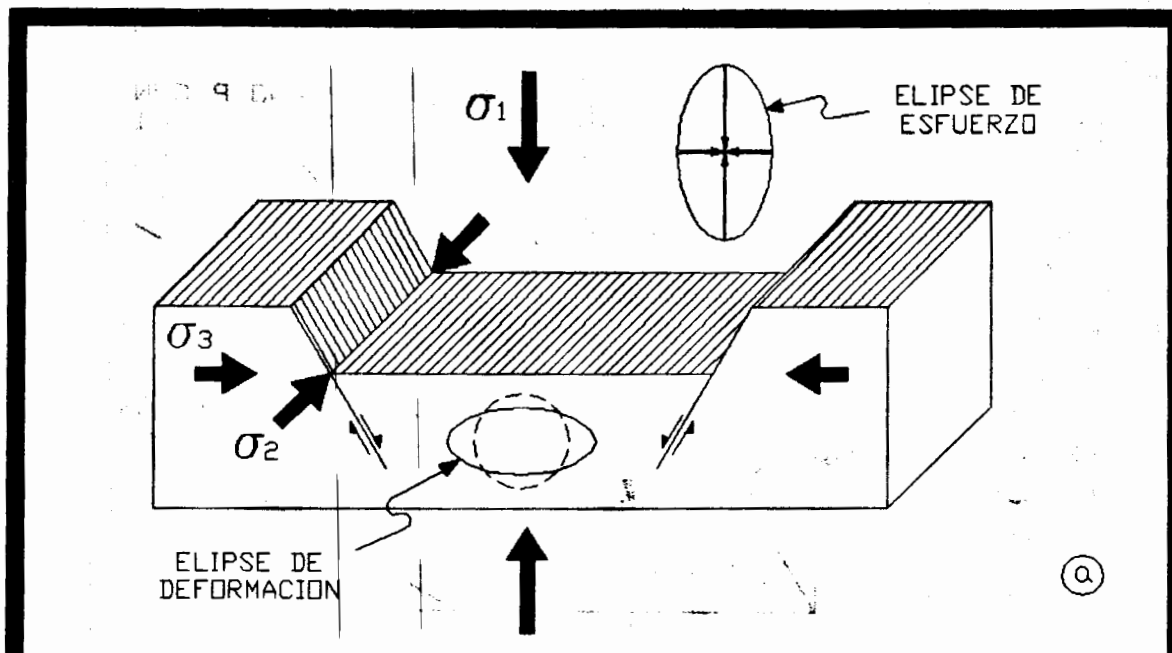
Considérese un elemento prismático que se encuentra limitado por planos paralelos a las direcciones  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  y por un plano "P" con una normal inclinada  $\theta$  grados de la dirección  $\sigma_1$  (Figura 8-9).

Considerando condiciones de equilibrio para el prisma se tiene que la suma de fuerzas en una dirección paralela al plano "P", debe ser igual a cero. Entonces,

$$\sigma_c \cdot A + \sigma_3 \text{Cos } \theta (A \cdot \text{Sen } \theta) = \sigma_1 \text{Sen } \theta (A \cdot \text{Cos } \theta)$$

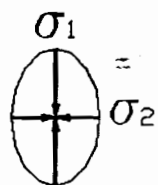
de donde,

$$\sigma_c = (\sigma_1 - \sigma_3) (\text{Sen } \theta \cdot \text{Cos } \theta)$$



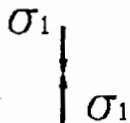
ESTADO DE ESFUERZO TRIAXIAL

LOS TRES ESFUERZOS PRINCIPALES SON MAYORES QUE CERD ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 > 0$ )



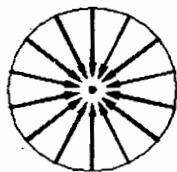
ESTADO DE ESFUERZO BIAxIAL

SOLO DOS DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES SON MAYORES QUE CERD ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 > 0 = \sigma_3$ )



ESTADO DE ESFUERZO UNIAxIAL

SOLO UNO DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES ES MAYOR QUE CERD ( $\sigma_1 > 0 = \sigma_2 = \sigma_3$ )



ESTADO DE ESFUERZO HIDROSTATICO

TAMBIEN CONOCIDO COMO PRESION HIDROSTATICA. LOS TRES ESFUERZOS PRINCIPALES SON MAYORES QUE CERD E IGUALES ENTRE SI ( $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ )

FIGURA 8-7

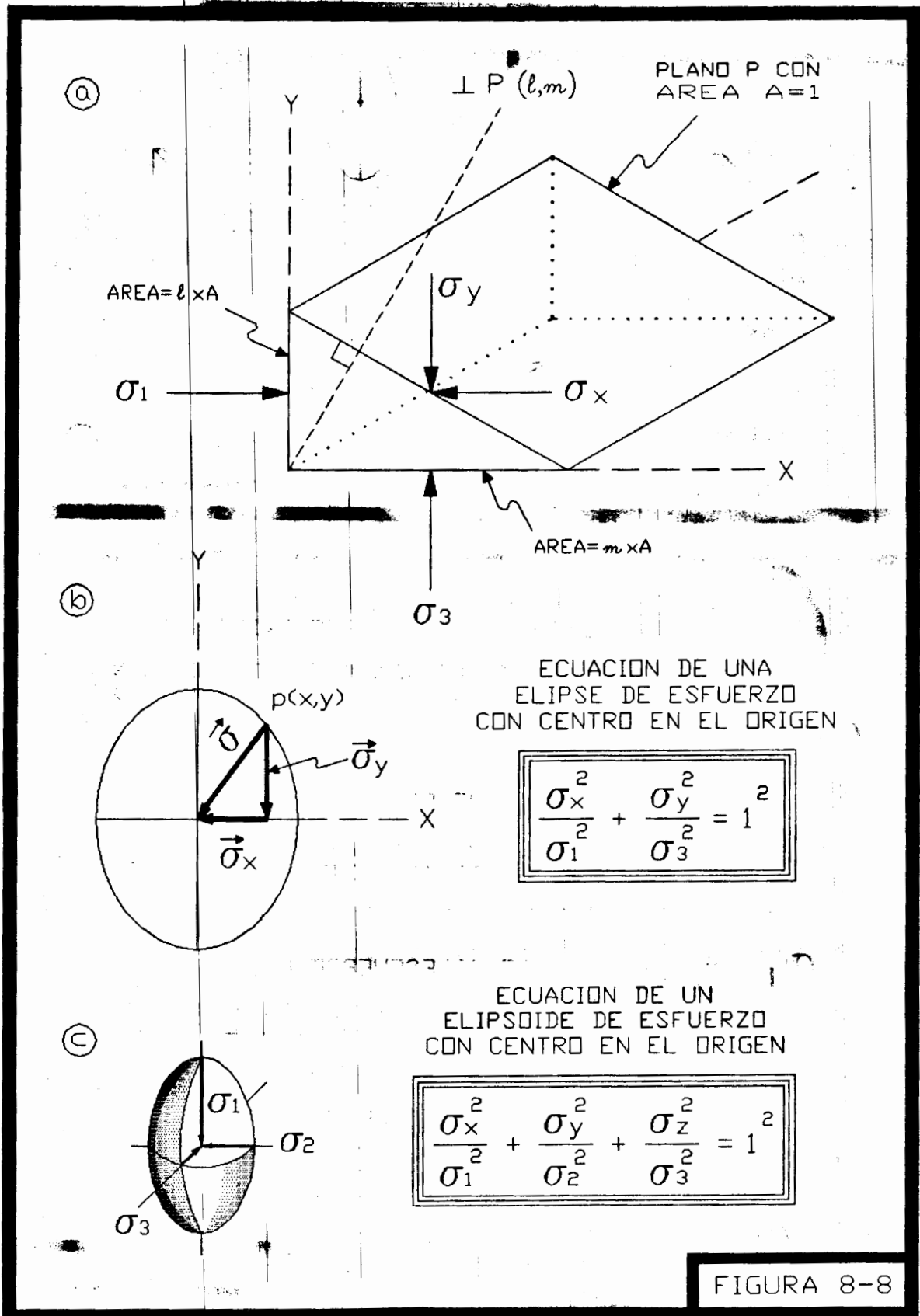
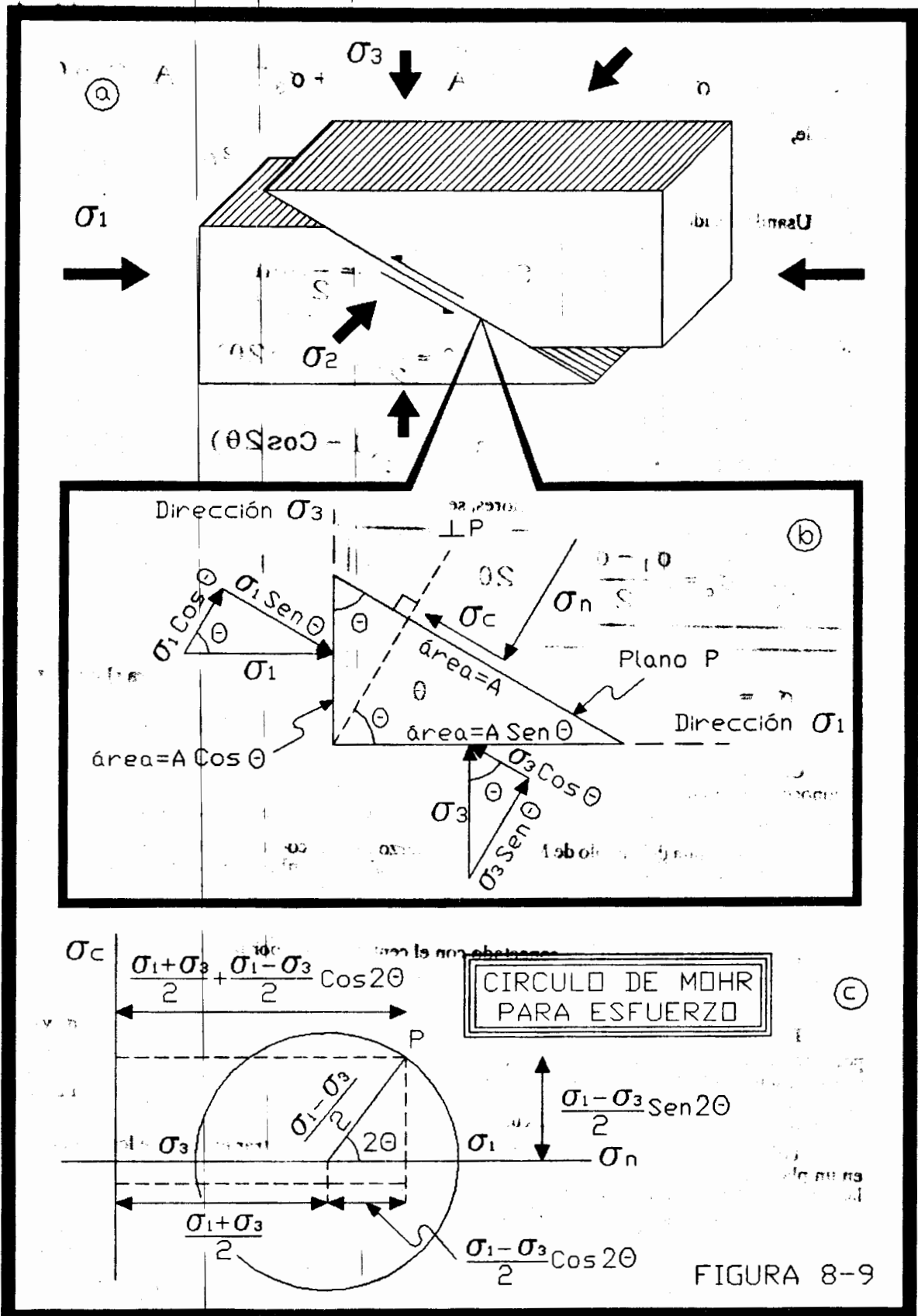


FIGURA 8-8



De la misma manera, considerando condiciones de equilibrio en una dirección paralela a la normal a P, se tiene que:

$$\sigma_n \cdot A = \sigma_1 \cos \theta (A \cdot \cos \theta) + \sigma_3 \sin \theta (A \cdot \sin \theta)$$

de donde,

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta$$

Usando las identidades trigonométricas:

$$\sin \theta \cdot \cos \theta = \frac{1}{2} \sin 2\theta$$

$$\cos^2 \theta = \frac{1}{2} (1 + \cos 2\theta)$$

$$\sin^2 \theta = \frac{1}{2} (1 - \cos 2\theta)$$

y sustituyéndolas en las ecuaciones anteriores, se obtienen las siguientes ecuaciones que rigen el diagrama de Mohr:

$$\sigma_c = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta$$

Ecuación para el esfuerzo de cizalla

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta$$

Ecuación para el esfuerzo normal

Con estas ecuaciones es posible calcular el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal sobre cualquier plano, si se conocen de antemano los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  y el ángulo  $\theta$  que forma la normal al plano y el esfuerzo principal mayor  $\sigma_1$ . En la figura 8-9c se ilustra el círculo de Mohr y las componentes geométricas que lo constituyen.

En el diagrama del círculo de Mohr para esfuerzo los ejes coordinados son graduados en unidades de esfuerzo (bares, pascales, kg/cm<sup>2</sup>, etc.), conservando la misma escala para ambos ejes. Los puntos localizados en el eje horizontal  $\sigma_n$ , son siempre correspondientes a los valores de los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ . El círculo es entonces dibujado localizando su centro en el eje  $\sigma_n$ , a una distancia del origen igual a  $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$  (Figura 8-9c).

Un punto P en el círculo es conectado con el centro de éste por medio de una línea que tiene una inclinación  $2\theta^\circ$  con respecto al eje  $\sigma_n$ , por lo que las coordenadas del punto P son exactamente las funciones derivadas para el esfuerzo normal y el esfuerzo de cizalla.

Entonces, se puede concluir que cualquier punto P en el círculo tiene coordenadas  $\sigma_n$  y  $\sigma_c$  iguales a las componentes normal y de cizalla de un vector de esfuerzo que actúa sobre el plano P. Así, se concluye que el círculo de este diagrama contiene un número infinito de puntos que representan los esfuerzos que actúan sobre planos con todas las inclinaciones posibles, o sea, todos los posibles valores de  $2\theta$ . Este círculo representa el estado bidimensional de esfuerzo en un plano contenido en un cuerpo.

Utilizando el círculo de Mohr, supóngase que se desea encontrar el valor de los esfuerzos normal y de cizalla en un plano que se inclina  $33^\circ$  con respecto a la dirección del esfuerzo principal mayor, de acuerdo con los datos de las figuras 8-10a y 8-10b. Los resultados obtenidos en las figuras citadas pueden ser verificados usando las fórmulas:

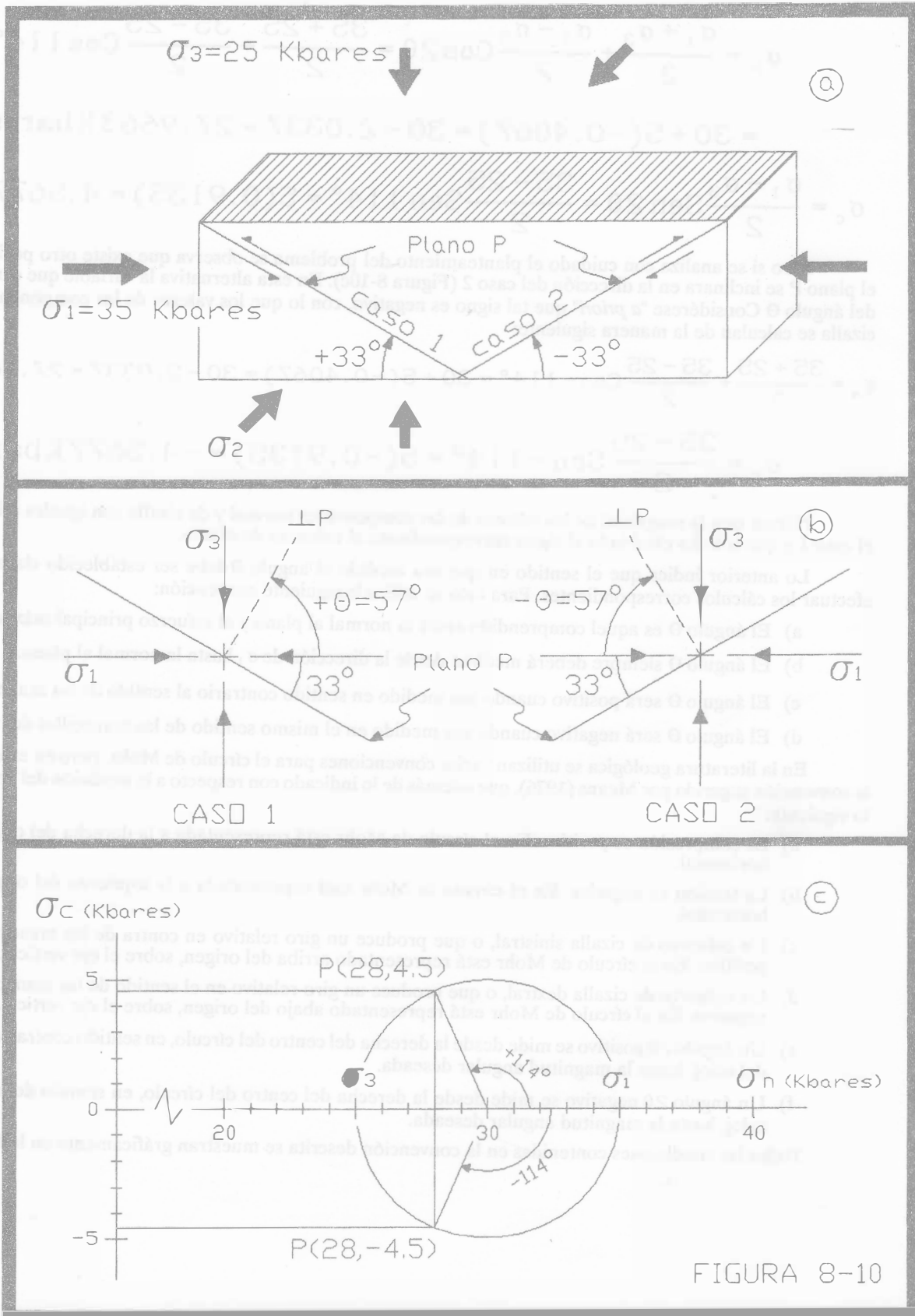


FIGURA 8-10

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta = \frac{35 + 25}{2} + \frac{35 - 25}{2} \cos 114^\circ =$$

$$= 30 + 5(-0.4067) = 30 - 2.0337 = 27.9663 \text{ Kbares}$$

$$\sigma_c = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \text{Sen } 2\theta = \frac{35 - 25}{2} \text{Sen } 114^\circ = 5(0.9135) = 4.5677 \text{ Kbares}$$

Pero si se analiza con cuidado el planteamiento del problema se observa que existe otro posible resultado si el plano P se inclinara en la dirección del caso 2 (Figura 8-10c). En ésta alternativa la variable que cambia es el signo del ángulo  $\theta$ . Considérese "a priori" que tal signo es negativo, con lo que los valores de las componentes normal y de cizalla se calculan de la manera siguiente:

$$\sigma_n = \frac{35 + 25}{2} + \frac{35 - 25}{2} \cos -114^\circ = 30 + 5(-0.4067) = 30 - 2.0337 = 27.9663 \text{ Kbares}$$

$$\sigma_c = \frac{35 - 25}{2} \text{Sen } -114^\circ = 5(-0.9135) = -4.5677 \text{ Kbares}$$

Nótese que la magnitud de los valores de las componentes normal y de cizalla son iguales a los obtenidos en el caso 1 y que sólo ha cambiado el signo correspondiente al esfuerzo de cizalla.

Lo anterior indica que el sentido en que sea medido el ángulo  $\theta$  debe ser establecido claramente antes de efectuar los cálculos correspondientes. Para esto se utiliza la siguiente convención:

- El ángulo  $\theta$  es aquel comprendido entre la normal al plano y el esfuerzo principal máximo.
- El ángulo  $\theta$  siempre deberá medirse desde la dirección de  $\sigma_1$  hasta la normal al plano.
- El ángulo  $\theta$  será positivo cuando sea medido en sentido contrario al sentido de las manecillas del reloj.
- El ángulo  $\theta$  será negativo cuando sea medido en el mismo sentido de las manecillas del reloj.

En la literatura geológica se utilizan varias convenciones para el círculo de Mohr, pero en este libro se seguirá la convención sugerida por Means (1976), que además de lo indicado con respecto a la medición del ángulo  $\theta$  establece lo siguiente:

- La compresión es positiva. En el círculo de Mohr está representada a la derecha del origen, sobre el eje horizontal.
- La tensión es negativa. En el círculo de Mohr está representada a la izquierda del origen, sobre el eje horizontal.
- Un esfuerzo de cizalla sinistral, o que produce un giro relativo en contra de las manecillas del reloj, es positivo. En el círculo de Mohr está representado arriba del origen, sobre el eje vertical.
- Un esfuerzo de cizalla dextral, o que produce un giro relativo en el sentido de las manecillas del reloj, es negativo. En el círculo de Mohr está representado abajo del origen, sobre el eje vertical.
- Un ángulo  $2\theta$  positivo se mide desde la derecha del centro del círculo, en sentido contrario a las manecillas del reloj, hasta la magnitud angular deseada.
- Un ángulo  $2\theta$  negativo se mide desde la derecha del centro del círculo, en sentido de las manecillas del reloj, hasta la magnitud angular deseada.

Todas las condiciones contenidas en la convención descrita se muestran gráficamente en la figura 8-11.

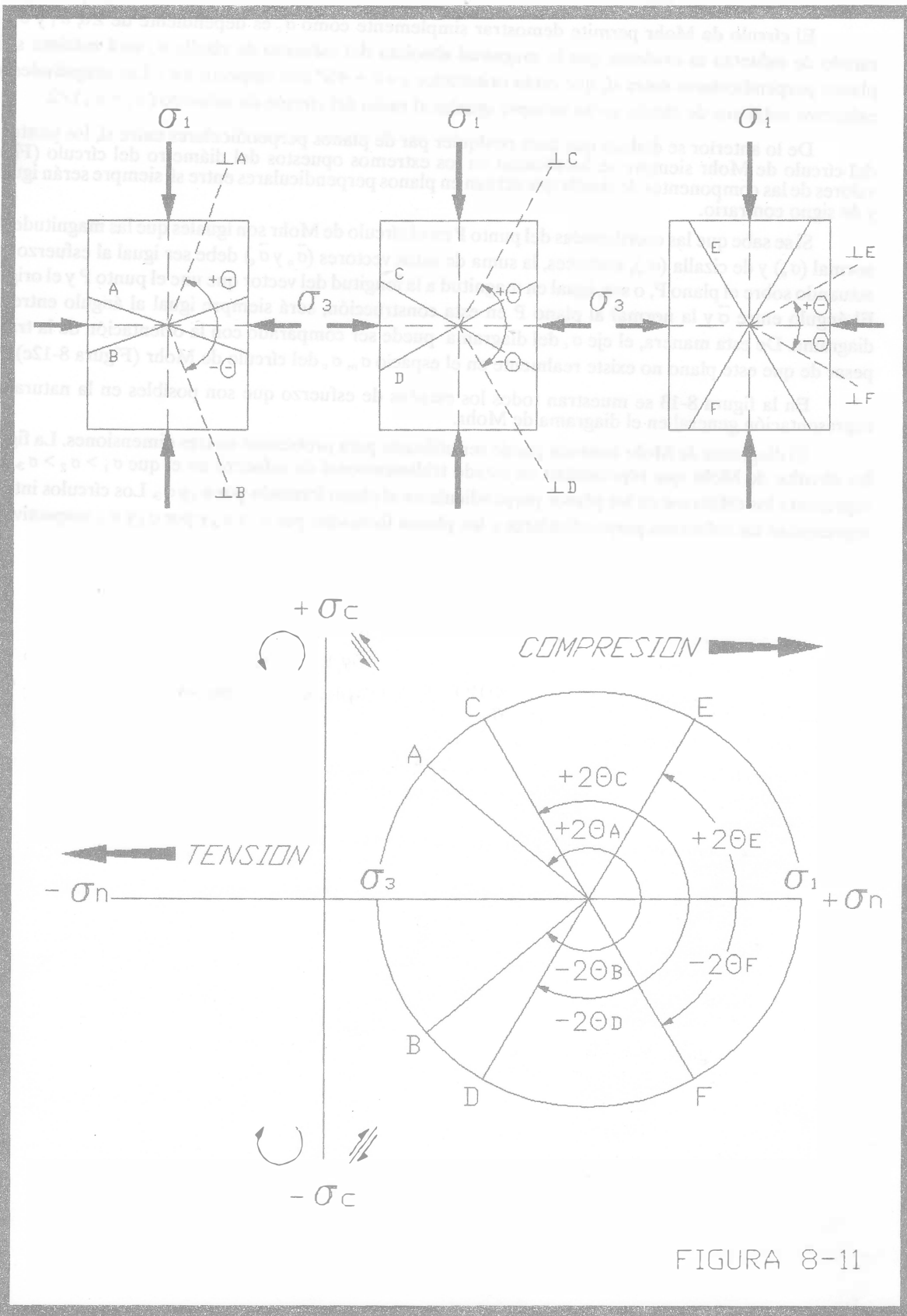


FIGURA 8-11



El círculo de Mohr permite demostrar simplemente como  $\sigma_c$  es dependiente de  $2\theta$ ,  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ . Para cualquier estado de esfuerzo es evidente que la magnitud absoluta del esfuerzo de cizalla  $\sigma_c$  será máxima solamente en dos planos perpendiculares entre sí, que están orientados a  $\pm\theta = 45^\circ$  con respecto a  $\sigma_1$ . Las magnitudes absolutas de los esfuerzos máximos de cizalla serán siempre iguales al radio del círculo de esfuerzo  $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ .

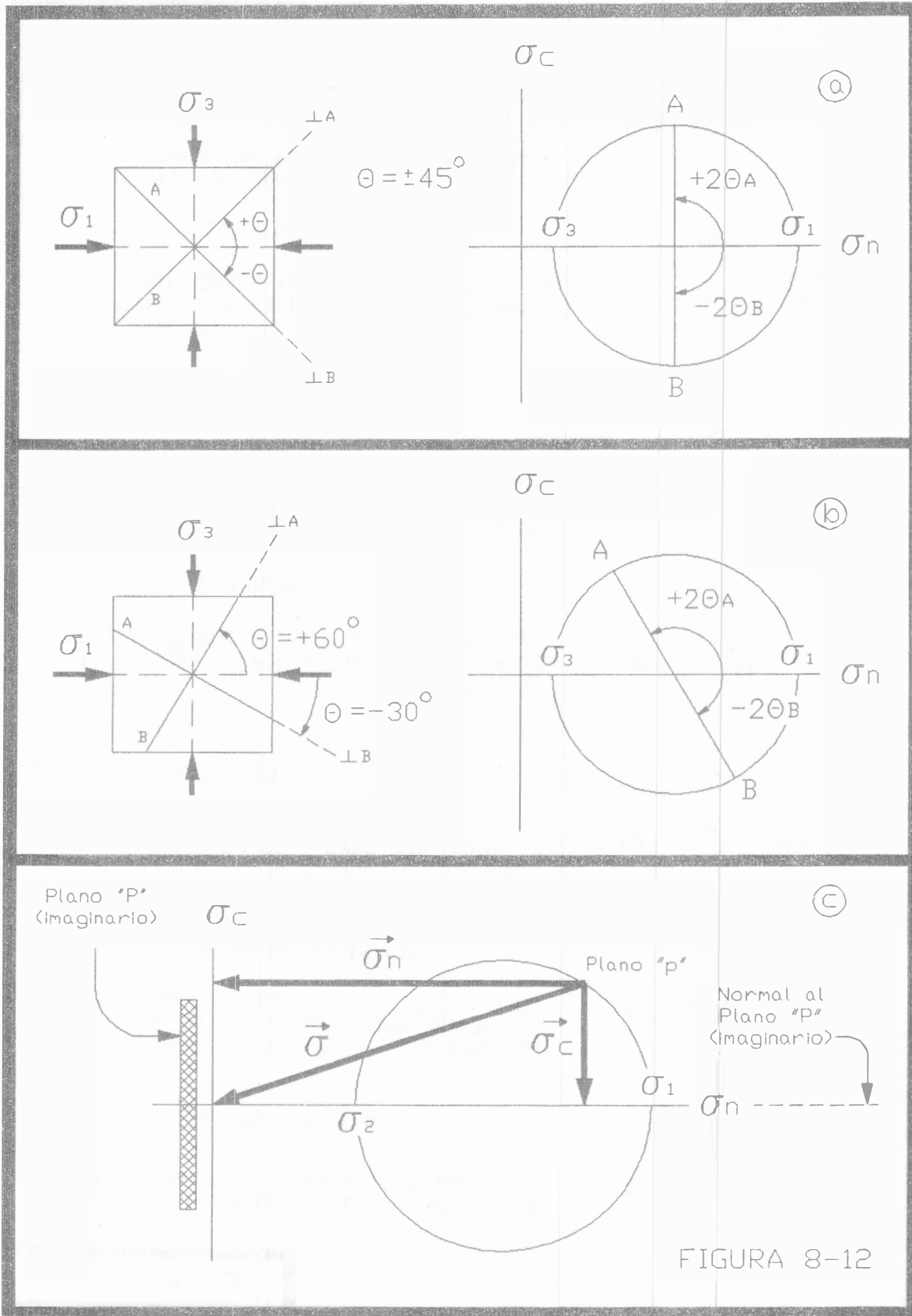
De lo anterior se deduce que para cualquier par de planos perpendiculares entre sí, los puntos en el diagrama del círculo de Mohr siempre se localizarán en los extremos opuestos del diámetro del círculo (Figura 8-12b). Los valores de las componentes de cizalla que actúan en planos perpendiculares entre sí, siempre serán iguales en magnitud y de signo contrario.

Si se sabe que las coordenadas del punto P en el círculo de Mohr son iguales que las magnitudes de los esfuerzos normal ( $\sigma_n$ ) y de cizalla ( $\sigma_c$ ), entonces, la suma de estos vectores ( $\vec{\sigma}_n$  y  $\vec{\sigma}_c$ ) debe ser igual al esfuerzo total ( $\vec{\sigma}$ ) que está actuando sobre el plano P, o sea, igual en magnitud a la longitud del vector que une el punto P y el origen del diagrama. El ángulo entre  $\vec{\sigma}$  y la normal al plano P en esta construcción, será siempre igual al ángulo entre  $\vec{\sigma}$  y el eje  $\sigma_n$  del diagrama. De esta manera, el eje  $\sigma_c$  del diagrama puede ser comparado con la orientación de la traza del plano P, a pesar de que este plano no existe realmente en el espacio  $\sigma_n$ ,  $\sigma_c$  del círculo de Mohr (Figura 8-12c).

En la figura 8-13 se muestran todos los estados de esfuerzo que son posibles en la naturaleza, así como su representación general en el diagrama de Mohr.

El diagrama de Mohr también puede ser utilizado para problemas en tres dimensiones. La figura 8-14 muestra los círculos de Mohr que representan un estado tridimensional de esfuerzo en el que  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . El círculo mayor representa los esfuerzos en los planos perpendiculares al plano formado por  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ . Los círculos intermedio y menor, representan los esfuerzos perpendiculares a los planos formados por  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  y por  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , respectivamente.





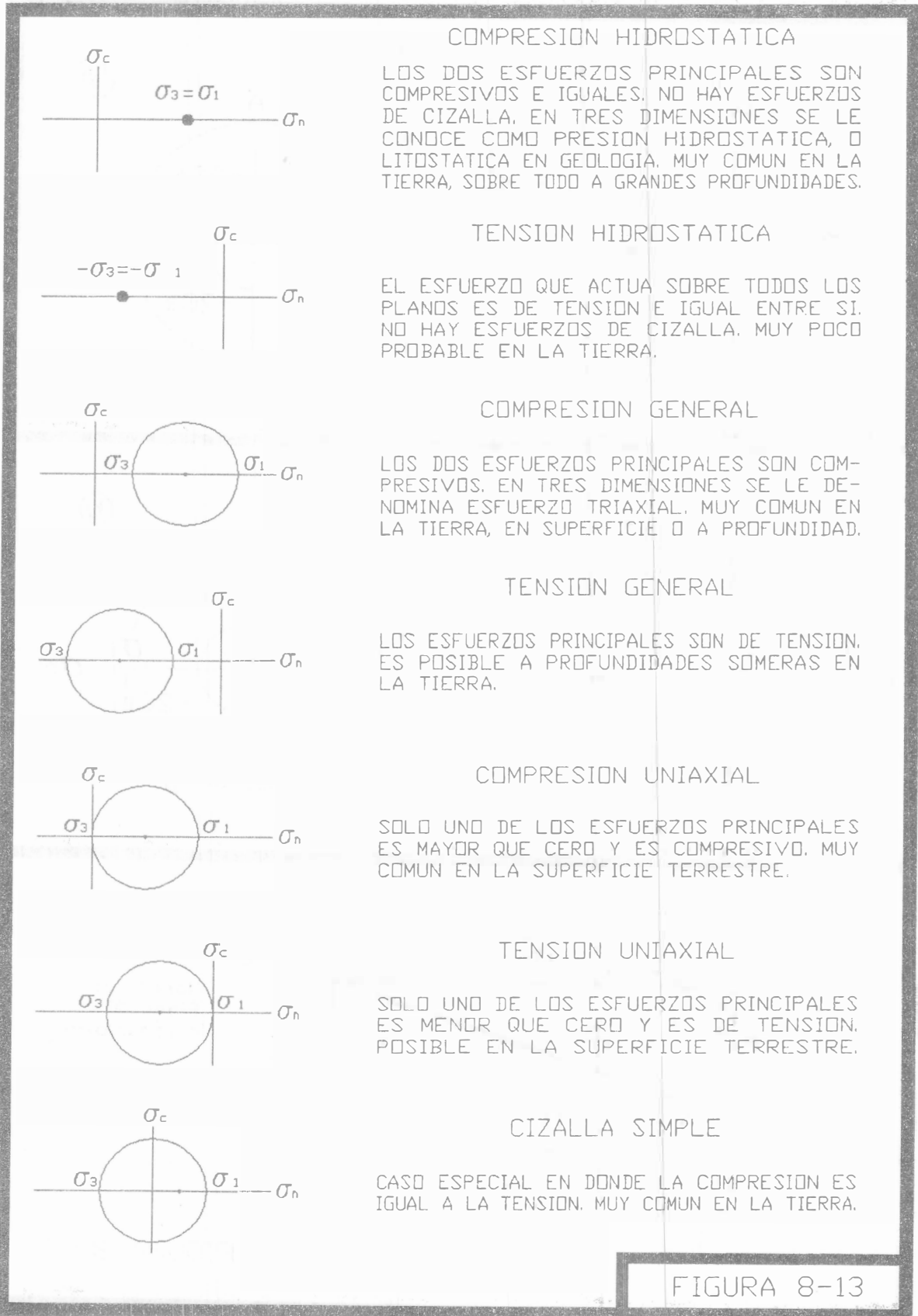
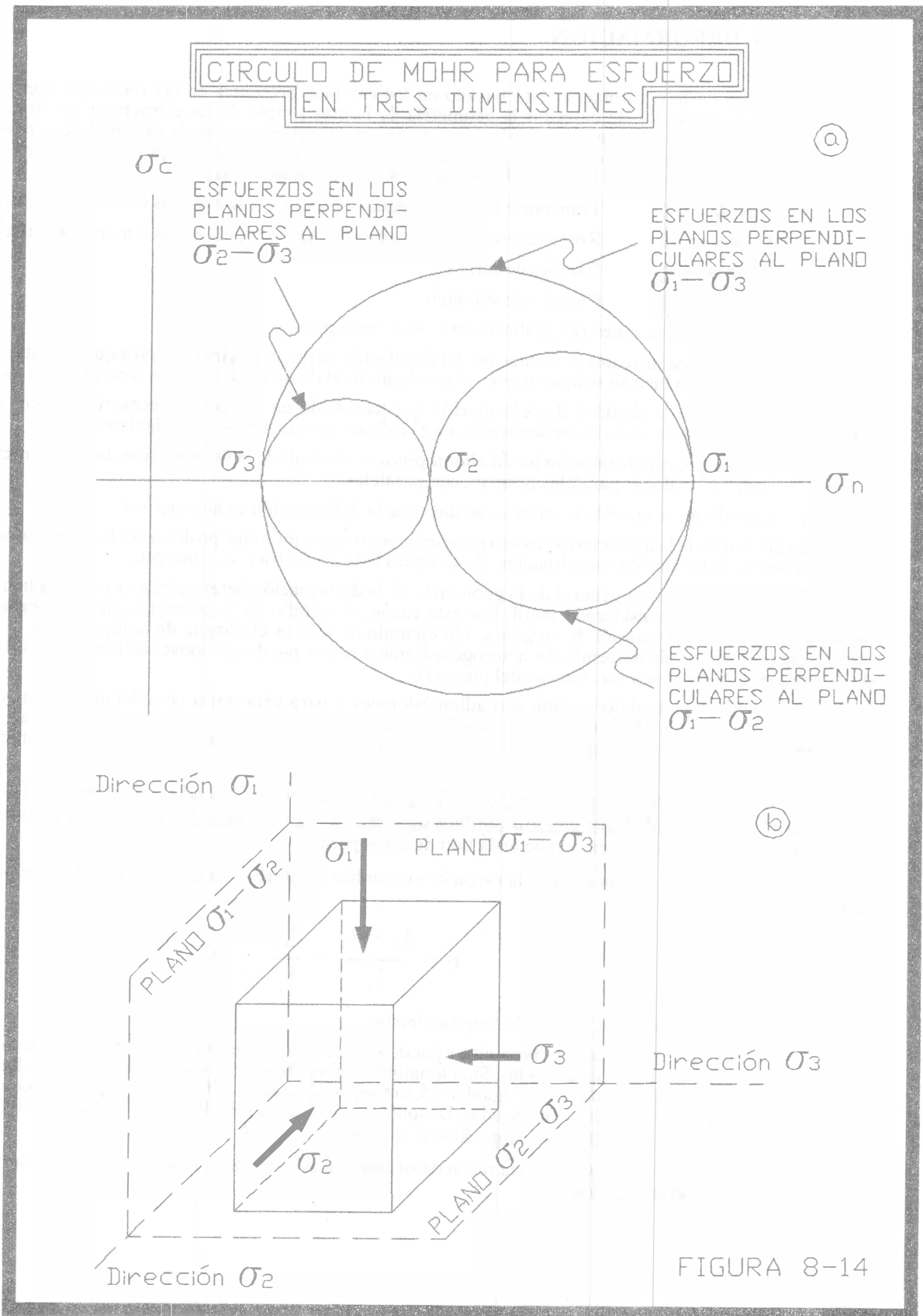


FIGURA 8-13



## 9.- DEFORMACION.

El estudio de la deformación está basado en los cambios presentes en las rocas que han estado sujetas a esfuerzos, por lo que tratar de describir la geometría de la más simple de las estructuras puede ser una empresa complicada. Así, *deformación* se ha definido como la expresión geométrica de la cantidad de cambios de posición, forma y/o de volumen causada por la acción de un estado de esfuerzo sobre un cuerpo. Se dice que existe deformación cuando una roca ha estado bajo la acción de alguno de los procesos siguientes:

- a.- **Traslación:** Transporte relativo a algún sistema de coordenadas o marco de referencia.
- b.- **Rotación:** Rotar con respecto a algún sistema de coordenadas o marco de referencia.
- c.- **Distorsión:** Cambio de forma.
- d.- **Dilación:** Cambio de volumen.

En la figura 9-1a se muestran gráficamente estos conceptos.

Cuando una roca sufre una deformación, ésta se efectúa en pequeños incrementos que van alterando la posición del cuerpo, su forma, o bien su volumen; pero el resultado final de una deformación siempre será un cambio.

Para cuantificar la cantidad de deformación que ha sufrido un cuerpo, es necesario conocer los tipos que de ésta existen, de acuerdo a criterios geométricos. La clasificación más simple es la siguiente:

- a).- Se dice que la deformación ha sido *homogénea* si, después de la deformación, las líneas rectas permanecen rectas y las líneas paralelas permanecen paralelas.
- b).- Cuando no se cumple lo anterior se dice que la deformación es *heterogénea*.

En el estudio de la deformación es una práctica común separar un cuerpo deformado en porciones que muestren las dos clases de deformación mencionadas. En la figura 9-1b se ilustra este concepto.

La teoría matemática general de la geometría de la deformación heterogénea es extremadamente compleja y para fines prácticos es considerada inútil. Por ésta razón, el estudio de la geometría de la deformación se enfoca principalmente a la deformación homogénea. Un ejemplo de esto es el pliegue de la figura 9-1b, el cual representa en su totalidad un caso de deformación heterogénea, que a su vez puede ser convenientemente dividido en dominios de deformación homogénea (*i.e.* flancos del pliegue).

Las medidas de la deformación son adimensionales y para expresarla completamente basta establecer dos parámetros: (1) el cambio de longitud de alguna línea usada como referencia y (2) el cambio de relación angular entre dos líneas usadas como referencia. Utilizando estos dos parámetros puede medirse cualquier geometría de la deformación.

Las cantidades que expresan cambios de longitud son la elongación ( $\epsilon$ ), el estiramiento ( $S$ ) y la elongación cuadrática ( $\lambda$ ) y La cantidad que expresa cambios de relación angular entre dos líneas es la deformación de cizalla ( $\gamma$ ). A continuación se explica en detalle cada uno de estos parámetros.

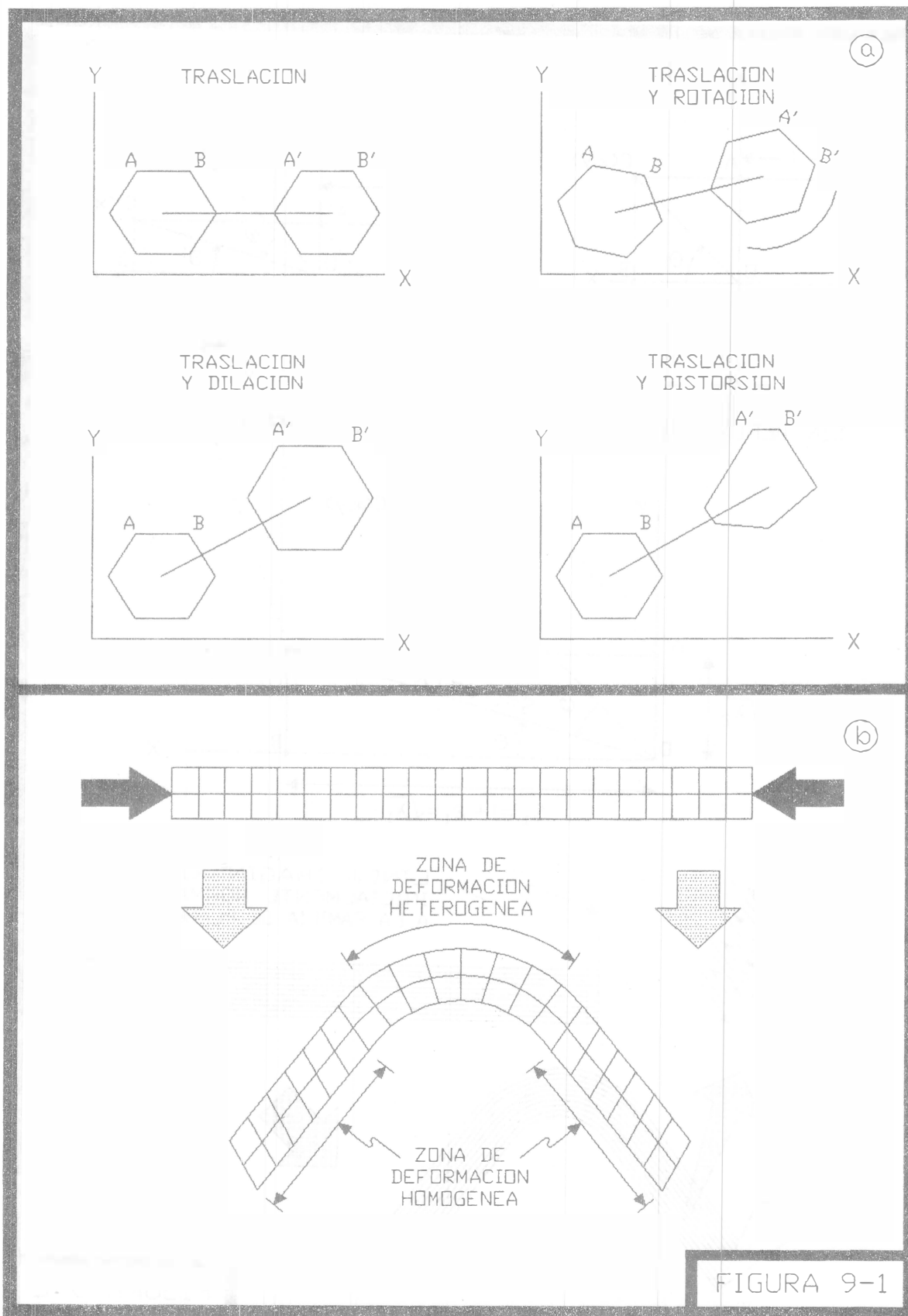
La *elongación* " $\epsilon$ " de una línea es la razón de su cambio de longitud después de la deformación con respecto a su longitud inicial. Así,

$$\epsilon = \frac{l_f - l_i}{l_i} = \frac{\Delta l}{l_i}$$

en donde " $l_f$ " es la longitud final y " $l_i$ " es la longitud inicial.

La elongación se expresa en porcentajes y puede ser positiva o negativa. La figura 9-2a muestra un ejemplo en donde las líneas OA y OB son deformadas. Si la longitud original de ambas líneas es unitaria y la longitud final de la línea OA' fue de 0.5 y la de la línea OB' igual a 1.5, entonces, aplicando la fórmula de la elongación en cada una de ellas se puede calcular cuanto fueron elongadas. Después de efectuar el cálculo se concluye que la línea OA' se acortó 50% ( $\epsilon = -0.5$ ) y que la línea OB' se alargó 50% ( $\epsilon = 0.5$ ).

El *estiramiento* " $S$ " de una línea es la razón de su longitud después de la deformación, con respecto a su longitud inicial y se expresa con la ecuación



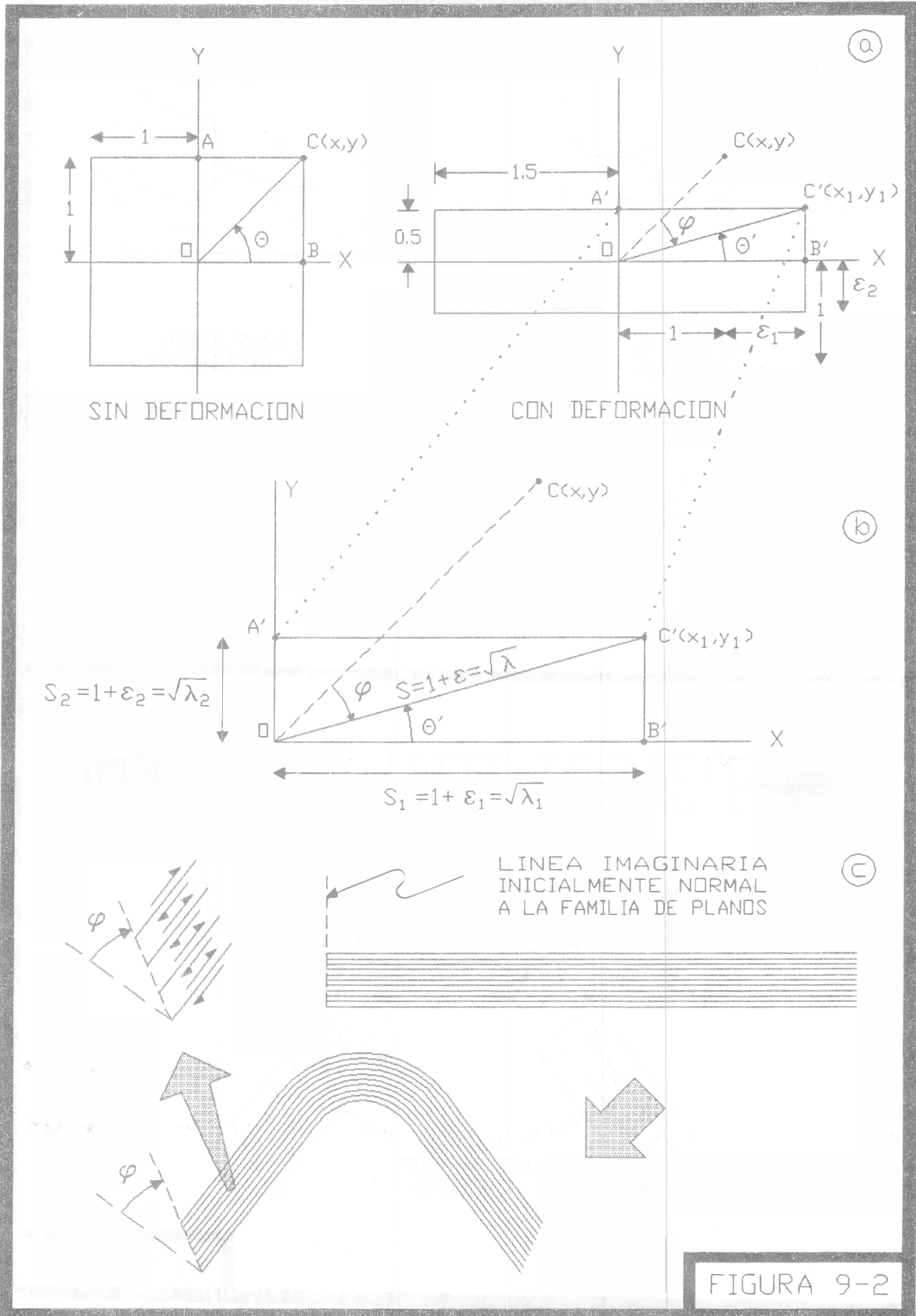


FIGURA 9-2

$$S = \frac{l_f}{l_i} = (1 + \epsilon)$$

Si se aplica la fórmula del estiramiento a las líneas OA' y OB' del ejemplo de la figura 9-2a, se obtendrán los siguientes resultados: OA' = 0.5 y OB' = 1.5. De aquí se deduce que la línea OA' se acortó y que la línea OB' se alargó, ambas un 50%.

Con base en lo anterior se concluye que los estiramientos de una línea siempre serán positivos, aún en el caso de acortamientos. Si el estiramiento es mayor que la unidad, entonces la línea ha sufrido un alargamiento. Si el estiramiento es menor que la unidad, entonces la línea habrá sido acortada.

La *elongación cuadrática* de una línea ( $\lambda$ ) es el cuadrado del estiramiento, de tal manera que:

$$\lambda = S^2 = (1 + \epsilon)^2 = \left(\frac{l_f}{l_i}\right)^2$$

La elongación cuadrática es un término alternativo para expresar el cambio de longitud de una línea y su significado es más comprensible si se analiza la figura 9-2b. Supóngase que la mayor deformación ocurrió en la dirección del eje X, o sea que la línea OB se alargó más de lo que se acortó la línea OA en la dirección del eje Y. Así es posible establecer que el estiramiento (alargamiento) de la línea OB después de la deformación fue

$$OB' = S_1 = 1 + \epsilon_1 = \sqrt{\lambda_1}$$

y que el estiramiento (acortamiento) de la línea OA después de la deformación fue

$$OA' = S_2 = 1 + \epsilon_2 = \sqrt{\lambda_2}$$

Con lo anterior se muestran gráficamente las relaciones existentes entre la elongación, el estiramiento y la elongación cuadrática, pero también se demuestra que la ecuación de la elipse de deformación es consistente con éstos parámetros y que puede ser expresada en términos de elongaciones  $\left(\frac{x^2}{\epsilon_1^2} + \frac{y^2}{\epsilon_2^2} = 1\right)$  estiramientos  $\left(\frac{x^2}{s_1^2} + \frac{y^2}{s_2^2} = 1\right)$ , o bien, elongaciones cuadráticas  $\left(\frac{x^2}{\lambda_1} + \frac{y^2}{\lambda_2} = 1\right)$ . Más adelante se tratará en detalle lo relativo a elipse y elipsoide de deformación.

El segundo parámetro necesario para definir una deformación es el cambio de relación angular entre dos líneas de referencia, o también llamado *deformación de cizalla* ( $\gamma$ ). La primera línea (OC) (Figura 9-2a) es considerada antes de la deformación y la segunda línea (OC') (Figuras 9-2a y 9-2b) después de ocurrida la misma. El ángulo que existe entre ellas es denominado *ángulo de cizalla* ( $\phi$ ) y su relación con la deformación de cizalla se expresa por

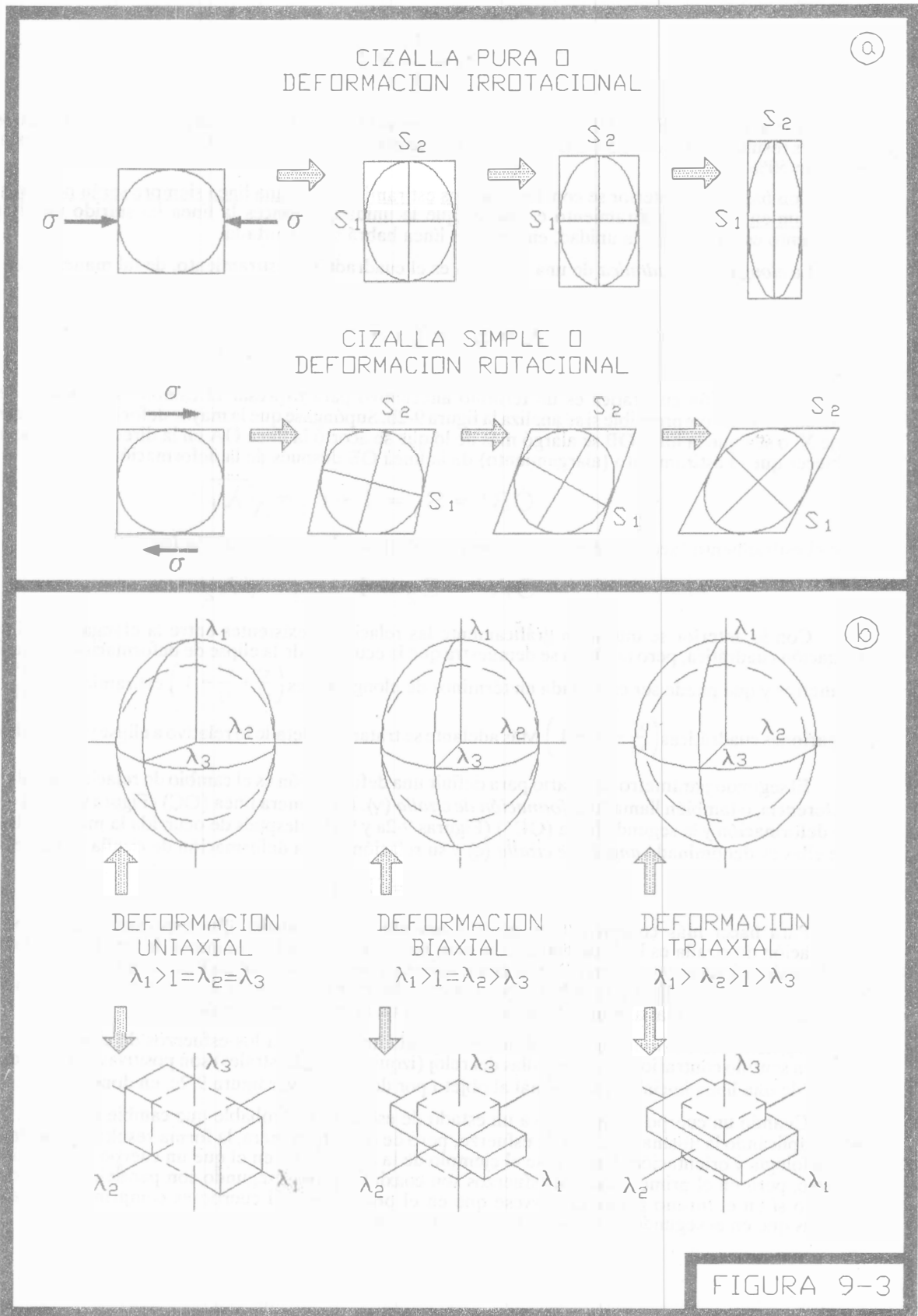
$$\gamma = \text{Tan } \phi$$

Para hacer más comprensibles, geológicamente, las cantidades que expresan cizalleo, basta decir que la deformación de cizalla es la distancia angular que han sido cizalleadas las líneas de una familia dada con respecto a otra línea de referencia y, se describe por conveniencia, como la orientación final de una línea que fue originalmente perpendicular a la familia. En la figura 9-2c se puede observar que después de plegar un grupo de hojas de papel, una línea inicialmente normal al plano de las hojas, forma un ángulo " $\phi$ " menor de 90°.

Siguiendo la convención utilizada en el capítulo anterior para los esfuerzos de cizalla, las deformaciones de cizalla en sentido contrario a las manecillas del reloj (izquierdas o sinistralas) son positivas. La medida debe efectuarse a partir de una línea inicialmente normal al objeto por deformar (ver figura 9-2c, en donde  $\phi$  es negativo).

Cuando un cuerpo es sometido a un estado de esfuerzo es probable que cambie su forma. Existen dos casos en que aplicando la misma cantidad de esfuerzo, pero de distinta manera, la forma resultante puede tener diferencias en morfología y orientación. Supóngase el ejemplo de la figura 9-3a, en el que un cuerpo es sometido a un estado de esfuerzo, pero en el primer caso los esfuerzos son coaxiales y en el segundo son paralelos y no actúan en el mismo eje, pero sí en el mismo plano. Obsérvese que en el primer caso el cuerpo es comprimido y alargado solamente, mientras que en el segundo, además de lo anterior es también rotado.





Si las orientaciones de los ejes principales de deformación permanecen perpendiculares durante la deformación, ésta se denomina *irrotacional*, o *cizalla pura*. Pero si ha ocurrido un cambio en la ortogonalidad de las direcciones principales, entonces la deformación se describe como *rotacional*, o *cizalla simple*. La figura 9-3a ilustra un ejemplo de ambos casos.

En cualquier deformación homogénea, las partículas que forman la superficie de una esfera en un estado sin deformar, formarán la superficie de un elipsoide después de la deformación. Este cuerpo es llamado *elipsoide de deformación* (Figura 9-3b).

Como cualquier otro elipsoide, el de deformación tiene tres planos principales de simetría, los cuales son perpendiculares entre sí y son conocidos como *planos principales de deformación*. Los ejes mayor, intermedio y menor del elipsoide también son perpendiculares entre sí, yacen en las intersecciones de los planos de simetría y son denominados *direcciones principales de deformación*. La dirección con un subíndice "1" es la correspondiente al eje mayor y las direcciones con subíndices "2" y "3", son los ejes intermedio y menor, respectivamente.

Si se supone que el radio de una esfera inicial es 1, entonces la longitud del eje mayor del elipsoide de deformación debe ser  $\sqrt{\lambda_1}$ , o  $S_1$ , o  $\epsilon_1$ ; en donde  $\lambda_1$  es la elongación cuadrática,  $S_1$  es el estiramiento y  $\epsilon_1$  es la elongación de una línea de partículas a lo largo de la dirección del eje mayor. Lo mismo es aplicable para las direcciones  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$ . Las magnitudes de las elongaciones cuadráticas  $\lambda_1, \lambda_2$  y  $\lambda_3$  se denominan *deformaciones principales*, mismas que también pueden ser expresadas en términos de estiramientos ( $S_1, S_2$  y  $S_3$ ), o bien de elongaciones ( $\epsilon_1, \epsilon_2$  y  $\epsilon_3$ ), dependiendo de la naturaleza del problema que se desee resolver.

Una particularidad de los planos y ejes principales de deformación es que siempre se van a conservar perpendiculares entre sí. Más aún, ningún otro par o trío de líneas y planos del elipsoide se conservan perpendiculares entre sí después de la deformación.

Cuando una esfera de radio unitario, o un cubo (Figura 9-3b), han sido deformados homogéneamente después de haber sido sometidos a un estado de esfuerzo, las formas resultantes pueden pertenecer a uno de los tres casos siguientes:

- **Deformación Uniaxial.**- Dos de los ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria; el otro es más largo.
- **Deformación Biaxial.**- Uno de los ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria; los otros dos son mayores o menores que la unidad.
- **Deformación Triaxial.**- Ninguno de los ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria; Dos ejemplos de deformaciones triaxiales son:

$$\lambda_1 > \lambda_2 = \lambda_3 < 1 \quad \text{y} \quad 1 < \lambda_1 = \lambda_2 > \lambda_3$$

Todos los elipsoides presentan dos secciones circulares que se intersectan entre sí en la dirección del eje intermedio ( $\lambda_2$ ) y se inclinan con la misma intensidad con respecto a la dirección de la deformación principal mayor ( $\lambda_1$ ) (Figura 9-4a).

Estas dos secciones circulares son únicas y se distinguen de cualquier otro plano que pase por el centro del elipsoide, porque en ellas no ocurre deformación. Este concepto es más comprensible si se analiza en dos dimensiones (Figura 9-4b). Debido a que no ocurre cambio alguno en esas secciones, se les denomina *líneas o planos invariantes* o *líneas o de deformación nula*, en dos o tres dimensiones respectivamente.

La ecuación del elipsoide de deformación con respecto a un sistema de ejes cartesianos paralelos a las direcciones principales de deformación es

$$\frac{X^2}{\lambda_1} + \frac{Y^2}{\lambda_2} + \frac{Z^2}{\lambda_3} = 1$$

Un cuerpo deformado representa, al momento de hacer la medición, la deformación total producida en él hasta ese momento, misma que se desarrolló por la adición de una serie de pequeños incrementos a medida que el cuerpo adquiría diferentes formas y posiciones como respuesta a los esfuerzos aplicados (Figura 9-4c).

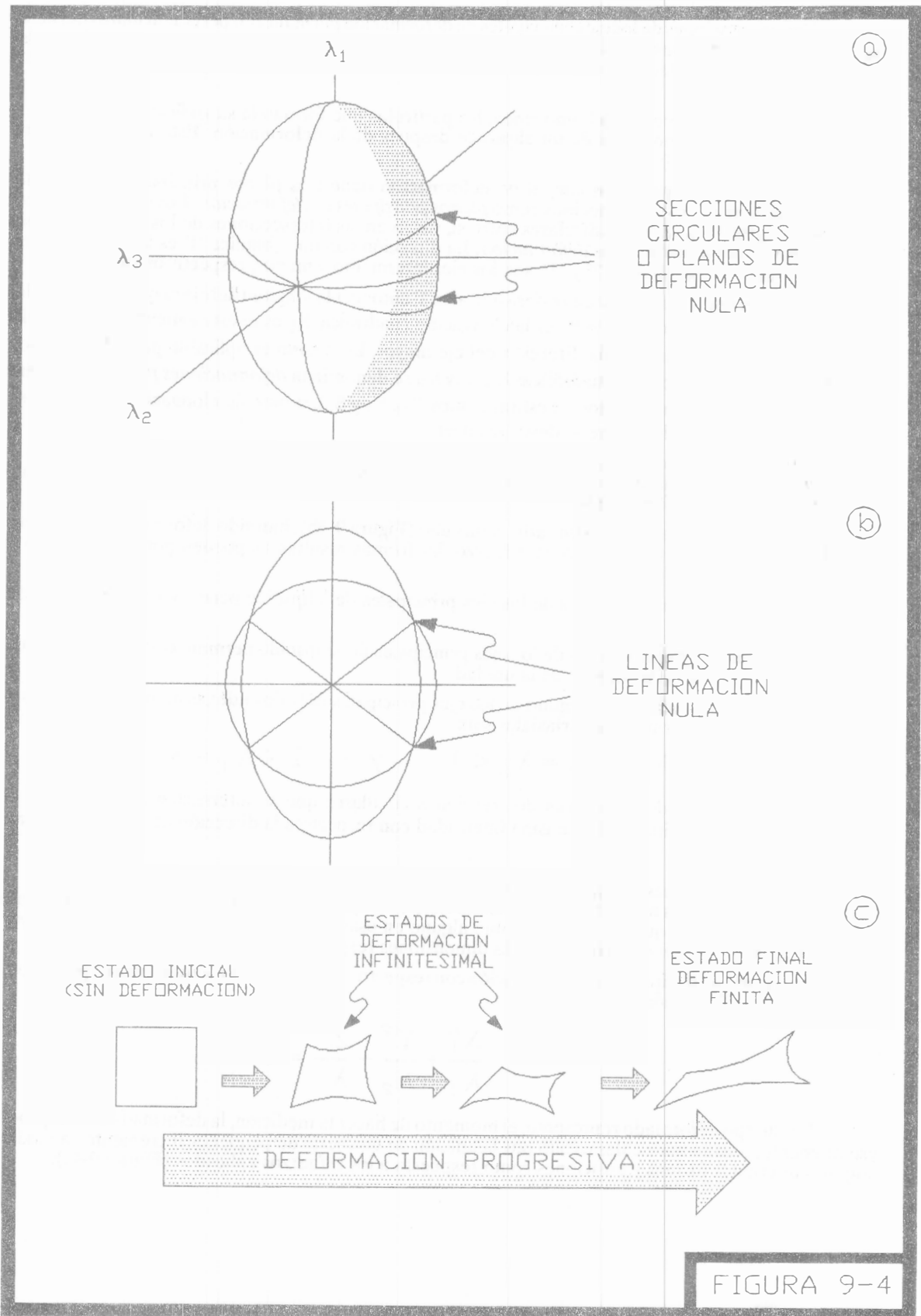


FIGURA 9-4

A tal proceso se le conoce como *deformación progresiva* y a su producto como *deformación finita*. En cualquier instante dado durante la deformación progresiva, existe un estado de *deformación infinitesimal*. Las elipses de deformación finita o de deformación infinitesimal (Figura 9-5a) se dividen en zonas de alargamiento y acortamiento, separadas por las líneas de deformación nula. En las zonas de alargamiento ocurrirá "boudinage" y en las de acortamiento ocurrirá plegamiento.

Cuando se colocan ambas elipses, finita e infinitesimal, una sobre otra (Figura 9-5b), se identifican cuatro zonas diferentes:

- Zona 1. Alargamiento continuo (boudines).
- Zona 2. Alargamiento seguido por acortamiento (boudines plegados).
- Zona 3. Acortamiento seguido por alargamiento (pliegues desplegados o boudinados).
- Zona 4. Acortamiento continuo (pliegues).

La distribución de éstas zonas dependerá de la historia de deformación y en particular, si la deformación fue irrotacional (cizalla pura) o rotacional (cizalla simple).

Una diferencia importante entre las estructuras producidas en un cuerpo deformado por cizalla pura o por cizalla simple, es que en el primer caso existirá simetría a ambos lados del eje menor de la elipse, mientras que en el segundo se genera una clara asimetría con respecto al mismo eje (Figura 9-5b). Al final del siguiente capítulo se explican en detalle las estructuras resultantes de los procesos mencionados.

En la figura 9-5c se muestra un ejemplo ideal que ilustra la posición de las zonas 1, 2, 3 y 4, en una estructura geológica en la que es frecuente encontrarlas. El caso de la zona 3, que no aparece en la figura 9-5c, no es común en la naturaleza, aunque es posible en teoría.

Un método gráfico práctico para cuantificar la deformación que ha sufrido un cuerpo es el denominado *círculo de Mohr para deformación finita*. La deformación finita es aquella en la que ha ocurrido una elongación de más de 1%, que es una situación normal en geología. Para utilizar este diagrama es necesario hacer una distinción clara entre el ángulo  $\theta$  medido antes de la deformación y el ángulo  $\theta'$  medido después de ésta (Figura 9-6a).

En las figuras 9-6b y 9-6c se muestra el diagrama de Mohr para deformación finita y las ecuaciones que lo rigen. Es importante recordar que en éste diagrama los puntos que se localizan en el círculo de Mohr representan líneas y no planos, como era el caso del diagrama utilizado para esfuerzos.

El diagrama de Mohr para deformación finita se aplica en geología siempre en dos dimensiones, debido principalmente a la complejidad que representa obtener datos tridimensionales. Es opinión del autor, con base en varios años de experiencia en el campo, que resulta prácticamente inútil aplicar otros métodos geométricos tridimensionales cuando es casi imposible encontrar una capa de roca sedimentaria con un número suficiente fósiles deformados. Sin embargo, si se presenta ese caso, entonces deberán efectuarse los cálculos correspondientes explicados en los libros de Ramsay (1967) y de Ragan (1973).

El método aquí sugerido es aplicable en casi cualquier caso práctico en que se desee indagar la cantidad de deformación que ocurrió en un lugar o región determinado y tiene la ventaja adicional de que no tiene límites de escala, razones por las que es ampliamente recomendable.

Existen dos diferencias importantes entre éste diagrama y el que se utilizó para esfuerzo. La primera de ellas es que la mayor deformación ( $\lambda_1$ ) se ubica sobre el eje horizontal, pero a la izquierda del centro del círculo y la segunda es que el ángulo  $\theta'$  medido en un sentido en el objeto deformado, se mide en sentido contrario en el diagrama.

El uso del diagrama de Mohr es más comprensible si se utiliza un ejemplo. En la figura 9-7 se muestra un mapa con un objeto originalmente circular que ha sido deformado a una elipse. Las dimensiones del estado inicial y final son proporcionadas y se desea conocer cuál es la deformación que ha sufrido la línea "L", que tenía una orientación original de N30°E y tiene una orientación final de N25°E.

Antes de resolver el problema es necesario recordar que la deformación se cuantifica con dos parámetros: a) una medida que expresa cambio de longitud de una línea y b) una medida que expresa cambios de relaciones angulares entre la línea en cuestión y otra línea de referencia. Con esto en mente se procederá ahora a calcular el primer parámetro con las ecuaciones conocidas para la elongación, estiramiento y elongación cuadrática, de la siguiente manera:

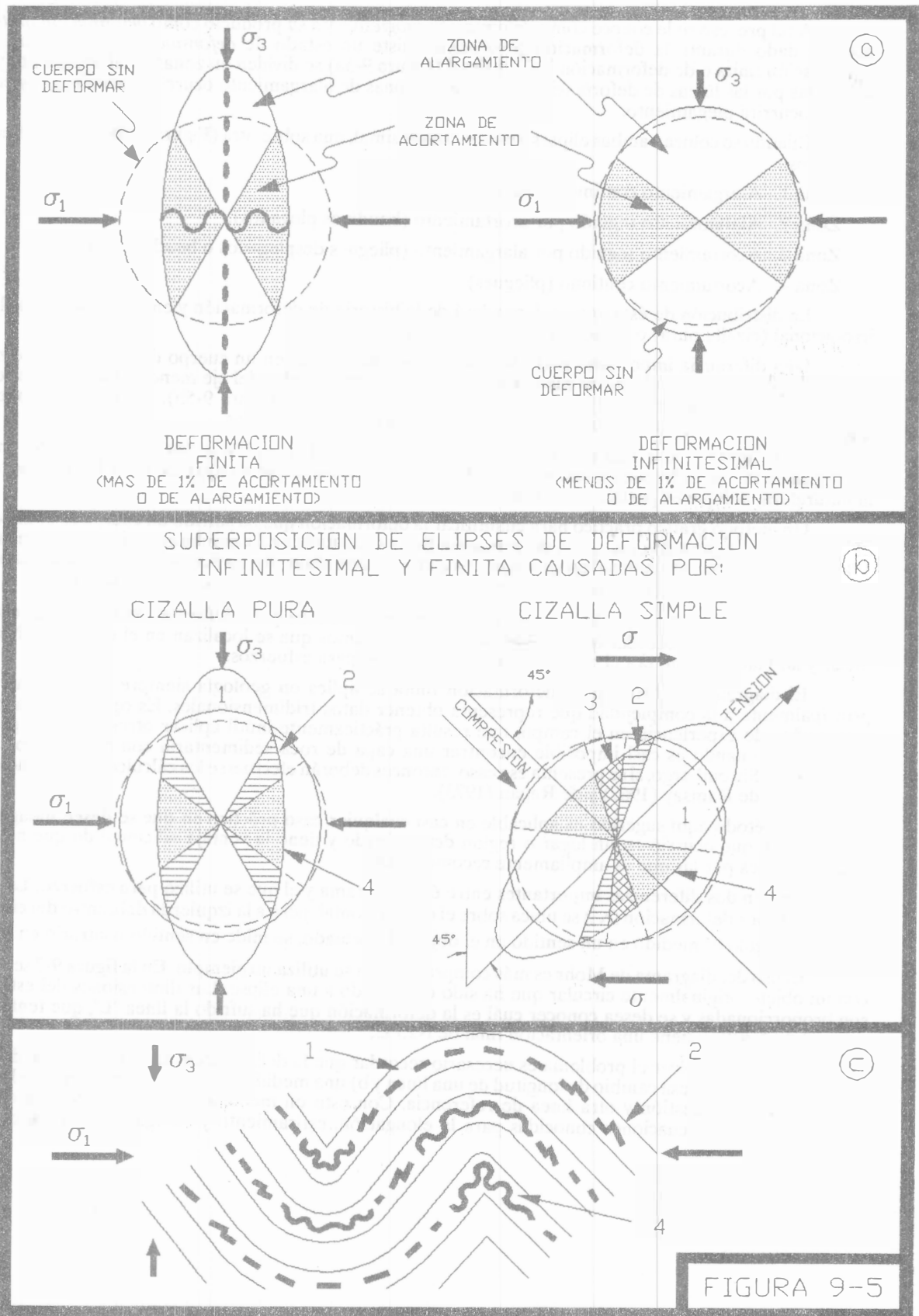
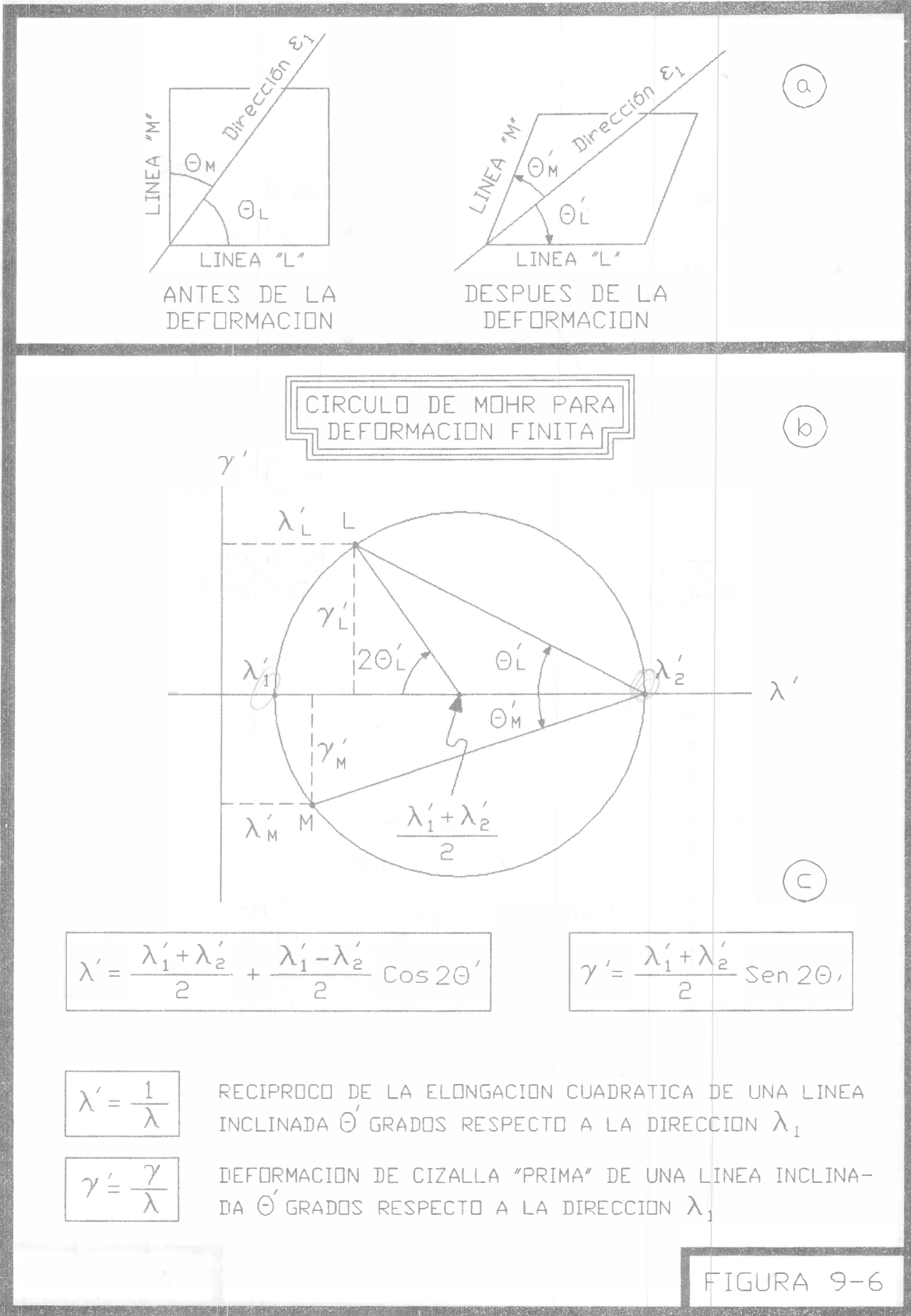
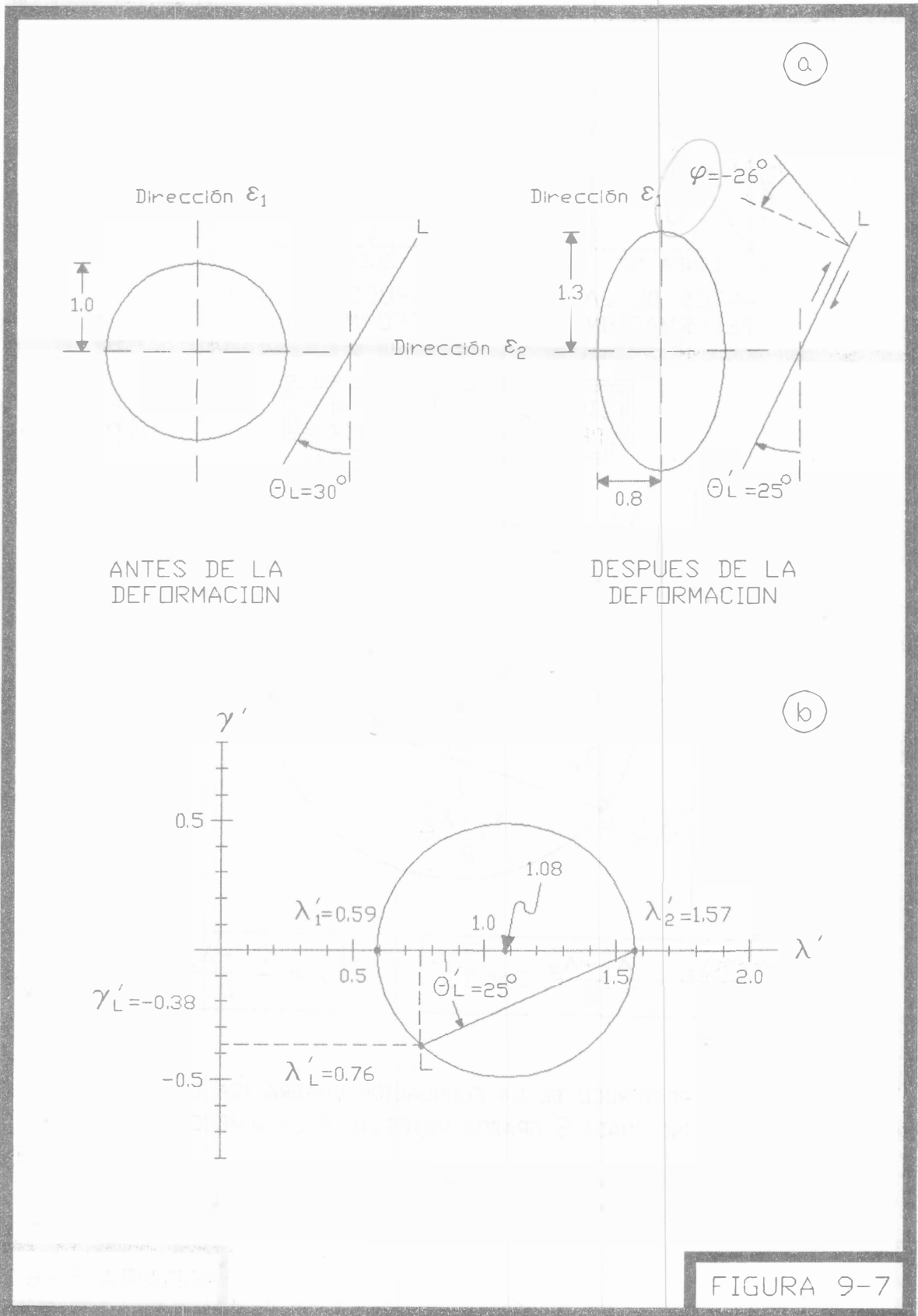


FIGURA 9-5





$$\epsilon_1 = \frac{1.3 - 1}{1} = 0.3 = 30\%$$

$$S_1 = 1 + 0.3 = 1.3$$

$$\lambda_1 = 1.3^2 = 1.69$$

$$\lambda'_1 = \frac{1}{1.69} = 0.59$$

$$\epsilon_2 = \frac{0.8 - 1}{1} = -0.2 = -20\%$$

$$S_2 = 1 - 0.2 = 0.8$$

$$\lambda_2 = 0.8^2 = 0.64$$

$$\lambda'_2 = \frac{1}{0.64} = 1.57$$

Con estos resultados se puede concluir que una línea en la dirección norte-sur se alargó un 30% y que otra línea en la dirección este-oeste se acortó 20%, pero todavía hay que indagar que sucedió con la línea L, es decir, hay que determinar si se alargó o se acortó y cuál fue el sentido de la cizalla en que eso sucedió. Para esto se utiliza el círculo de Mohr con los valores calculados de  $\lambda'_1$  y  $\lambda'_2$  o sean los recíprocos de las elongaciones cuadráticas principales y el ángulo  $\theta'$  que forma la línea L con la dirección  $\lambda_1$  en el objeto deformado. El círculo se construye como se muestra en la figura 9-7b y el punto L se localiza midiendo el ángulo  $\theta' = 25^\circ$ , en sentido opuesto a como fue medido en el objeto deformado.

Una vez localizado el punto L (Figura 9-7b) de la manera indicada, se procede a leer en el diagrama de Mohr los valores de  $\lambda'_L$  y  $\gamma'_L$ , los cuales también pueden calcularse con las ecuaciones que rigen el diagrama como sigue:

$$\lambda'_L = \frac{\lambda'_1 + \lambda'_2}{2} + \frac{\lambda'_1 - \lambda'_2}{2} \cos 2\theta' = \frac{0.59 + 1.57}{2} + \frac{0.59 - 1.57}{2} \cos 50^\circ =$$

$$= 1.08 - 0.49(0.6428) = 1.08 - 0.31 = 0.77$$

$$\gamma'_L = \frac{\lambda'_1 - \lambda'_2}{2} \sin 2\theta' = \frac{0.59 - 1.57}{2} \sin 50^\circ = -0.49(0.7660) = -0.3754 = -0.38$$

Pero estos dos valores no son muy claros para comprender como fue afectada la línea L. Para entender mejor la deformación de la línea L es necesario transformar el valor de  $\lambda'_L$  a su elongación cuadrática, su estiramiento y su elongación, que son las medidas que expresan cambios de longitud, así como transformar también el valor de  $\gamma'_L$  a su respectiva deformación de cizalla y ésta a su ángulo de cizalla, que son las medidas que expresan cambios de relaciones angulares. De esta manera se tiene que

$$\lambda_L = \frac{1}{\lambda'_L} = \frac{1}{0.77} = 1.2987$$

$$\gamma_L = \gamma'_L \cdot \lambda_L = (-0.3754)1.2987 = -0.4875$$

$$\phi = \angle \tan \gamma_L = \angle \tan (-0.4875) = -26^\circ$$

$$S_L = \sqrt{\lambda_L} = \sqrt{1.2987} = 1.1396$$

$$\epsilon_L = S_L - 1 = 1.1396 - 1 = 0.14 = 14\%$$

Con estos resultados se puede expresar completamente la deformación de la línea L en los términos siguientes:

- Se alargó un 14%, como se deduce del signo positivo de la elongación y,
- Sufrió un cizalleo dextral, o sea en sentido de las manecillas del reloj (Figura 9-7a).



A continuación se presenta un ejemplo de aplicación del diagrama de Mohr en un caso ideal en el que se conocen datos relativos a la deformación, pero en el que se ignoran las magnitudes y orientaciones de las deformaciones principales y se desea conocerlas.

Según los datos constructivos de un túnel ideal, su base "b" medía 1.50 m y tenía una altura  $h=2.00$  m, cuando fue excavado. Después de 15 años de operación y debido a esfuerzos tectónicos, el túnel ha sufrido una deformación severa, de tal manera que su base ahora mide 1.30 m y su altura es de 2.30 m en una dirección que ya no es perpendicular a la base, como se muestra en la figura 9-8a.

En la solución de este problema es necesario, primero, conocer los datos relativos a las líneas b y h, con el propósito final de determinar las magnitudes y orientaciones de las deformaciones principales. Si se conocen las longitudes iniciales y finales de las líneas de referencia y los ángulos entre ellas, entonces:

$$\epsilon_b = \frac{1.3 - 1.5}{1.5} = -0.1333 = -13\%$$

$$\gamma_b = \tan -10^\circ = -0.1763$$

$$S_b = 1 + (-0.1333) = 0.8667$$

$$\gamma'_b = \frac{-0.1773}{0.7511} = -0.2347 = -0.23$$

$$\lambda_b = 0.8667^2 = 0.7511$$

$$\lambda'_b = \frac{1}{0.7511} = 1.3314 = 1.33$$

$$\epsilon_h = \frac{2.3 - 2}{2} = 0.15 = 15\%$$

$$\gamma_h = \tan 10^\circ = 0.1763$$

$$S_h = 1 + 0.15 = 1.15$$

$$\gamma'_h = \frac{0.1773}{1.3225} = 0.1333 = 0.13$$

$$\lambda_h = 1.15^2 = 1.3225$$

$$\lambda'_h = \frac{1}{1.3225} = 0.7561 = 0.76$$

Los valores obtenidos  $\lambda'$  y  $\gamma'$  para las líneas, son las coordenadas de dos puntos que yacen sobre el círculo de Mohr (Figura 9-8b) y son:

$$b(1.33, -0.23)$$

$$h(0.76, 0.13)$$

Ahora se procede a ubicar estos dos puntos en el diagrama. Una vez hecho lo anterior, se tiene que localizar el centro del círculo uniendo con una recta los puntos b y h. Si se traza una recta perpendicular a la línea que une los puntos b y h y se hace pasar por el punto medio de ésta, la intersección de la perpendicular con el eje horizontal del diagrama determina el centro del círculo, cuyo radio debe ser igual a la distancia entre la intersección mencionada y el punto b o h. Enseguida se traza el círculo de Mohr (Figura 9-8b).

Con estos datos se leen directamente del diagrama los valores de  $\lambda'_1 = 0.74$  y  $\lambda'_2 = 1.42$  y se procede a efectuar los cálculos siguientes para encontrar la magnitud de las elongaciones principales:

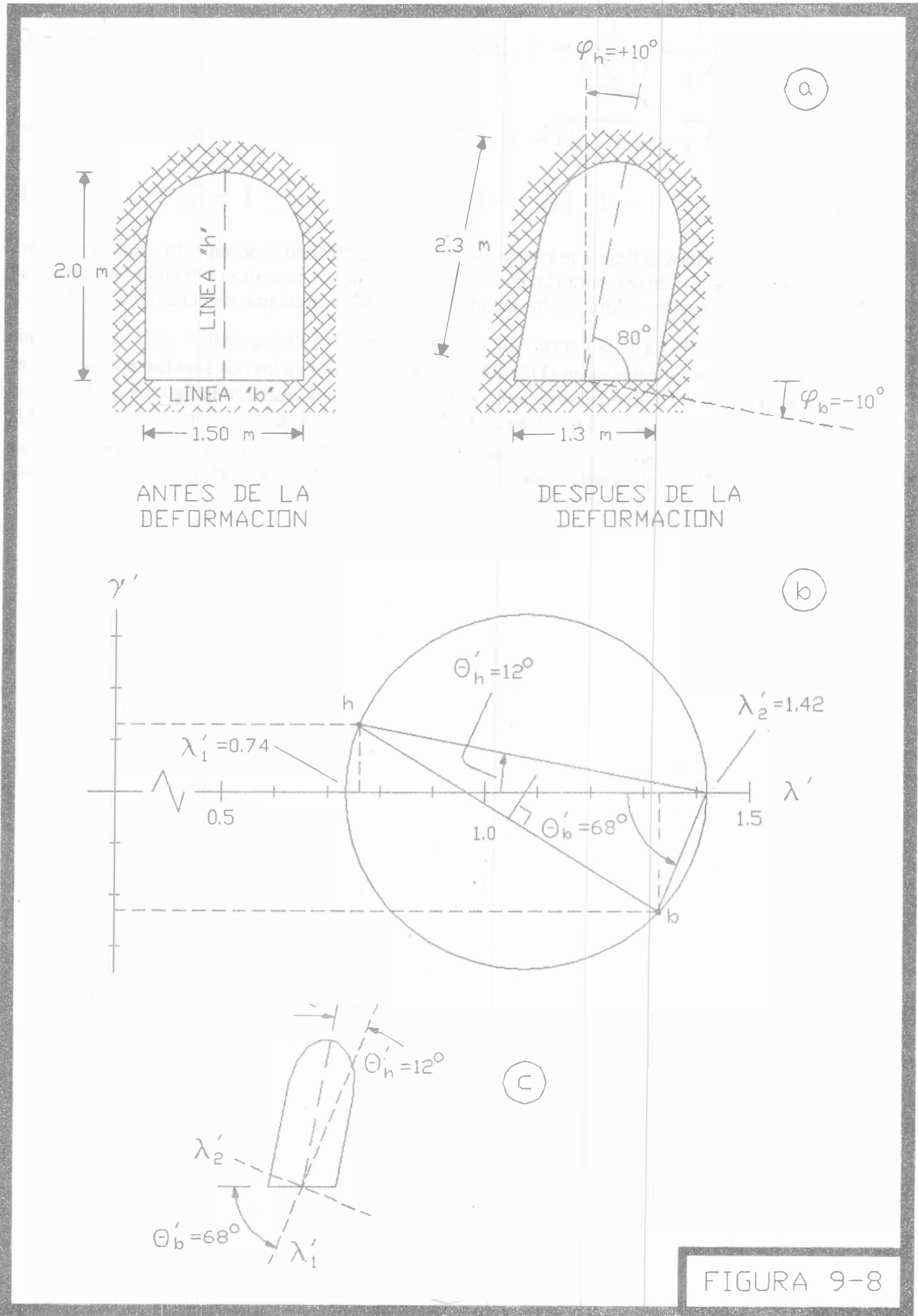


FIGURA 9-8

$$\lambda_1 = \frac{1}{\lambda'_1} = \frac{1}{0.74} = 1.35$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{\lambda'_2} = \frac{1}{1.42} = 0.70$$

$$S_1 = \sqrt{\lambda_1} = \sqrt{1.35} = 1.16$$

$$S_2 = \sqrt{\lambda_2} = \sqrt{0.70} = 0.84$$

$$\epsilon_1 = 1 - S_1 = 1 - 1.16 = -0.16$$

$$\epsilon_2 = 1 - S_2 = 1 - 0.84 = 0.16$$

Estos resultados indican que la elongación  $\epsilon_1$  fue de 16% de acortamiento y que la elongación  $\epsilon_2$  fue de 16% de alargamiento. Pero aún se ignoran las direcciones en las que se encuentran actuando esas deformaciones principales. Esto se determina con los valores de los ángulos  $\theta'_b$  y  $\theta'_h$  leídos directamente del círculo de Mohr.

Según el diagrama de la figura 9-8b, el ángulo  $\theta'_b = 68^\circ$  y el ángulo  $\theta'_h = 12^\circ$ . Para determinar la orientación de las deformaciones principales en el túnel basta con medir uno de los dos ángulos, por ejemplo el de  $\theta'_b$ , en sentido opuesto a como fue medido en el diagrama de Mohr, como se muestra en la figura 9-8c. Nótese que la suma de los ángulos  $\theta'_b$  y  $\theta'_h$  es igual al ángulo que forman las líneas b y h en el objeto deformado (Figura 9-8a).

Finalmente es importante aclarar que el diagrama de Mohr para deformación finita que aquí se ha utilizado es el más simple de los que existen porque se emplea un círculo, mientras que en los otros se usa una elipse para representar un estado de deformación.

## 10.- RELACIONES ESFUERZO-DEFORMACION.

Cuando ocurre un sismo se producen ondas elásticas que viajan a través de rocas y suelos dentro de la Tierra y en su superficie. La vibración que una persona siente, aún cuando se encuentre a varios kilómetros del epicentro, es debida al paso de esas ondas que se transmiten en la roca por medio de deformaciones instantáneas, acortamientos y alargamientos, mismas que no producen deformaciones permanentes en el material en que viajan, a no ser que rebasen la resistencia de éste, en cuyo caso se producen rompimientos que pueden causar fracturas o hasta fallas. De hecho, el fenómeno ocurre como resultado de un estado instantáneo de esfuerzos muy grandes y de deformaciones muy pequeñas con altas velocidades de propagación.

Para comprender mejor las relaciones que existen en una roca cuando se le aplica un esfuerzo con una velocidad determinada y en condiciones diferentes de presión, temperatura y contenido de fluidos, es indispensable definir físicamente tres tipos de materiales ideales, para compararlos con los materiales de la Tierra y establecer propiedades mecánicas aproximadas para estos últimos.

*Sólido de Hooke o Material Elástico.*- Se dice que un material es elástico si después de sometido a un esfuerzo recupera su forma sin sufrir una deformación permanente. La única condición en éste caso es que el tiempo no es tomado en cuenta en la deformación. El ejemplo reológico de este tipo de material es un resorte que se supone perfecto, el cual siempre recuperará su forma original después de someterlo a compresión o a tensión (Figura 10-1a).

La expresión matemática que define a un sólido elástico está basada en la Ley de Hooke, la cual establece que la relación entre esfuerzo y deformación es lineal, de tal forma que la deformación  $\epsilon$  está relacionada al esfuerzo  $\sigma$  por medio de una constante E conocida como el Módulo de Young, en donde

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon}$$

Se sabe que en la naturaleza las rocas solamente se aproximan a este concepto de un sólido de Hooke, porque la relación esfuerzo-deformación no es constante, ni lineal en la realidad, además de que el Módulo de Young para las rocas siempre es mayor en un estado de compresión que en un estado de tensión.

Cuando una muestra de roca es sometida a una carga, ésta se deforma siendo lineal la relación entre el esfuerzo y la deformación. Siempre que el espécimen no se rompa, éste recobrará su forma inmediatamente después de que se remueva la carga.

En geología estructural, en sismología y en mecánica de rocas es común utilizar diferentes parámetros físicos cuando se efectúan experimentos con rocas, dependiendo de como se va a realizar la carga. Los casos más frecuentes consideran las siguientes alternativas:

- a). Si se trata de una deformación producida por cizalla simple, entonces se utiliza la constante conocida como Módulo de Rigidez (G), que está determinada por

$$G = \frac{\sigma_c}{\gamma}$$

en donde  $\sigma_c$  es el esfuerzo de cizalla y  $\gamma$  la deformación de cizalla.

- b). Si se utiliza una presión hidrostática uniforme que produzca una compresión uniforme, entonces hay que definir la incompresibilidad (K), que está determinada por

$$K = \frac{\text{presión hidrostática}}{\text{cambio de volumen}}$$

- c). Si se trata de un experimento de extensión simple, entonces hay que definir la Relación de Poisson ( $\nu$ ), que es igual a

$$\nu = \frac{b}{a}$$

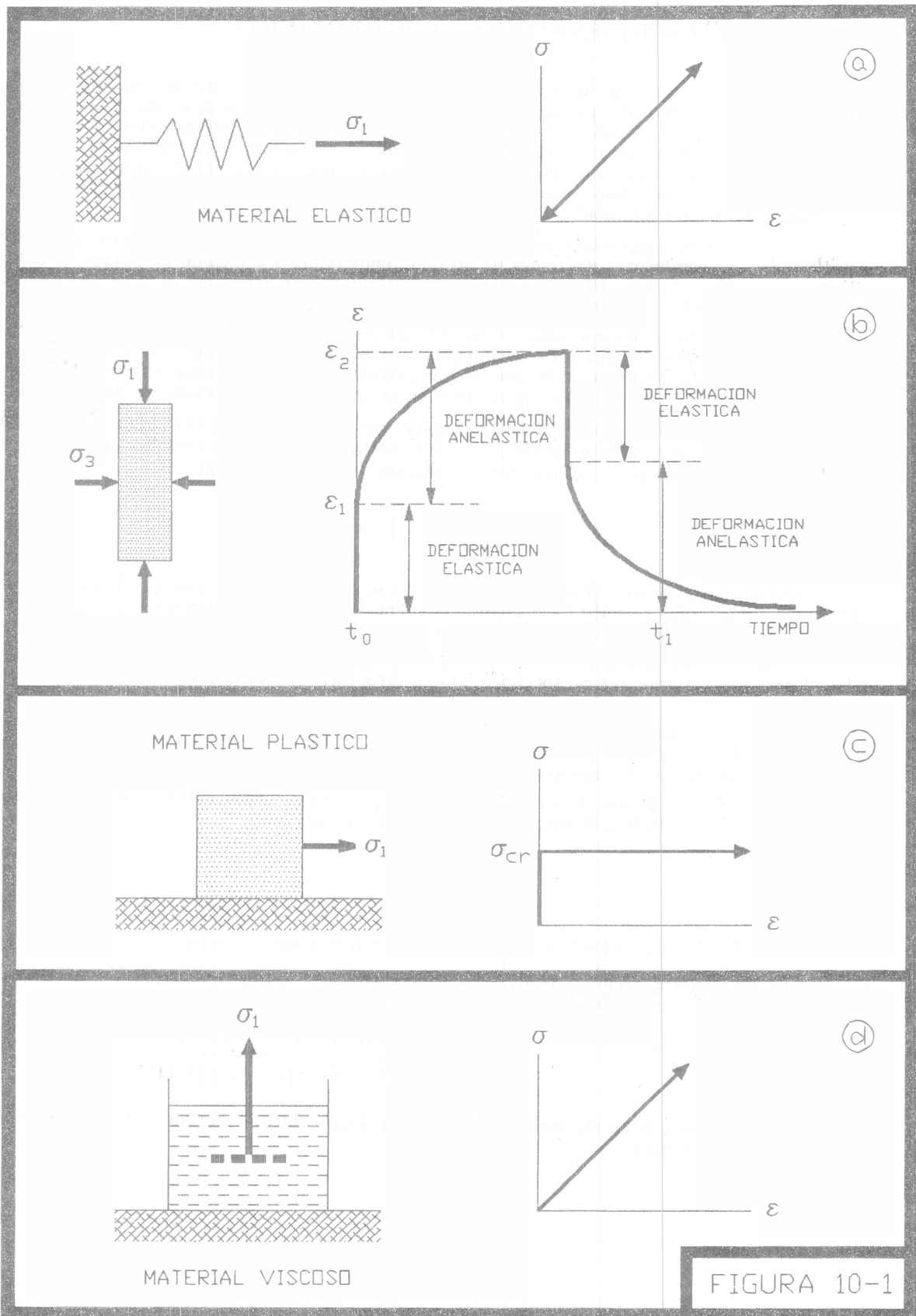


FIGURA 10-1

en donde "a" es la longitud final del eje y "b" es el diámetro en la parte media, del cilindro de roca después de la deformación.

Todos los parámetros mencionados anteriormente se relacionan entre sí por:

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} = \frac{3K(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)}$$

Para una discusión más profunda ver Jaeger y Cook (1969, p. 54-58).

Las rocas en la naturaleza generalmente exhiben un comportamiento similar a un material elástico porque tienen la tendencia a recuperar su forma pero no instantáneamente. Esto se ilustra en la figura 10-1b, en donde la deformación es graficada con respecto a tiempo para un espécimen cargado axialmente. Si se analiza con detenimiento esta gráfica se observará que cuando el esfuerzo es aplicado existe una respuesta elástica instantánea hasta el valor  $\epsilon_1$ , pero a medida que transcurre el tiempo, la deformación de la roca continuará incrementándose. Cuando el esfuerzo es suspendido en el tiempo  $t_1$ , se observa otra vez una respuesta elástica instantánea en la que la roca recupera parte de su forma, misma que tenderá a recobrar totalmente en un lapso considerable.

Este comportamiento en donde la deformación es recuperable pero es dependiente del tiempo se denomina *comportamiento anelástico* y es de gran importancia en geología estructural, porque proporciona un mecanismo para explicar muchas estructuras, principalmente aquellas denominadas popularmente como resultado de extensión.

*Material Plástico o de Saint Venant.*- Al contrario de los materiales elásticos, este tipo de materiales se caracteriza por mantener una deformación después de que ha sido aplicado un esfuerzo que sobrepasa un cierto límite. El ejemplo reológico de esta clase de materiales es un cubo de una densidad cualquiera, que es jalado horizontalmente. El cubo no se moverá hasta que el esfuerzo supere el coeficiente de fricción entre el cubo y el material sobre el que descansa (Figura 10-1c).

Un material plástico ideal es incapaz de soportar un esfuerzo mayor a un valor crítico  $\sigma_{cr}$ , que es cuando se produce una deformación de manera permanente. Abajo de este valor crítico de esfuerzo no ocurre deformación alguna. Un símil geológico será una arcilla hidratada la cual al ser oprimida no se deforma, sino hasta después de que se sobrepase una cantidad de esfuerzo  $\sigma_{cr}$ , momento en el que la deformación será permanente e irre recuperable.

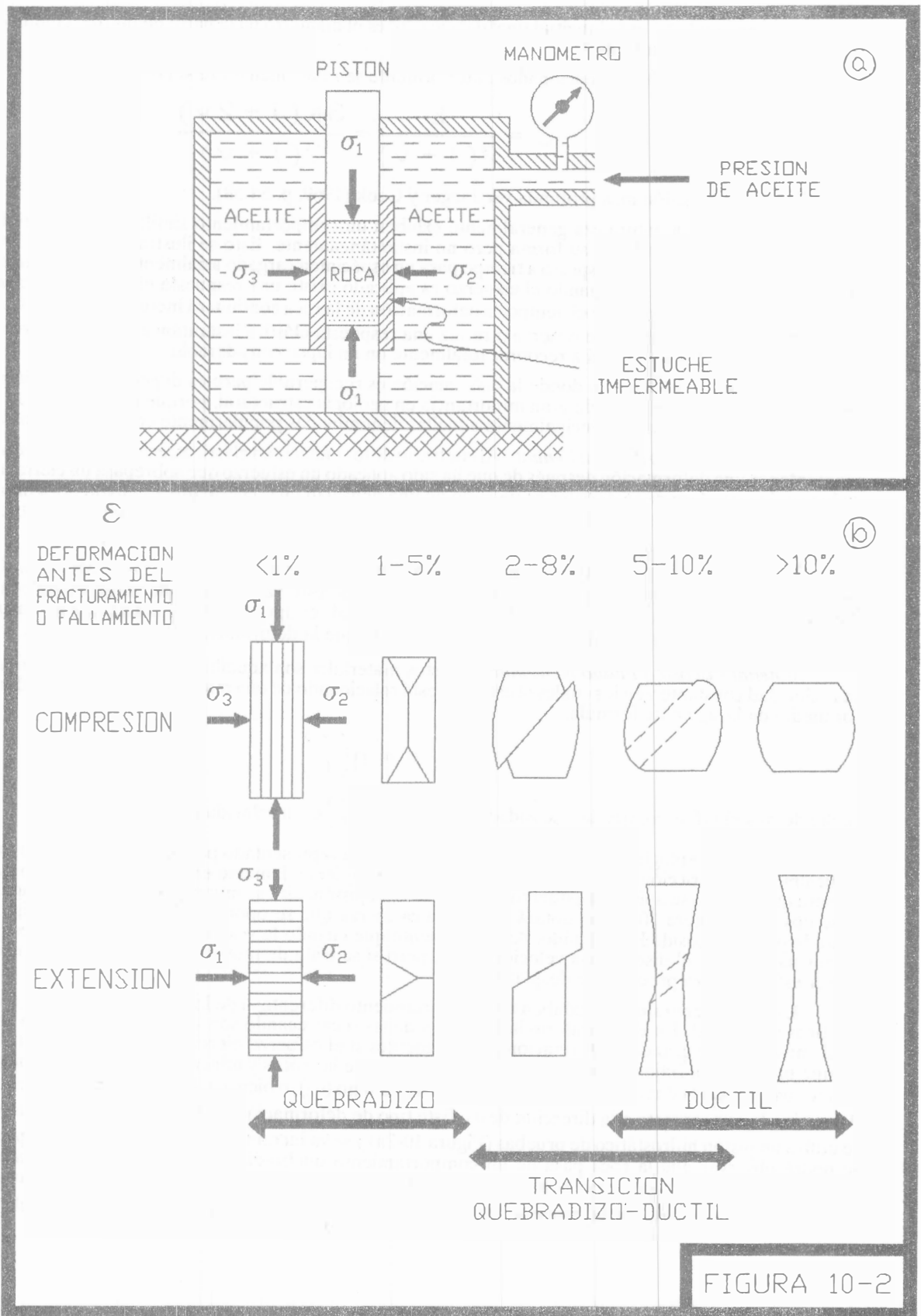
*Material Viscoso o Fluido Newtoniano.*- Estos materiales son aquellos en los que la deformación se efectúa a una velocidad constante y en los cuales el esfuerzo está relacionado de una manera lineal a la velocidad de deformación por medio de la siguiente fórmula:

$$\sigma = \eta \left( \frac{\dot{\epsilon}}{\epsilon} \right)$$

en donde  $\sigma$  es el esfuerzo,  $\eta$  es la viscosidad del material y  $\left( \frac{\dot{\epsilon}}{\epsilon} \right)$  es la velocidad de deformación.

El modelo reológico para este tipo de materiales está representado por un disco perforado que se mueve libre verticalmente, sin fricción sólida contra las paredes del recipiente, inmerso en un líquido perfecto y sin inercia, de tal manera que cuando se aplica un esfuerzo vertical sobre el pistón, éste se mueve sin importar la magnitud del esfuerzo. Si se observa la figura 10-1d, se notará que la única fuerza que se opone al movimiento del disco perforado es la causada por la viscosidad del líquido. Así, es evidente que cuando la viscosidad es baja se requerirá de un esfuerzo menor para mover el disco a una velocidad baja, pero si se trata de mover rápidamente, se necesitará entonces un mayor esfuerzo para producir un desplazamiento.

Las rocas generalmente exhiben un comportamiento diferente al de los materiales ideales descritos (elásticos, plásticos y viscosos). En el laboratorio la respuesta de las rocas cuando son sometidas a esfuerzo es más complicada y solamente sufren grandes deformaciones permanentes si el esfuerzo ejercido es grande y se mantiene durante un tiempo prolongado. Bajo presión atmosférica la mayoría de las rocas y minerales se deforman rompiéndose en fragmentos paralelos a la dirección del esfuerzo principal máximo ( $\sigma_1$ ), o bien a lo largo de fallas que tienen una inclinación determinada con respecto a la dirección de  $\sigma_1$ . Este tipo de deformación se denomina *comportamiento quebradizo*. Si se utiliza un pistón hidrostático de pruebas (Figura 10-2a) y se va incrementando gradualmente la presión hidrostática, se podrá observar que la roca pasa de un comportamiento quebradizo a un *comportamiento dúctil*, con una fase intermedia que es conocida con el nombre de *transición quebradizo-dúctil*, la cual es función no sólo de la presión hidrostática, sino también de la temperatura, del contenido de fluidos en la roca y de la velocidad de deformación  $\left( \frac{\dot{\epsilon}}{\epsilon} \right)$ .



En general se dice que cuando existe una baja temperatura y presión hidrostática y una alta velocidad de deformación, es más probable que una roca se comporte de una manera quebradiza, mientras que si la temperatura y la presión hidrostática son altas y la velocidad de deformación es lenta, entonces es muy probable que la roca se comporte de una manera dúctil.

Los mecanismos de un comportamiento quebradizo van acompañados comúnmente de fallas, microfracturamiento y efectos cataclásticos asociados; mientras que un comportamiento dúctil está generalmente asociado a deformación de granos individuales, plegamientos y distorsiones (acortamientos, alargamientos, etc.). Así, si se incrementa la presión hidrostática lentamente, el efecto será la inhibición de fracturamiento y de fallamiento. Por otro lado, el efecto de incrementar la temperatura a una velocidad de deformación lenta será el inicio de procesos termalmente activados, como por ejemplo deslizamientos cristalinos internos y difusión atómica.

Un resumen de los cambios característicos asociados a la transición quebradizo-dúctil se ha deducido de los experimentos realizados por Griggs y Handin (1960), mismo que se muestra gráficamente en la figura 10-2b, en donde se observa que cuando una roca es sometida a esfuerzo en una cámara triaxial de pruebas, su comportamiento será quebradizo en las primeras etapas en las que  $\epsilon < 5\%$ , pero a medida que se incrementa el esfuerzo, la deformación se manifiesta por fallas cuando  $\epsilon$  varía entre el 2% y el 10% de acortamiento, para finalmente exhibir un comportamiento totalmente dúctil cuando  $\epsilon > 10\%$ . Nótese que también bajo condiciones de laboratorio es posible simular el mismo comportamiento de la roca cuando es sometida a extensión, aunque aquí es conveniente aclarar que esa tensión es simulada, es decir que no es real, porque ha sido producida bajo esfuerzos de compresión en los que se ha incrementado la presión del aceite en la cámara, de tal manera que la presión hidrostática es igual a  $\sigma_1$  y a  $\sigma_2$  y la presión del pistón es igual a  $\sigma_3$ . Esto demuestra que en la Tierra no existe la tensión y que todas las fracturas y fallas que se forman en la corteza terrestre se han generado en condiciones de compresión, aún en el caso de la superficie, en la que siempre existirá presión (*i.e.* atmosférica o hidrostática), aunque ésta sea muy pequeña.

La *resistencia al cizalleo* de una roca es el esfuerzo de cizalla  $\sigma_c$  suficiente para iniciar movimiento de dos bloques adyacentes a lo largo de un plano de falla potencial. Este hecho ha sido comprobado experimentalmente por varios investigadores de diferentes países, que han empleado pruebas triaxiales con cilindros de roca sometidos a esfuerzo en una cámara hidrostática, en donde la roca es acortada hasta que se rompe.

Una prueba típica de compresión triaxial se lleva a cabo de la siguiente manera: una muestra de roca es cortada hasta formar un cilindro de 2 cm de largo y 1 cm de diámetro, el cual se coloca en un estuche impermeable montado entre dos pistones de acero y se sumerge en un fluido contenido en una cámara de presión (Figura 10-2a). Una vez hecho esto, se comienza a bombear presión al fluido hasta lograr la presión confinante deseada. En esta etapa del experimento el estado de esfuerzo sobre el espécimen es del tipo hidrostático, en el cual la presión confinante tiene componentes  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ . Si el pistón situado arriba de la muestra comienza a moverse verticalmente hacia abajo, el espécimen comenzará a ser acortado y el estado de esfuerzo sobre éste cambiará a un estado no-hidrostático, en el que la presión confinante será  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ . A medida que se continúa incrementando la presión del pistón (Figura 10-3a),  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  continuarán siendo iguales a la presión confinante, pero  $\sigma_1$  se seguirá incrementando. La diferencia  $\sigma_1 - \sigma_3$  es lo que se conoce como *esfuerzo diferencial*.

La historia del esfuerzo aplicado sobre la muestra se representa por medio de una serie de círculos de Mohr de diámetro  $\sigma_1 - \sigma_3$ , que aumentarán a medida que aumente la presión y que pasarán por el valor fijo  $\sigma_3$ , como se muestra en la figura 10-3c. La relación entre esfuerzo y deformación se representa comúnmente en una gráfica (Figura 10-3d). Así se podrá notar que a medida que crece la presión en el pistón, crece el esfuerzo diferencial  $\sigma_1 - \sigma_3$  y consecuentemente, también se incrementa el esfuerzo de cizalla en los "n" planos potenciales de falla de la muestra. Finalmente, cuando la resistencia al cizalleo de la muestra es sobrepasada, el fallamiento ocurre. Esto sucede en materiales quebradizos cuando se alcanza un valor máximo de  $\sigma_1 - \sigma_3$  conocido como resistencia máxima. Una vez que se conoce la resistencia máxima de una roca para una presión confinante dada y se ha medido la inclinación de la falla con respecto al eje de la muestra (dirección de  $\sigma_1$ ), entonces se podrá calcular la resistencia al cizalleo de la roca directamente en el diagrama de Mohr, o por medio de la ecuación

$$\sigma_c = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \text{Sen } 2\theta$$

La resistencia máxima, el ángulo de fallamiento y la presión confinante de numerosas pruebas triaxiales de rocas, han sido compiladas por Handin, J. (1966), *Strength and Ductility*: p. 223-289, *in Handbook of Physical Constants*, S.P. Clark (Ed.), Geol. Soc. Am., Memoir 97.



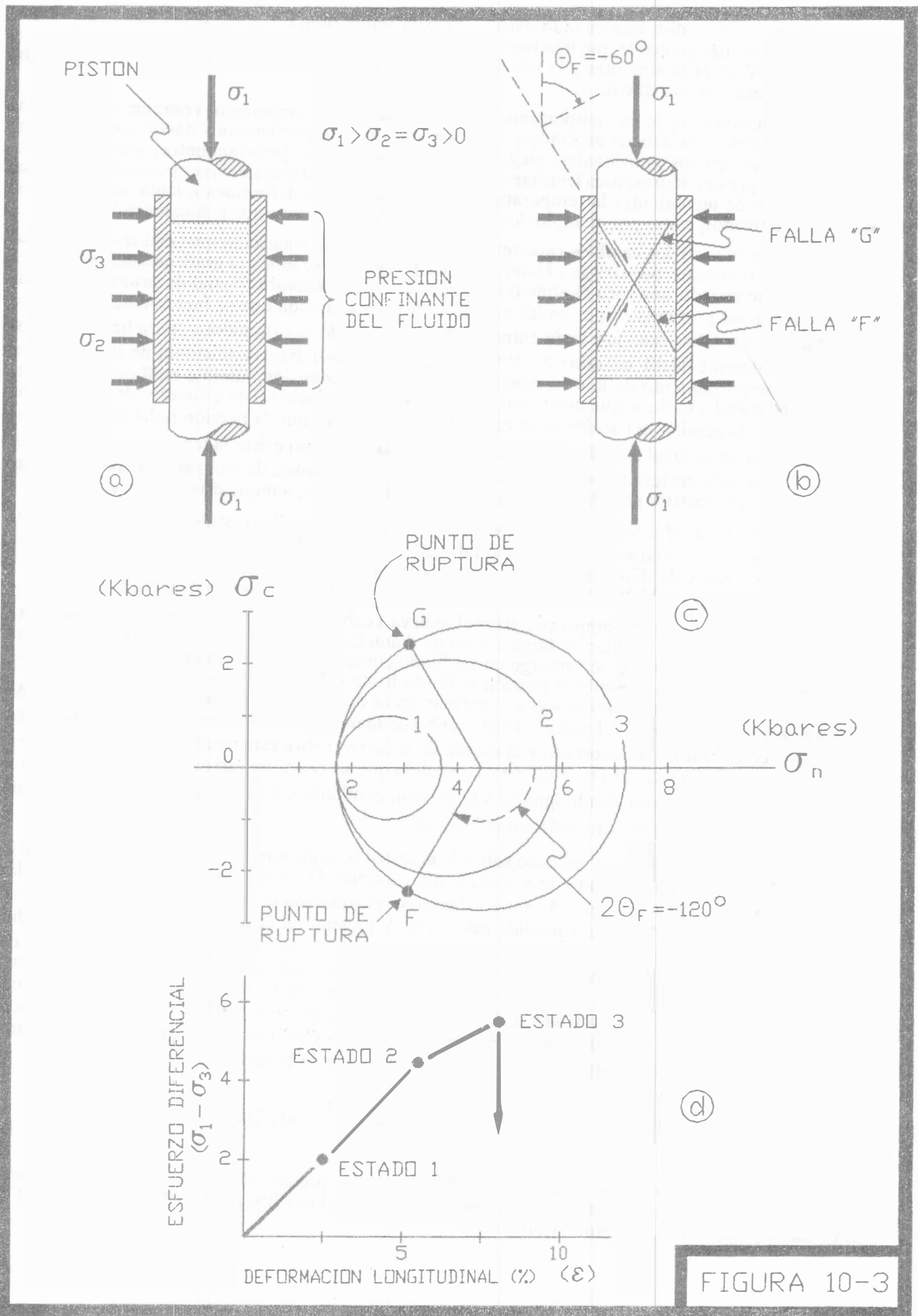


FIGURA 10-3

Hasta aquí se ha descrito el procedimiento de laboratorio para determinar hasta que punto se rompe una muestra con una presión confinante constante, pero cuando se realiza esta prueba en varias muestras de la misma roca bajo presiones confinantes diferentes, se alcanzan conclusiones interesantes sobre la estabilidad de las rocas.

En la figura 10-4a se muestran las condiciones de carga a las que se rompieron seis muestras de la misma roca, bajo condiciones diferentes de presión confinante del aceite y de presión del pistón. En este ejemplo cada círculo representa las condiciones de esfuerzo bajo las cuales ocurrió el fallamiento en cada una de las pruebas. Los puntos en cada círculo representan los valores de  $\sigma_n$  y  $\sigma_c$  para el plano de falla en que hubo fallamiento en cada prueba. Nótese que la resistencia al cizalleo se incrementa con los esfuerzos normales y que puede dibujarse una curva que pase aproximadamente por los puntos que representan ruptura. Esta curva se conoce con el nombre de *envolvente de Mohr* y representa el límite estable e inestable de una roca determinada.

La envolvente de Mohr es un concepto muy importante en geología estructural porque permite delimitar con bastante precisión los estados de esfuerzo en los que una roca sufrirá rompimiento o no. En la figura 10-4b se muestra una envolvente para una roca R. Supóngase que se somete a esa roca a un estado de esfuerzos representado por el círculo II. La conclusión que se deriva de este ejemplo es que la roca R no sufrirá rompimiento cuando se le someta a un estado de esfuerzos II, aún cuando éste sea mucho mayor que el estado de esfuerzos I, porque tal condición se encuentra ubicada en la zona estable de la envolvente de Mohr. Esta aparente contradicción se explica si se considera que en la deformación de la roca está involucrado un problema de espacio, que en el estado I resulta en fracturamiento y en el estado II en pérdida de volumen, o dicho de otra manera, en un comportamiento quebradizo y en uno dúctil, respectivamente (Figura 10-2b). Así, la envolvente de Mohr también es útil para comprender las fronteras que existen en las rocas en lo relativo a su comportamiento mecánico y para pronosticar cuando de fracturarán, o fallarán y cuando fluirán, o se plegarán. Entre las diferentes propuestas que existen para explicar el fenómeno mencionado, la más aceptada fue sugerida por Coulomb (1773), quien estableció que un fracturamiento de cizalla podría ocurrir cuando el esfuerzo de cizalla sobre un plano de falla potencial alcanzara un valor crítico dado por

$$\sigma_c = C + \mu \sigma_n$$

en donde C es una constante conocida como cohesión y  $\mu$  es otra constante conocida como coeficiente de fricción interna.

Este criterio está basado en la suposición de que la fractura de cizalla en materiales sólidos involucra el rompimiento de alguna clase de uniones coherentes (de ahí la constante C) entre partículas, así como un deslizamiento friccional (constante  $\mu$ ) a lo largo de planos potenciales de falla. Este criterio ha sido comprobado experimentalmente y se ha encontrado que no es completamente satisfactorio cuando es aplicado a rocas, pero aún así, también se ha encontrado que la ecuación que lo define es un acercamiento bastante aproximado a los resultados experimentales. El *criterio de Coulomb* predice que los puntos de ruptura de una roca (Figura 10-5a) deberían coincidir con una línea recta cuya pendiente sea igual a  $\mu$  y que intersecte a la ordenada del diagrama de Mohr en un punto C.

El criterio de Coulomb y el diagrama de Mohr llevaron a Griffith (1924) a tratar de explicar más realísticamente el desarrollo de fracturas de cizalla por medio de la hipótesis conocida como *hipótesis de Griffith* y que está representada por la fórmula

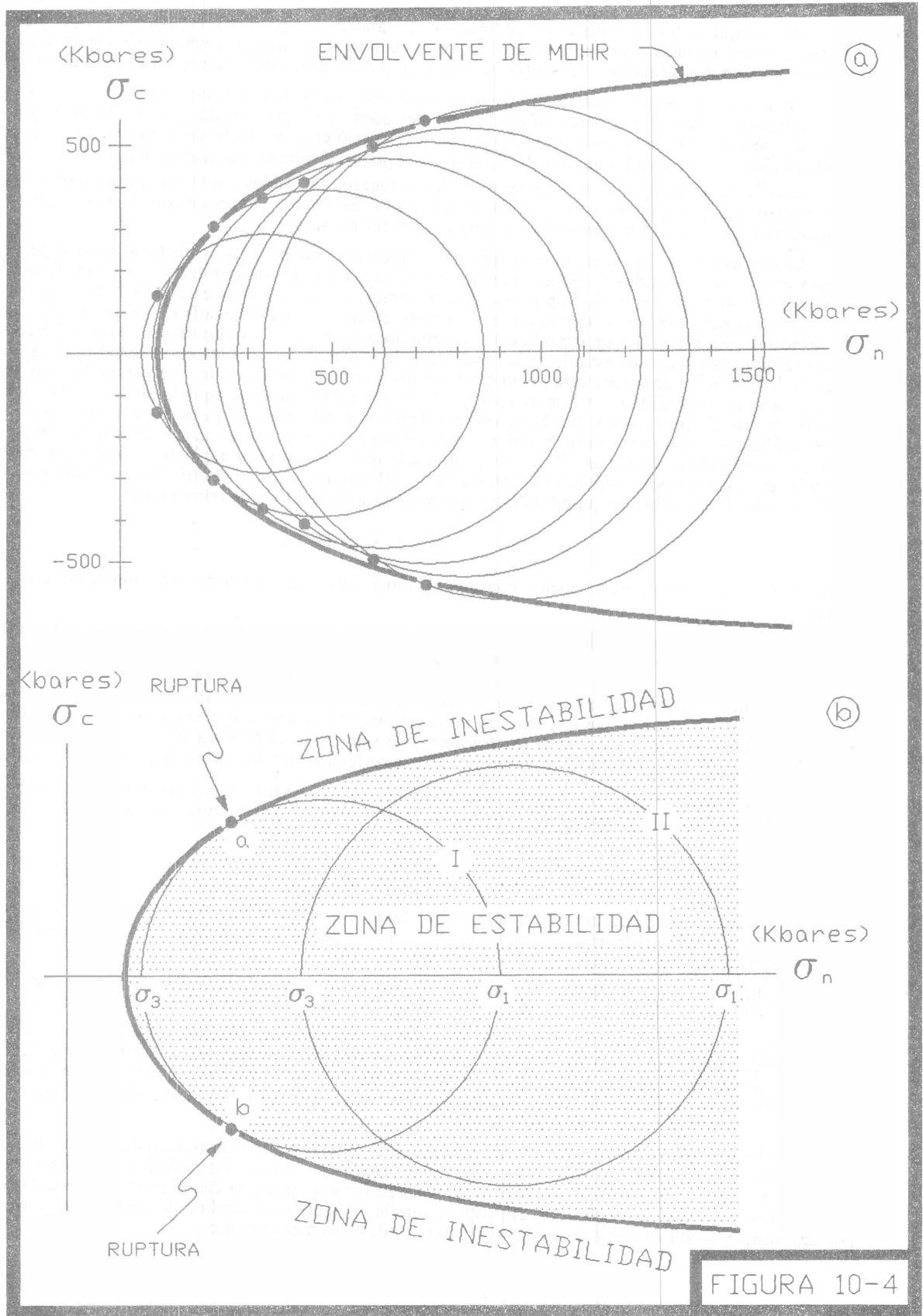
$$\sigma_c = 2T_0 + S_0 \sigma_n$$

en donde  $T_0$  es la resistencia uniaxial a la tensión y  $S_0$  es el coeficiente de fricción de la roca. Esta ecuación tiene la misma forma original que la ecuación de Coulomb e indica que la resistencia al cizalleo de un sólido depende de dos constantes,  $T_0$  y  $S_0$ , del material.

La diferencia con el criterio de Coulomb estriba en que los experimentos de Griffith se llevaron a cabo bajo un régimen de tensión, pero sus resultados y conclusiones son igualmente válidos cuando se aplica bajo compresión.

En la actualidad y gracias a las contribuciones de Mohr, el criterio más utilizado es el que involucra a la envolvente de Mohr (Figura 10-5b), la cual en lugar de ser una línea es una parábola. El uso de esta curva en conjunción con el círculo de Mohr es muy ventajoso, pues una vez que la envolvente ha sido determinada a partir de una serie de pruebas triaxiales, puede ser utilizada para predecir la resistencia máxima y el ángulo de la falla en pruebas con otras presiones confinantes y con otras cargas axiales.

Todos los conceptos expuestos hasta aquí son sólo parcialmente válidos cuando se trata de extrapolarlos a rocas deformadas en la naturaleza, en donde las condiciones cambian por la cantidad de fluidos contenidos en ellas. Además, es necesario considerar también que esos fluidos están sometidos a una cierta presión, causada simplemente por la presión litostática. Así, Terzaghi (1922) propuso que la resistencia al cizalleo de suelos saturados de agua está dada por una simple modificación del criterio de Coulomb de la siguiente manera



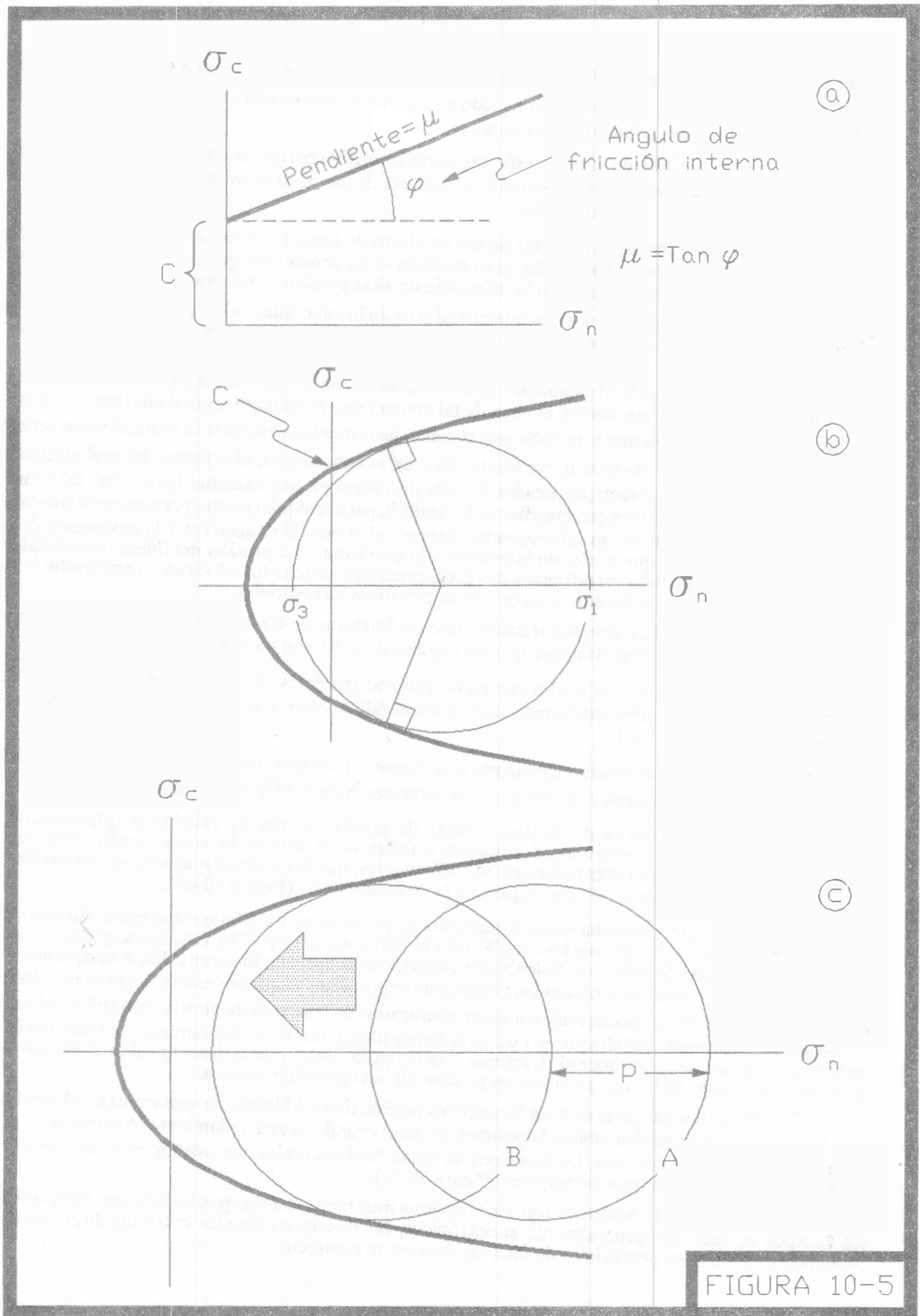


FIGURA 10-5

$$\sigma_c = C + \mu(\sigma_n - p)$$

en donde  $p$  es la *presión intersticial*, también conocida como *presión de poro* y la diferencia  $\sigma_n - p$  es definida como el *esfuerzo normal efectivo*  $\sigma'_n$ . Esta ecuación ha sido comprobada experimentalmente y se ha encontrado que funciona perfectamente para suelos y también para rocas.

El término  $\sigma_n - p$  ha sido llamado *esfuerzo normal efectivo* porque se ha comprobado experimentalmente que ésta función es la que controla efectivamente la resistencia de una roca al cizalleo y no solamente el esfuerzo normal  $\sigma_n$ , como se había supuesto anteriormente.

Las presiones intersticiales ( $p$ ) altas tienen un efecto de lubricantes en las fallas porque reducen la resistencia por fricción a lo largo de un plano de falla, pero también se ha encontrado que el coeficiente de fricción interna  $\mu$  de una roca, permanece constante aún bajo la influencia de altas presiones intersticiales.

La manera en la cual las presiones intersticiales están involucradas en el fallamiento se ilustra con un diagrama de Mohr, en el cual se grafica el esfuerzo normal efectivo en el eje de las abscisas, en lugar del esfuerzo normal (Figura 10-5c).

El círculo A representa el estado de esfuerzo de una masa de roca cuando la presión intersticial de los fluidos contenidos en sus poros, o intersticios, es cero, de tal manera que el esfuerzo normal efectivo  $\sigma'_n - p$  es igual al esfuerzo normal  $\sigma_n$ . Ahora supóngase que la presión intersticial es incrementada en esa roca hasta alcanzar un nivel "p", mientras que el esfuerzo normal es mantenido constante. Bajo estas condiciones, el esfuerzo normal efectivo  $\sigma'_n$  disminuirá y su acción sobre todos los planos potenciales de falla decrecerá en una cantidad igual a "p", tal como se indica en la figura 10-5c. Obsérvese también que el esfuerzo de cizalla  $\sigma_c$  para cualquier punto, permanecerá constante en cualquiera de los dos círculos. Si "p" tiene un valor grande, entonces el círculo B se acercará a la envolvente de Mohr y ocurrirá fallamiento en el instante que el círculo intersecte a la envolvente. La presión del fluido intersticial permitirá que se inicie fallamiento aún cuando los esfuerzos de cizalla presentes no sean los adecuados para producir una falla en "roca seca", o en roca saturada de fluidos, pero con bajas presiones intersticiales.

Se ha comprobado en pruebas triaxiales que las fracturas de cizalla se forman a ángulos menores de 45° con respecto a la dirección  $\sigma_1$ , observándose que los ángulos de  $\pm 30^\circ$  son particularmente comunes.

Cuando se utiliza presión confinante en las pruebas triaxiales, de tal manera que  $\sigma_2 = \sigma_3$ , existen un número infinito de planos potenciales igualmente favorables al fallamiento, todos igualmente inclinados con respecto a la dirección de  $\sigma_1$  (Figura 10-6a).

Pero cuando  $\sigma_2 \neq \sigma_3$  existen solamente dos planos en los que puede ocurrir fallamiento. Tales planos están inclinados el mismo ángulo con respecto a  $\sigma_1$  y se intersectan en  $\sigma_2$  (Figura 10-6b).

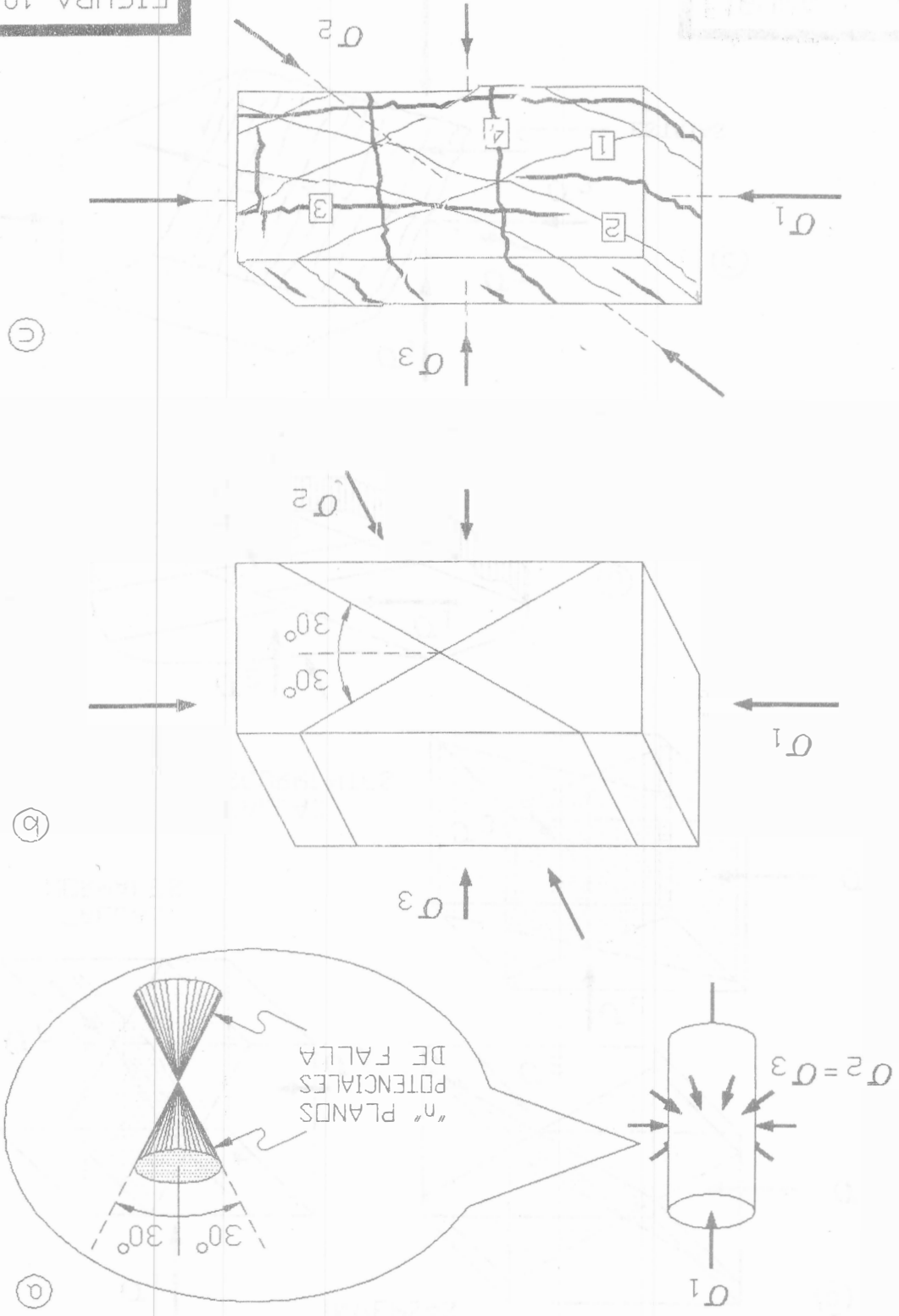
Los planos de fractura de cizalla, o fallas de cizalla cuando ha existido desplazamiento, son conocidos comúnmente como *pares conjugados de fracturas, o fallas, de cizalla*. Se ha comprobado, tanto experimentalmente como por observaciones en rocas naturalmente deformadas, que los pares conjugados se desarrollaron en las rocas a ángulos de aproximadamente 30° con respecto a la dirección de  $\sigma_1$  (Figura 10-6b).

Un experimento particularmente interesante se presenta en un dibujo esquematizado en la figura 10-6c y fue realizado por Means a principios de los años 70's (in Hobbs *et al.*, 1976, p. 326). Este investigador sometió a deformación un bloque prismático de caliza de Solenhoffen, acortándolo aproximadamente 1% a temperatura ambiente y con  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$ . Los resultados obtenidos fueron muy importantes ya que se desarrollaron cuatro sistemas de fracturas, de los cuales dos de ellos corresponden a pares conjugados de fracturas de cizalla cuya orientación con respecto a  $\sigma_1$  fue de aproximadamente 30° (fracturas 1 y 2 en la figura 10-6c). Los otros dos sistemas de fracturas fueron el resultado de la carga al inicio del experimento (fracturas 3 en la figura 10-6c) y de la descarga al final del mismo (fracturas 4 en la figura 10-6c), cuando la roca pasó por un proceso de recuperación elástica.

Si se considera que en la corteza terrestre es posible tener diferentes orientaciones de los esfuerzos principales  $\sigma_1, \sigma_2$  y  $\sigma_3$ , entonces es posible ubicar la posición de éstos cuando ocurre fallamiento. Anderson (1951) definió por vez primera en términos mecánicos, los tres tipos de fallas fundamentales que existen en la naturaleza, con referencia a la orientación de los esfuerzos principales (Figura 10-7a).

La clasificación de Anderson (*op. cit.*) funciona muy bien para cuerpos isotrópicos, pero como en la naturaleza los cuerpos de roca son generalmente anisotrópicos, las relaciones simples entre las direcciones de los esfuerzos principales y los planos potenciales de falla no siempre se cumplen.

FIGURA 10-6



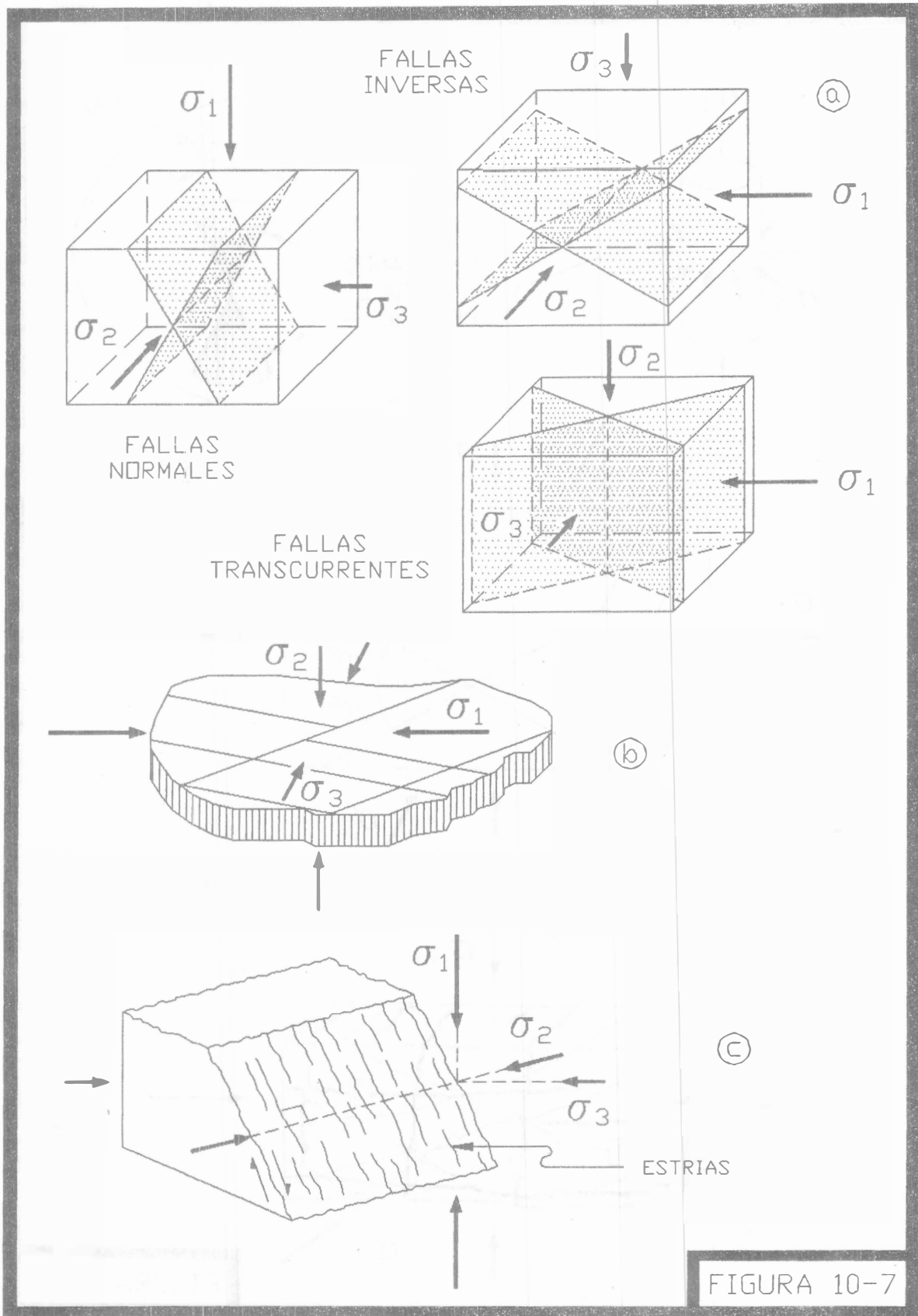


FIGURA 10-7

Para determinar las orientaciones de  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  inmediatamente antes al fallamiento se requiere conocer: a) la orientación del plano de falla, b) la dirección y sentido del desplazamiento inicial y c) el ángulo entre la falla y  $\sigma_1$ .

Como ésta información generalmente no está disponible, es difícil hacer interpretaciones exactas de esfuerzo. Sin embargo, existen casos en los que se pueden efectuar estimaciones aceptables. La situación más simple es cuando existen fallas conjugadas en un cuerpo de roca cuasi isotrópico. En este caso, la dirección de  $\sigma_1$  puede tomarse como la bisectriz del ángulo agudo entre los dos planos de falla, como se muestra en la figura 10-7b.

Un caso más complicado pero más común cuando se hace trabajo de campo, es cuando existe un solo plano de falla en un cuerpo aparentemente isotrópico, en el que se conoce el sentido y la dirección del desplazamiento inicial. En este caso, se puede inferir que  $\sigma_2$  es perpendicular a las estrías del plano de falla.  $\sigma_1$  se puede estimar a, por ejemplo,  $30^\circ$  del plano de falla y  $\sigma_3$  quedará también establecido (Figura 10-7c).

Hasta aquí se han analizado las bases mecánicas de la deformación de las rocas, pero a continuación se discutirán brevemente cuáles son las orientaciones teóricas de las estructuras producidas en un material homogéneo cuando éste es deformado por cizalla pura y por cizalla simple.

Cuando un material aproximadamente homogéneo es sometido a compresión, las primeras estructuras que se desarrollan son pares conjugados de fracturas de cizalla, orientados a  $30^\circ$  con respecto a  $\sigma_1$ , aún cuando los planos de máximo esfuerzo de cizalla están orientados a  $45^\circ$  de  $\sigma_1$  (Figura 10-8). Los  $15^\circ$  de diferencia en orientación pueden atribuirse al coeficiente de fricción interna ( $\mu$ ) del material, así como también al esfuerzo normal efectivo ( $\sigma_n$ ) cuando exista permeabilidad y presiones intersticiales de fluidos en la roca, como ya se discutió anteriormente. Asociados a las fracturas conjugadas se desarrollarán también familias de "fracturas de tensión" en *échelon*, cuya orientación será paralela a las fracturas conjugadas. Si el material deformado es suficientemente dúctil, a continuación se formarán pliegues cuyos ejes estarán orientados ortogonalmente a  $\sigma_1$  y, si la deformación continúa, entonces se podrán iniciar fallas inversas con una orientación paralela a los ejes de los pliegues.

Si se incrementa la compresión, entonces se iniciará un movimiento paralelo a los planos de las fracturas conjugadas ya existentes, generando así *fallas maestras, o principales, de primer orden*. Según Moody y Hill (1956), si continúa el incremento en la compresión habrá una "reorientación interna" de los esfuerzos principales en los bloques adyacentes a las fallas, causando que se inicien nuevos pares conjugados de fracturas orientados a  $15^\circ$  y  $75^\circ$  de  $\sigma_1$ , respectivamente (Figura 10-8), mismos que se conocen como *fracturas conjugadas de cizalla de segundo orden*. Acompañando a éstas estructuras se desarrollarán *pliegues de segundo orden* cuya orientación será de  $45^\circ$  con respecto a  $\sigma_1$ .

A medida que se continúa incrementando la compresión, se irán formando nuevos pares conjugados de fracturas de cizalla y pliegues de tercer orden. Uno de los pares conjugados comenzará a duplicar la orientación de las fallas maestras ( $30^\circ$  con respecto a  $\sigma_1$ ), mientras que el otro estará orientado a  $60^\circ$  de la dirección de  $\sigma_1$ . Los pliegues de tercer orden formarán dos sistemas de los que uno será paralelo y el otro perpendicular a  $\sigma_1$ .

Se podrá observar en la figura 10-8 que no existirá un número ilimitado de estructuras, puesto que en un momento dado unas tienden a ser paralelas a otras. Consecuentemente, se concluye que la orientación de las estructuras resultantes de una deformación por cizalla pura puede resolverse en ocho direcciones principales de fracturas o fallas de cizalla y en cuatro direcciones principales de ejes de pliegues y fallas inversas, además de una dirección principal de fallas normales.

Las estructuras formadas por cizalla pura serán parcialmente iguales a las estructuras formadas por cizalla simple (comparar figuras 10-8 y 10-9). Sin embargo hay entre ambos casos diferencias importantes que vale la pena discutir por separado.

Si se somete a cizalla simple a un material aproximadamente homogéneo, se desarrollan fallas y pliegues que inicialmente tienen una orientación bien definida con respecto a la dirección en que se está aplicando el par de fuerzas no-coaxiales. Esto es, si el par de fuerzas está orientado  $45^\circ$  al NW-SE, entonces existirá un par de "componentes compresionales" orientadas N-S y un par de "componentes extensionales" orientadas E-W (Figura 10-9). Este estado de esfuerzos provocará que se generen fallas transcurrentes cuya orientación se ubicará a  $30^\circ$  de la dirección de la componente compresional, es decir a  $30^\circ$  al NW-SE y a  $30^\circ$  al NE-SW. De la misma manera, los ejes de los pliegues sigmoidales deberán ser ortogonales a la dirección de la componente compresional, o sea E-W, mientras que las fallas normales tendrán una dirección N-S y las fallas inversas E-W, paralelas a los ejes de los pliegues (Figura 10-9). Teóricamente también se desarrollarán fracturas ("*riedels*") y pliegues de segundo orden con las orientaciones mostradas en la figura 10-9, pero a medida que continúa el proceso de cizalleo, se irá desarrollando una rotación progresiva que conducirá finalmente a un paralelismo aproximado entre las estructuras y el par de fuerzas aplicado.



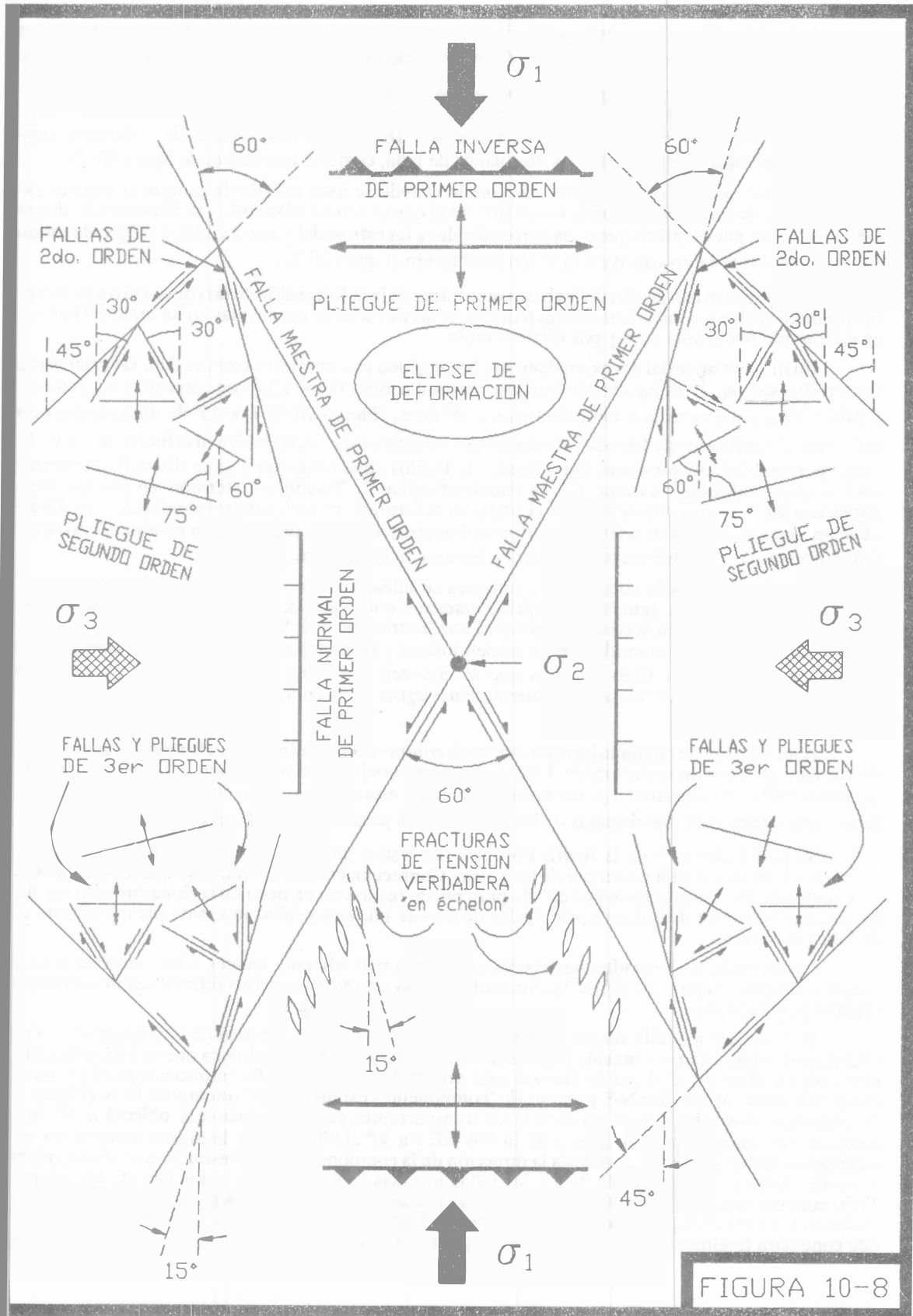
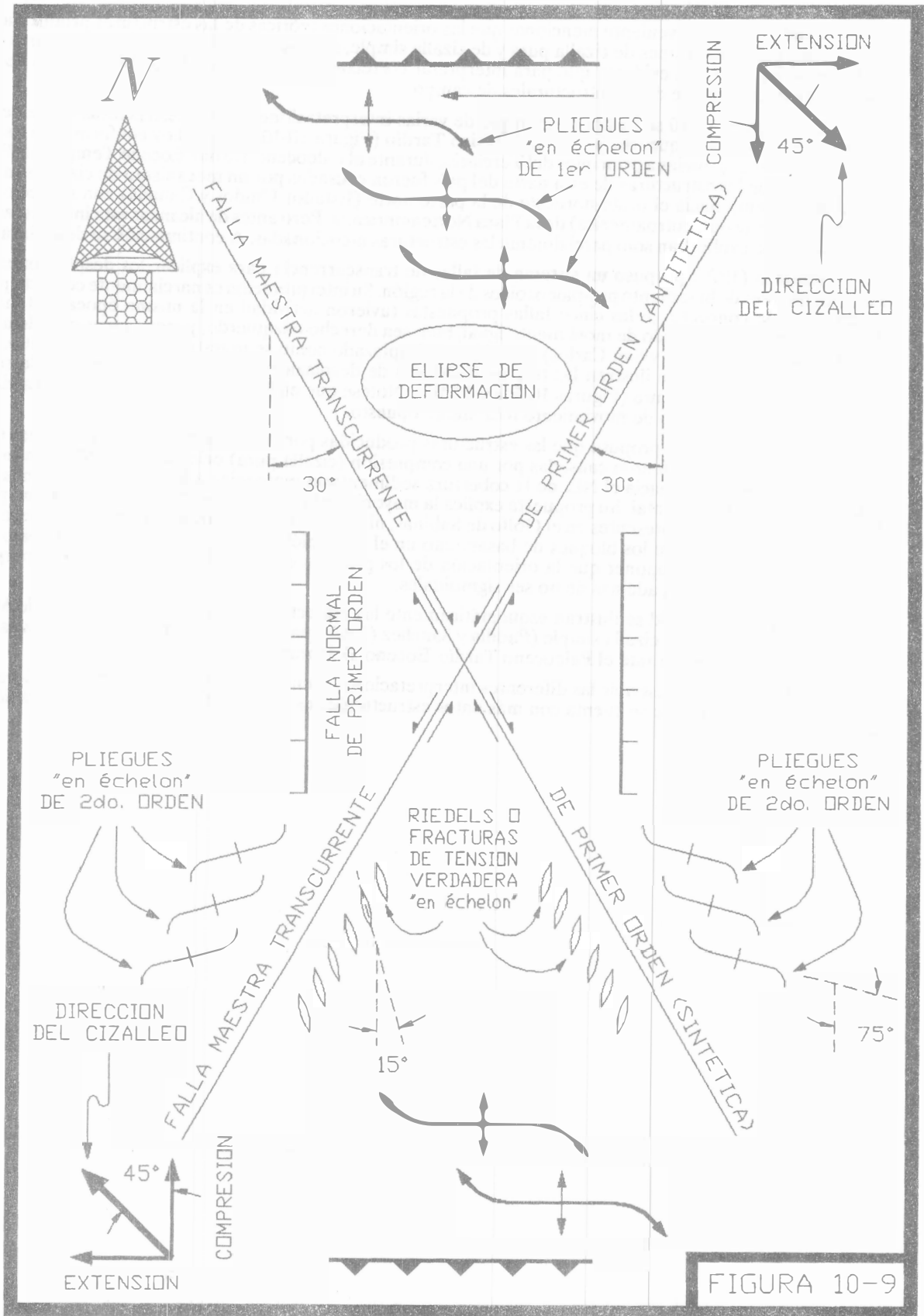


FIGURA 10-8



Asimismo, es conveniente mencionar que las orientaciones teóricas de las estructuras producidas en un medio homogéneo bajo condiciones de *cizalla pura* y de *cizalla simple*, son muy aproximadas a las estructuras que se forman en la naturaleza, pero es evidente que para interpretar correctamente el origen de las segundas es necesario contar con la mayor cantidad de datos estructurales de campo.

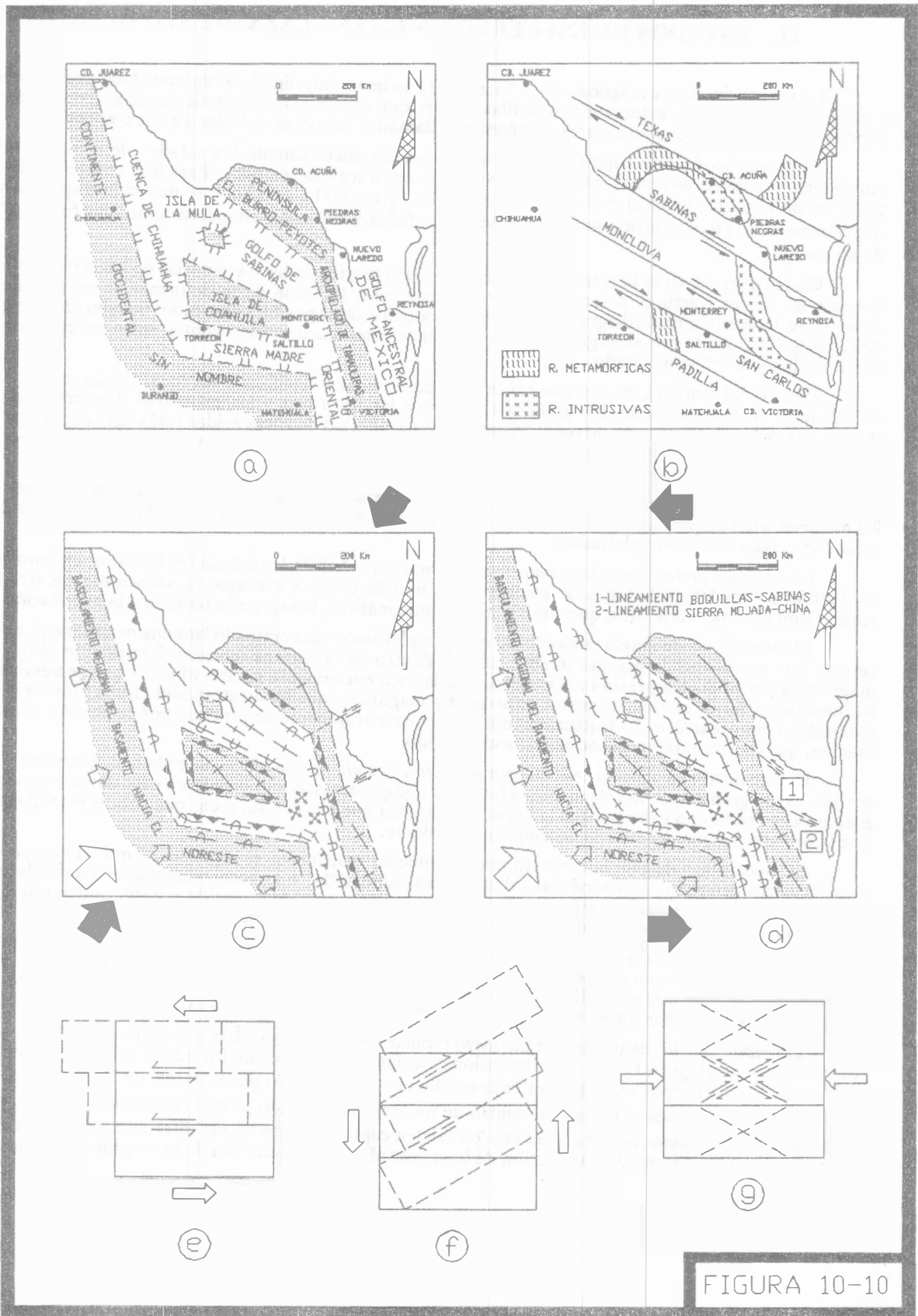
En la figura 10-10 se ilustra un ejemplo de varias interpretaciones de las estructuras presentes en el NE de México, desde aquellas que existían en el Jurásico Tardío (Figura 10-10a) y que hoy conforman el basamento de la región, hasta las originadas a principios del Terciario, durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano (Figura 10-10d). Hoy se sabe que las estructuras de esta parte del país fueron causadas por un mecanismo de *cizalla simple* provocado por el movimiento hacia el oeste-noroeste de la parte norte (Estados Unidos y Canadá) con respecto a la parte sur (México y el norte de Centroamérica) de la Placa Norteamericana. Pero antes de alcanzar esta interpretación existieron varias otras que explicaban sólo parcialmente las estructuras mencionadas. A continuación se describirán tres de ellas.

Alfonso (1976) propuso un sistema de fallas de transcurrencia para explicar los desplazamientos aparentes entre los bloques de basamento pre-paleozoicos de la región. Su interpretación es parcialmente correcta porque adolece de un error de concepto. Si las cinco fallas propuestas tuvieron actividad en la misma época, entonces todas ellas deberían mostrar un sentido de movimiento igual, bien sea derecho o izquierdo, porque no es posible mecánicamente que dos de ellas (Sabinas y San Carlos) se hubiesen desplazado como se muestra en la figura 10-10b. En las figuras 10-10e, 10-10f y 10-10g se ilustran las tres posibilidades de desplazamientos entre bloques cuando se les somete a *cizalla simple* o a *cizalla pura* (Figuras 10-10e y 10-10f). Nótese que en los dos casos en que se aplica *cizalla simple* se podría obtener un sentido de movimiento totalmente opuesto.

De Cserna (1956) propuso que las estructuras producidas por la "Orogenia Laramide" a fines del Cretácico y principios del Terciario, fueron causadas por una compresión (*cizalla pura*) orientada SW-NE y un movimiento gravitacional (*décollement*) hacia el NE, de la cobertura sedimentaria mesozoica a lo largo de la Cuenca de Chihuahua y de la Sierra Madre Oriental. Su propuesta explica la mayoría de las estructuras de la región, pero no puede justificar los pliegues sigmoidales presentes en el Golfo de Sabinas, ni las posibles fallas transcurrentes que fueron responsables de los desplazamientos de los bloques de basamento en el Archipiélago de Tamaulipas, porque bajo la compresión que sugiere se debería suponer que la orientación de los pliegues en el Golfo de Sabinas fuera perpendicular a la dirección de compresión, además de no ser sigmoidales.

En la figura 10-10d se ilustran esquemáticamente las estructuras presentes en ésta parte de México, pero se sugiere un mecanismo de *cizalla simple* (Padilla y Sánchez (1986), para explicar la deformación y todas las estructuras que fueron generadas durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano.

El propósito de describir las diferentes interpretaciones mencionadas en los párrafos anteriores, es ilustrar al lector como a medida que se cuenta con más datos estructurales es posible alcanzar una interpretación más sólida y menos cuestionable.



## 11.- ESTADOS DE ESFUERZO EN EL EMPLAZAMIENTO DE ROCAS IGNEAS.

La presencia de rocas ígneas en la Tierra está íntimamente ligada a regiones bien definidas, en las que sus condiciones de estado de esfuerzos son similares. Para que ocurra el emplazamiento de una roca ígnea deben existir condiciones estructurales particulares comúnmente llamadas "zonas de debilidad en la corteza".

El propósito de éste capítulo es analizar y discutir sucintamente los estados de esfuerzo que permiten el emplazamiento de rocas ígneas intrusivas y extrusivas en la corteza terrestre. Para iniciar tal análisis es conveniente partir de un esquema general como el mostrado en la figura 11-1a, en el que se ilustra la disposición teórica de las trayectorias de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  y de la orientación de fracturas, o fallas, potenciales cuando se aplica una fuerza "F" en el extremo de un cuerpo.

En la figura 11-1b se ilustra también la disposición teórica de las trayectorias de los esfuerzos principales y las ubicaciones de las fracturas potenciales, pero en este caso, la causa de la deformación es un cuerpo magmático ascendente. Con este sencillo diagrama se muestran todos los casos posibles de estados de esfuerzo en el emplazamiento de rocas ígneas, por lo que se sugiere al lector efectuar comparaciones frecuentes entre los casos que se discuten a continuación y el esquema citado.

Dentro del amplio espectro que existe para determinar y clasificar a las rocas ígneas, en geología estructural es suficiente la utilización de dos grandes categorías: las intrusivas y las extrusivas. En ambos casos también es importante distinguir si se trata de rocas básicas (más pesadas), o de rocas ácidas (más ligeras), porque el movimiento ascendente y el consecuente emplazamiento de las rocas ígneas es causado fundamentalmente por diferencias de densidad y de temperatura.

En virtud de que una roca ígnea extrusiva y las estructuras por las que sale a la superficie tienen su origen en los materiales del magma, en este libro se discuten en primer lugar las estructuras asociadas a las rocas ígneas intrusivas, o también conocidas como plutónicas.

Los cuerpos plutónicos más comunes son los mantos (o "sills"), los diques, los lacolitos, los lopolitos, los facolitos, los batolitos y los "stocks". Antes de analizar cada uno de ellos es conveniente mencionar los tres mecanismos de emplazamiento más aceptados, que son el "stopping magmático", la inyección forzada y la asimilación magmática.

El mecanismo de emplazamiento de cuerpos plutónicos denominado "*stopping magmático*", es aquel en que se supone que un cuerpo de magma se abre camino dentro de la corteza terrestre fracturando el techo de la cámara magmática por la propia presión del magma. Así, la roca encajonante genera bloques que se hundan, desde luego si su densidad es mayor que la del magma, en la cámara magmática quedando atrapados en ella y formando los fragmentos conocidos como *xenolitos*. El fracturamiento de la roca encajonante se produce por la presión y la temperatura del magma, que de esa manera puede seguir ascendiendo.

El mecanismo de emplazamiento por *inyección forzada* es una hipótesis en la que se supone que la presión del magma es tan grande que va empujando a las rocas encajonantes, como sucede en caso del ascenso de domos salinos. Este proceso se lleva a cabo porque la presión litostática que ejercen las rocas que sobreyacen al intrusivo es menor que la presión interna del cuerpo de magma ascendente.

El mecanismo de emplazamiento por *asimilación magmática* es aquel en el que el cuerpo de magma tiene características geoquímicas y térmicas tales que "va asimilando" a la roca encajonante a medida que avanza. Esta hipótesis es la menos comprendida aunque muy estudiada y ha sido conocida durante mucho tiempo como "reemplazamiento metasomático", dando origen al término "granitización", ahora en desuso.

Cualquiera que haya sido el mecanismo por el que se emplazó un cuerpo plutónico, en el sitio en que ocurre la intrusión debe existir una zona de debilidad de la corteza, en donde la presión litostática es tal que permite el ascenso del magma. Esas regiones son más frecuentes en los bordes continentales y en los límites de placas litosféricas, aunque también ocurren en áreas intracontinentales. A continuación se discuten los cuerpos plutónicos más comunes.

Un *manto* o "*sill*" es un cuerpo intrusivo tabular emplazado paralelo a la estratificación o esquistosidad de la roca encajonante (Figura 11-2a). Sus dimensiones varían desde unos cuantos milímetros de espesor hasta centenares de metros. Estos cuerpos se emplazan bajo condiciones de esfuerzo particulares, en las que  $\sigma_3$  es perpendicular al manto y  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  paralelos al mismo. Si dentro de un manto existen dos o más inyecciones del mismo magma se dice que es un *manto múltiple*. Si dentro del cuerpo existen capas de composición diferente, pero provenientes del mismo magma y que fueron formadas por acción de la gravedad, entonces se trata de un *manto diferenciado*.

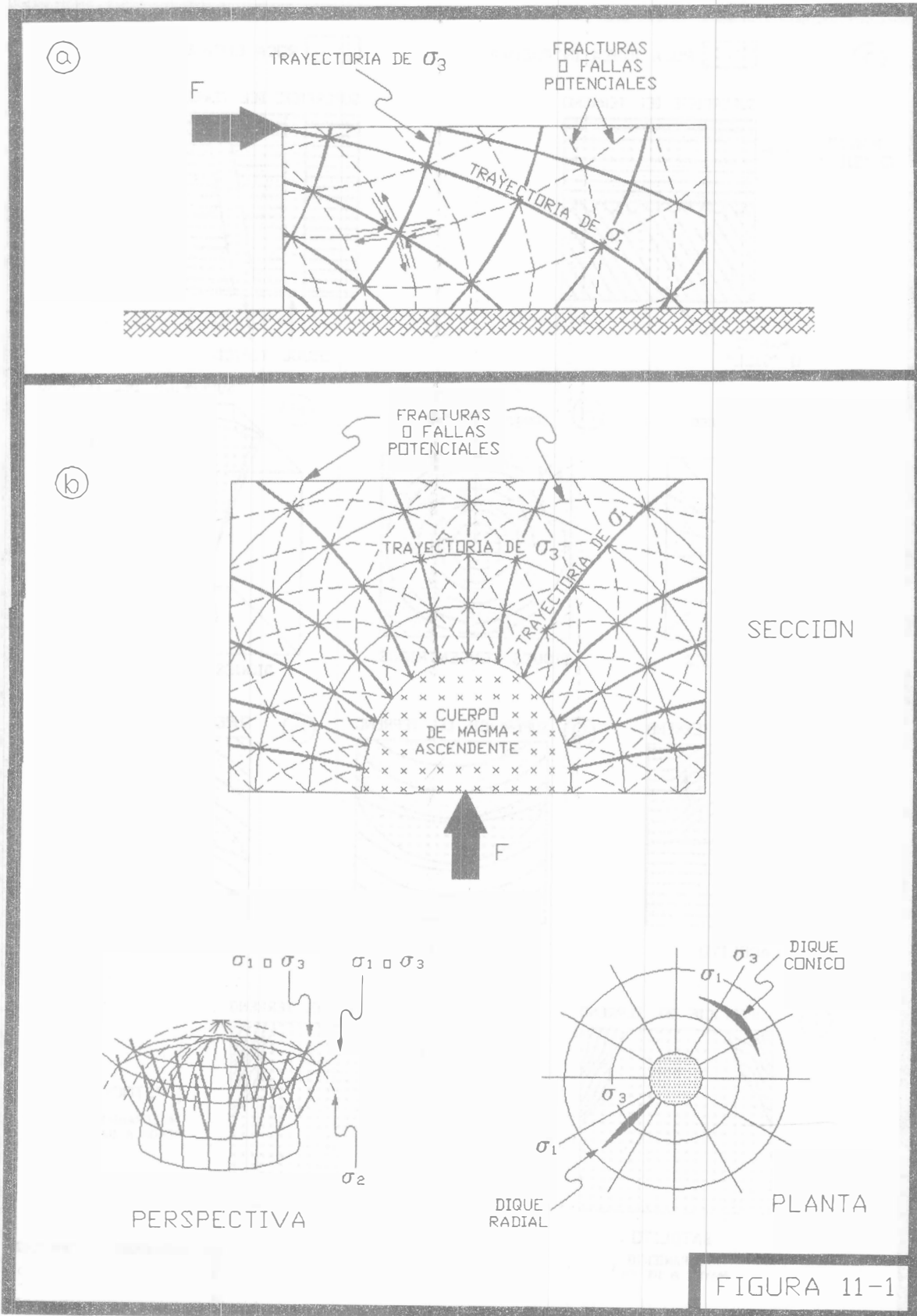


FIGURA 11-1

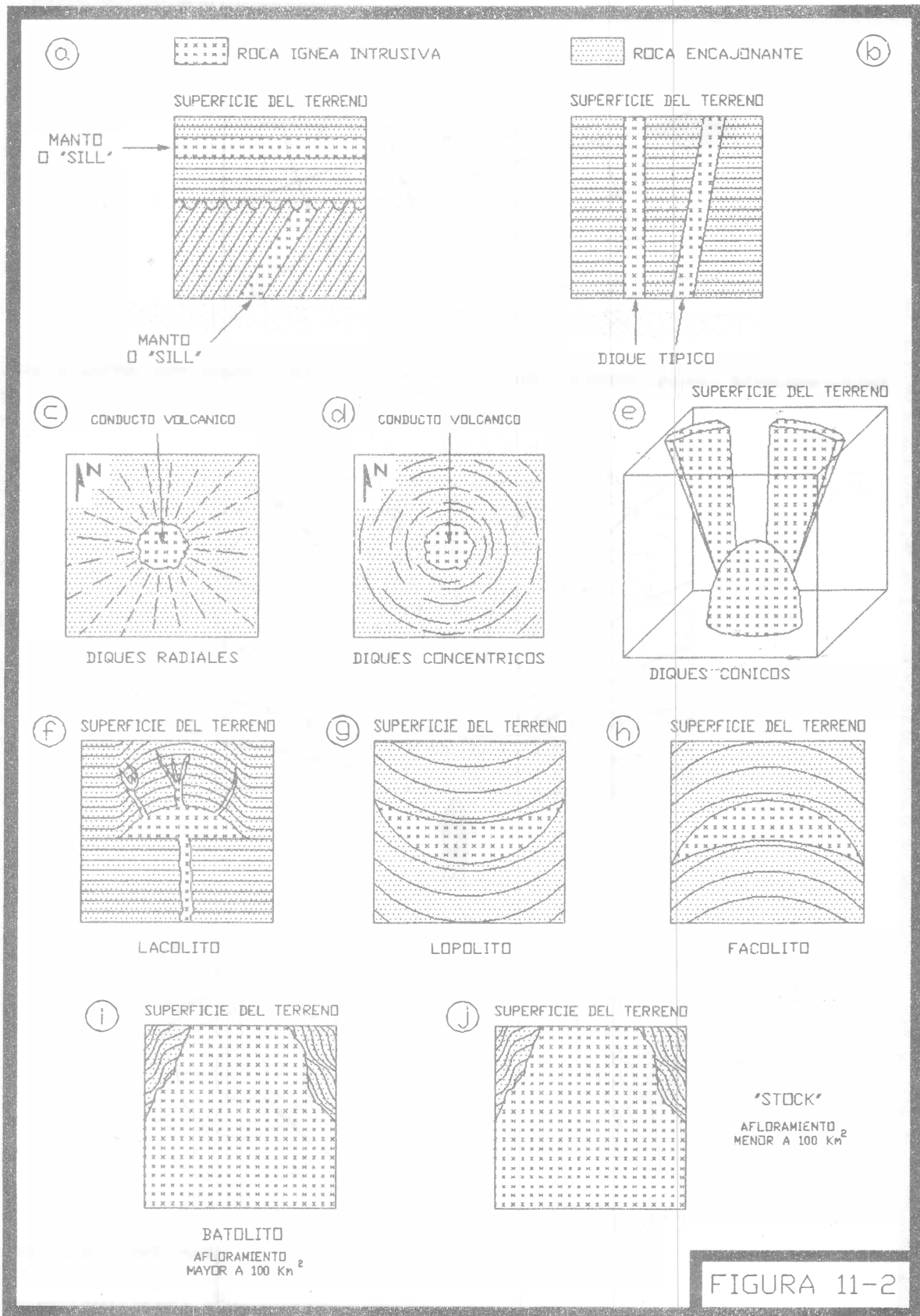


FIGURA 11-2

Un *dique típico* es un cuerpo intrusivo tabular emplazado de tal manera que corta a la estratificación, o a la esquistosidad, o a las estructuras de la roca encajonante (Figura 11-2b). Su posición puede ser vertical o inclinada y sus dimensiones varían desde unos cuantos centímetros de espesor y metros de longitud, hasta varios centenares de metros de espesor y decenas de kilómetros de longitud. Las condiciones de esfuerzo para su emplazamiento son específicas, en las que  $\sigma_3$  es perpendicular al cuerpo y  $\sigma_1$  es vertical o inclinado, pero con tendencia a la vertical (ver figura 11-1). En el emplazamiento de cuerpos tabulares debe recordarse que  $\sigma_1$  siempre es paralelo al cuerpo y es el que causa la fractura y que  $\sigma_3$  siempre es perpendicular al cuerpo y es el que permite el movimiento de apertura de la fractura. En la figura 11-1b, en el diagrama que representa un cuerpo magmático ascendente, se observa que cambia la posición de los esfuerzos principales máximo y mínimo. Esta aparente discrepancia se explica por la posible variación de la presión litostática, es decir, si la presión litostática es grande ocurrirá el emplazamiento de diques cónicos, mientras que si ésta es pequeña, entonces se emplazarán diques radiales.

Se dice que un *dique radial* es aquel conjunto de cuerpos tabulares intrusivos que han sido emplazados de forma radial a un centro, comúnmente un conducto volcánico (Figura 11-2c). Su posición es casi siempre vertical o con poca inclinación y sus dimensiones varían desde unos cuantos centímetros a varios metros de espesor y longitudes de varios metros hasta algunos kilómetros. Las condiciones de esfuerzo que propiciaron las fracturas en donde se emplazaron los diques, fueron causadas por un empuje vertical hacia arriba de la cámara magmática y/o del conducto volcánico, en donde  $\sigma_1$  es vertical, pero va variando su posición y  $\sigma_3$  tiende a ser preferentemente horizontal, pero también varía su posición (comparar las figuras 11-2c y 11-1b).

Los *diques concéntricos* que aparecen en un mapa (Figura 11-2d) son denominados *diques cónicos* cuando se observan en tres dimensiones (Figura 11-2e). Son por lo general conos truncados de diversas maneras y son cuerpos tabulares inclinados hacia un centro, casi siempre un conducto volcánico. Su inclinación es variable debido a las condiciones de esfuerzo que causaron las fracturas en donde se emplazaron (comparar las figuras 11-2d y 11-2e con la 11-1b). Sus dimensiones varían desde unos cuantos centímetros hasta unas cuantas decenas de metros de espesor y sus longitudes son de algunos metros hasta centenares o miles de metros, pero nunca están presentes a grandes distancias de su centro generador.

Los *diques anulares* son cuerpos intrusivos tabulares, que se acuñan lateralmente y que tienden a formas tubulares. Sus inclinaciones son muy variables, desde verticales hasta horizontales y sus dimensiones son por lo general pequeñas, desde unos cuantos centímetros hasta algunas decenas de metros. Se cree que fueron emplazados en las intersecciones de las fracturas radiales y concéntricas que se forman cuando asciende magma a través de un conducto volcánico (ver figura 11-1b).

Un *lacolito* es un cuerpo intrusivo que provocó el plegamiento en forma de domo de los estratos entre los cuales se emplazó (Figura 11-2f). Por lo general su piso es horizontal, pero algunas veces puede estar combado hacia abajo. Sus dimensiones son de algunos kilómetros de diámetro, comúnmente no más de seis y su espesor varía de cientos a miles de metros. Un lacolito tiene frecuentemente transiciones laterales y verticales a mantos y diques. La mayoría de éstos cuerpos se emplazan en áreas de rocas sedimentarias horizontales, en donde las condiciones de esfuerzo son tales que permiten la alimentación del magma con una presión interna mayor que la presión litostática, provocando así el plegamiento de las rocas suprayacentes. Un factor importante es la viscosidad del magma, que debe ser alta, porque si fuera baja, la tendencia del mismo sería a formar mantos.

Un *lopolito* es un cuerpo intrusivo tabular concordante con una cuenca estructural (Figura 11-2g). Sus dimensiones son de algunos kilómetros de diámetro y espesores de algunos centenares de metros. Se considera que su emplazamiento debe ser contemporáneo a la formación de la cuenca, porque si fuera posterior debería ser clasificado como un manto plegado.

Un *facolito* es un cuerpo intrusivo tabular concordante con las crestas de anticlinales (Figura 11-2h). Sus dimensiones son de algunos kilómetros de diámetro y espesores de algunos centenares de metros. Se considera que su emplazamiento se efectuó pasivamente cuando el magma rellenó las cavidades que dejaron los estratos superiores de un anticlinal, al separarse de los estratos inferiores durante el plegamiento, aunque también es posible que la propia presión del magma causara esa separación.

El término *batolito* es comúnmente aceptado para denominar a cualquier cuerpo intrusivo de grandes dimensiones, que presenta un área aflorante mayor a  $100 \text{ Km}^2$ . Esta es una definición arbitraria que sirve únicamente para distinguir estos cuerpos de otros con menor área de afloramiento, a los que se designa como "*stocks*" (Figuras 11-2i y 11-2j). Ambos cuerpos se agrandan hacia abajo y se desconoce cuál es su forma general. Los estados de esfuerzo que prevalecían en la corteza cuando se emplazó un batolito o un "*stock*", involucran necesariamente alguna zona de debilidad cortical.

Hasta aquí se han descrito brevemente los cuerpos intrusivos más comunes; a continuación se discutirán las estructuras más frecuentes asociadas con rocas ígneas extrusivas.



Los estados de esfuerzo que propician la formación de estructuras volcánicas están siempre asociados a una posición vertical de  $\sigma_1$  y horizontal de  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ . Para que exista extrusión de rocas ígneas en la superficie terrestre es condición necesaria que exista también un conducto de alimentación y éste es siempre una fractura, o falla, vertical o muy inclinada, que conecte la cámara magmática fuente con la superficie. En todos los casos la presión del magma es mayor que la presión litostática. La forma de los conductos que alimentan a los aparatos volcánicos puede ser tabular o cuasi cilíndrica; si es tabular, es común que ocurran los denominados *derrames de fisura*, mientras que si es cilíndrica es de esperarse el desarrollo de un volcán. Enseguida se describirán brevemente las estructuras volcánicas más simples, como son los volcanes y las calderas.

Los volcanes son cuerpos de roca producto de la erupción de material volcánico fluido (lava), detrítico (piroclastos), o una combinación de ambos, que es alimentado del interior de la Tierra desde una cámara magmática. Las dimensiones de los aparatos volcánicos varían desde unos cuantos metros hasta kilómetros y el tamaño no es un buen parámetro para su clasificación, por lo que generalmente se les distingue por el tipo de rocas volcánicas que los forman y por el mecanismo de eyección, que puede ser explosivo o de flujo lento.

Un *volcán en escudo* es aquel aparato volcánico que está construido principalmente por derrames de lava, por lo que los conos son anchos y con laderas poco inclinadas. La mayor parte de la lava sale por el cráter, pero otra cantidad importante es eyectada por fisuras y chimeneas pequeñas en los costados del volcán (Figura 11-3a), como es el caso del Volcán del Xitle en la Cuenca de México.

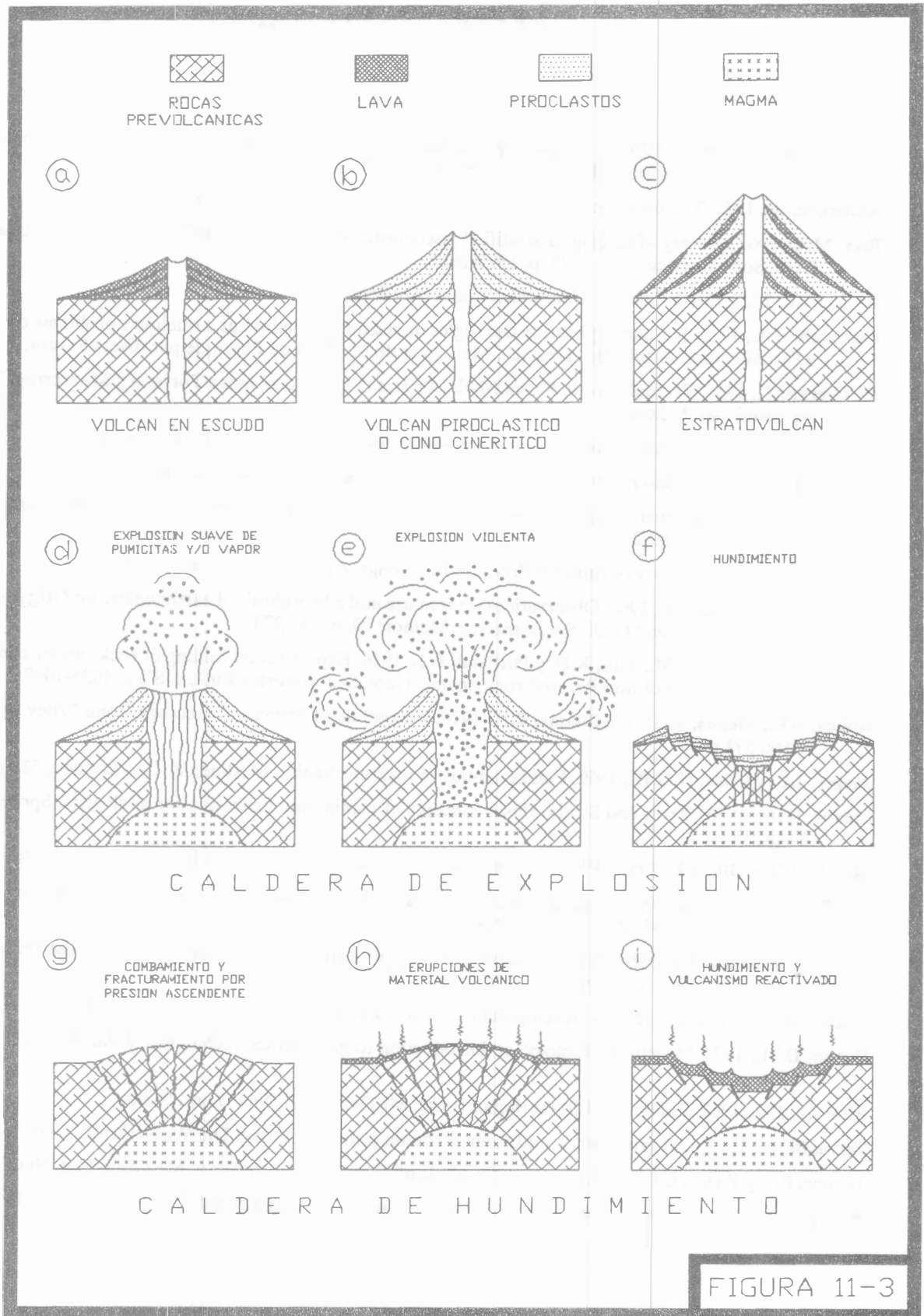
Un *volcán piroclástico o cinerítico* (Figura 11-3a) es aquel aparato volcánico constituido principalmente por material piroclástico, por lo que los conos son más estrechos que los volcanes de escudo y sus laderas tienen inclinaciones más altas.

La combinación de derrames de lava y capas de material piroclástico son característicos de los *estratovolcanes* (Figura 11-3c), los cuales llegan a tener grandes dimensiones y forman cadenas volcánicas espectaculares, como la Sierra Nevada al oeste de la Cuenca de México. Frecuentemente se encuentran asociados a este tipo de volcanes los llamados *conos adventicios o parásitos*, que son conductos subsidiarios sobre los costados de un aparato principal.

Una *caldera de explosión* es una estructura volcánica producto de una explosión, en principio suave y finalmente violenta, que remueve un gran volumen de roca y deja una depresión delimitada por fallas normales concéntricas al centro volcánico (Figuras 11-3d, 11-3e y 11-3f). La remoción del material superior y la pérdida de presión y de volumen de roca en la cámara magmática, es lo que propicia el hundimiento del material remanente, aunado a un decrecimiento de volumen en la propia cámara por enfriamiento. Las dimensiones de éstas estructuras son considerables y alcanzan varios kilómetros de diámetro.

Por otro lado, las *calderas de hundimiento* son más comunes que las de explosión y su proceso de formación es debido a la expulsión rápida de material de una cámara magmática, lo que origina una falta de apoyo en la parte superior de la misma, provocando un desplome de las rocas suprayacentes. El hundimiento se efectúa de forma gradual y en bloques limitados por fallas normales concéntricas al centro de la estructura, lo que puede causar un nuevo aumento en la presión de la cámara y, consecuentemente, una reactivación del vulcanismo en la depresión ya existente (Figuras 11-3g, 11-3h y 11-3i).

Vale la pena aclarar que existen muchos otros casos de estructuras asociadas a las rocas volcánicas, pero su análisis y discusión rebasan el objetivo de este libro.



## REFERENCIAS CITADAS

- Alfonso Zwanzinger, J.**, 1976, Geología regional del Sistema Sedimentario Cupido, *in*: Simposio de Geología del Subsuelo, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 134-159
- Anderson, R.**, 1951, The dynamics of faulting: Oliver & Boyd, Edimburg, 206 p.
- Biot, M.A.**, 1961, Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis: Geol. Soc. America Bull., v. 75, p. 1595-1620
- Busk, H.G.**, 1929, Earth flexures: Cambridge University Press, 76 p.
- Coulomb, C.A.**, 1773, Sur une application des regles de maximum et minimum a quelques problems de statique relatifs a l'architecture: Acad. Roy. Des Sci., Memoires de Math. et de Physique par divers Savans, 7, p. 343-382
- De Cserna, Z.**, 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: 20 Congr. Geol. Internacional, México, 87 p.
- Donath, F.A. y Parker, R.B.**, 1964, Folds and folding: Geol. Soc. America Bull., v. 75, p. 45-62
- Flouty, M.J.**, 1964, The description of folds: Geol. Assoc. Proc., v. 75, pt. 4, p. 461-489
- Gill, W.G.**, 1953, Construction of geological sections of folds with steep-limb attenuation: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 37, p. 2389-2406
- Griffith, A.A.**, 1924, Theory of rupture: Proc. 1st Int. Congr. Applied Mech., Delft, p. 55-63
- Griggs, D.T. y Handin, J.**, 1960, Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes, *in*: Griggs y Handin (Eds.), Rock Deformation : Geol. Soc. America, Memoir 79, p. 347-373
- Handin, J., Friedman, M., Min, K.D. y Pattison, L.J.**, 1976, Experimental folding of rocks under confining pressure: Part II. Buckling of multilayered rock beams: Geol. Soc. America Bull., v. 87, p. 1035-1048
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F.**, 1976, An outline of Structural Geology: John Wiley & Sons, Inc., New York, 571 p.
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W.**, 1969, Fundamentals of rock mechanics: Methuen & Co., London, 513 p.
- Means, W.D.**, 1976, Stress and Strain: Basic concepts of continuum mechanics for geologists: Springer-Verlag, New York, 339 p.
- Moody, J.D. y Hill, J.J.**, 1956, Wrench-fault tectonics: Geol. Soc. America Bull., v. 67, p. 1207-1246
- Padilla y Sánchez, R.J.**, 1985, Implicaciones estructurales de los arrecifes en el desarrollo de pliegues: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., v. 34, nº 2, p. 43-90 (1982)
- Padilla y Sánchez, R.J.**, 1986, Post-paleozoic tectonics of northeast México and its role on the evolution of the Gulf of México: Geofísica Internacional, v. 25-1, p. 157-206
- Price, N.J.**, 1966, Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock: Pergamon, Oxford, 83 p.
- Ragan, D.M.**, 1973, Structural Geology: an introduction to geometrical techniques: John Wiley & Sons, New York, 208 p.
- Ramsay, J.G.**, 1967, Folding and fracturing of rocks: Mc Graw-Hill, New York, 568 p.
- Terzaghi, K.**, 1922, Der grundbruch und stanwerken un seine verhutung: Die Wasserkraft, 17, p. 445-449
- Turner, F.J. y Weiss, L.E.**, 1963, Structural analysis of metamorphic tectonites: Mc Graw-Hill, New York, 545 p.
- Wilson, J.T.**, 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift: Nature, v. 207, p. 343-347

## INDICE

- Alóctono. 17
- Angulo de cizalla. 73
- Angulo interlimbos. 24
- Anticlinal. 24
- Antiforma. 24
- Asimilación magmática. 102
- Autóctono. 17
- Batolito. 102
- Blastomilonitas. 20
- Bloque de piso. 14
- Bloque de techo. 14
- Bolás de arena. 6
- Boudinage. 27
- Brecha. 20
- Buzamiento. 7
- Cabalgadura. 17
- Caldera de explosión. 102
- Caldera de hundimiento. 102
- Círculo de Mohr para deformación finita. 77
- Círculo de Mohr para esfuerzo. 58
- Cizalla
  - pura. 75
  - simple. 75
- Comportamiento
  - anelástico. 87
  - de transición quebradizo-dúctil. 87
  - dúctil. 87
  - quebradizo. 87
- Conos
  - adventicios. 102
  - parásitos. 102
- Cordones de flujo. 6Cresta del pliegue. 24
- Criterio de Coulomb. 91
- Décollement. 17
- Deformación. 70
  - biaxial. 75
  - de cizalla. 73
  - finita. 77
  - heterogénea. 70
  - homogénea. 70
  - infinitesimal. 77
  - irrotacional. 75
  - progresiva. 77
  - rotacional. 75
  - triaxial. 75
  - uniaxial. 75
- Deformaciones principales. 75
- Derrames de fisura. 106
- Deslizamiento interestratal. 21
- Desplazamiento
  - a rumbo. 14
  - en dirección del echado. 14
  - interestratal anti-clásico. 21
  - neto. 14
- Diaclasas. 14
- Diagrama
  - beta. 41
  - de contornos. 41
  - de polos. 41
- Dilación. 70
- Dique
  - radial. 105
  - típico. 105
- Diques
  - anulares. 105
  - concéntricos. 105
- Dirección
  - de buzamiento. 7
  - de los esfuerzos principales. 56
- Direcciones principales de deformación. 75
- Discordancia. 10
- Distorsión. 70
- Echado aparente. 7
- Echado. 7
- Eje
  - beta. 41
  - del pliegue. 24
- Elipse de esfuerzo. 56
- Elipsoide de deformación. 75
- Elongación. 70
  - cuadrática. 73
- Envolvente de Mohr. 91
- Escalones de falla. 20
- Esfuerzo. 51
  - diferencial. 89
  - en un punto. 56
  - normal efectivo. 94
- Esfuerzos principales. 56
- Espesor (de una capa)
  - aparente. 10
  - verdadero. 7
- Esquistosidad. 27
- Estereodiagrama. 36
- Estiramiento. 70
- Estratificación. 3
  - cruzada. 3
  - graduada. 3
  - sigmoidal. 3
- Estratovolcán. 102
- Estrías de falla. 20
- Estructura. 1
- Estructuras
  - primarias. 3
  - secundarias. 3
- Facolito. 102
- Falla. 14
  - de ángulo alto. 17
  - de ángulo bajo. 17
  - de crecimiento. 17
  - de desplazamiento a rumbo del echado. 14
  - de desplazamiento lateral. 14
  - de transcurencia. 14
  - de transcurencia dextral. 17
  - de transcurencia sinistral. 17
  - inversa. 17
  - normal. 17
  - oblicua. 17
  - transformante. 17
  - transformante activa. 17
  - transformante muerta. 17
- Fallas
  - maestras de primer orden. 97
  - principales de primer orden. 97
- Flanco del pliegue. 24



613309

G.- 613309

- Fluido newtoniano.* 87  
*Fracturas*  
   *conjugadas de cizalla de segundo orden.* 97  
   *de desecación.* 14  
*Fuerza*  
   *de cizalla.* 48  
   *normal.* 48  
*Fuerzas*  
   *de cuerpo.* 48  
   *superficiales.* 48  
*Geología estructural.* 1  
*Gouges.* 20  
*Hipótesis de Griffith.* 91  
*Huellas*  
   *de base.* 3  
   *de carga.* 6  
   *de corriente.* 3  
   *de oscilación.* 3  
*Incompresibilidad.* 85  
*Inyección forzada.* 102  
*Juntas.* 14  
   *columnares.* 14  
   *de extensión verdadera.* 14  
*Lacolito.* 105  
*Limbo del pliegue.* 24  
*Lineaciones de minerales.* 24  
*Líneas*  
   *de tiempo.* 10  
   *de deformación nula.* 75  
   *invariantes.* 75  
*Longitud de onda dominante.* 21  
*Lopolito.* 102  
*Método de los tres puntos.* 10  
*Manto.* 102  
   *diferenciado.* 102  
   *múltiple.* 102  
*Material*  
   *continuo.* 1  
   *de Saint Venant.* 87  
   *elástico.* 85  
   *plástico.* 87  
   *viscoso.* 87  
*Microbrecha.* 20  
*Milonitas.* 20  
*Módulo*  
   *de rigidez.* 85  
   *de Young.* 85  
*Napa.* 17  
*Pares*  
   *conjugados de fallas de cizalla.* 94  
   *conjugados de fracturas de cizalla.* 94  
*Patrón de afloramiento.* 7  
*Pitch.* 7  
*Plano axial.* 24  
*Planos*  
   *de deformación nula.* 75  
   *invariantes.* 75  
   *principales de deformación.* 75  
   *principales de esfuerzo.* 56  
*Pliegue*  
   *asimétrico.* 24  
   *de caja.* 24  
   *simétrico.* 24  
*Pliegues*  
   *armónicos.* 27  
   *de arrastre.* 20, 27  
   *disarmónicos.* 27  
   *en chevrón.* 24  
   *kink.* 24  
   *paralelos.* 27  
   *similares.* 27  
   *superpuestos.* 27  
*Presión*  
   *de poro.* 94  
   *intersticial.* 94  
   *litostática.* 48  
*Proyección estereográfica.* 36  
*Pugs.* 20  
*Rake.* 7  
*Relación de Poisson.* 85  
*Red*  
   *estereográfica de igual área.* 36  
   *estereográfica de Schmidt.* 36  
   *estereográfica de Wulff.* 36  
   *estereográfica meridional.* 36  
*Regla de las v's.* 10  
*Rellenos de canal.* 6  
*Resistencia al cizalleo.* 89  
*Rotación.* 70  
*Rumbo.* 7  
*Secciones estructurales.* 32  
*Seno del pliegue.* 24  
*Seudotaquilitas.* 20  
*Sill.* 102  
*Sinclinal.* 24  
*Sinforma.* 24  
*Sobrecorrimiento.* 17  
*Sólido de Hooke.* 85  
*Stoping magmático.* 102  
*Tectónica.* 1  
*Traslación.* 70  
*Vector de esfuerzo.* 51  
*Velocidad de deformación.* 87  
*Ventana tectónica.* 17  
*Vergencia.* 24  
   *dextral.* 24  
   *sinistral.* 24  
*Vesículas de gas.* 6  
*Viscosidad.* 87  
*Volcán*  
   *cinerítico.* 102  
   *de escudo.* 102  
   *piroclástico.* 102  
*Volcanes.* 102  
*Xenolitos.* 102  
*Zona*  
   *de alteración por calor.* 6  
   *de cizalla.* 14  
   *de falla.* 14