

## MECANISMO FOCAL DE UN TERREMOTO

**José Antonio Rodríguez Losada**  
**Dpto. de Edafología y Geología**  
**Universidad de La Laguna**  
**La Laguna. S/C de Tenerife**

Los seismogramas registrados a diferentes distancias y ángulos de azimut son usados para estudiar la geometría de la falla o mecanismo focal. Para ello es necesario comprender el comportamiento de las ondas elásticas que se propagan desde la falla. Para la determinación del mecanismo focal se utilizan dos tipos de ondas sísmicas. Un primer tipo, constituido por las ondas de cuerpo, se propaga en el interior de la Tierra, desde el foco sísmico o hipocentro. Un segundo tipo, constituido por las ondas de superficie, se propaga de manera radial desde el epicentro sísmico a una velocidad mucho menor que la de las ondas de cuerpo.

Las ondas de cuerpo son más fáciles de utilizar a la hora de la determinación del mecanismo focal de un terremoto. Básicamente la idea para tal fin resulta simple. La primera onda de cuerpo en llegar a un sensor sísmico desde un terremoto distante es la de compresión (onda longitudinal u onda P). El sentido del movimiento inicial del suelo varía entre estaciones sísmicas instaladas a diferentes ángulos de azimut desde el terremoto. Así, el primer movimiento será de tipo compresivo para estaciones sísmicas en las que el desplazamiento de la falla es de acercamiento. El movimiento será de dilatación o expansivo para las estaciones en las que el movimiento de la falla es de alejamiento (figura 1). El sentido del primer movimiento se puede observar en un sismograma de componente vertical, de forma que el movimiento compresivo y de dilatación (expansivo) corresponde respectivamente con movimiento vertical hacia arriba o hacia abajo.

Los primeros movimientos se distribuyen entre cuatro cuadrantes, dos compresivos y otros dos distensivos o de dilatación. La división entre los cuatro cuadrantes se establece a lo largo de la dirección de la falla y a lo largo de una dirección perpendicular a la anterior. A lo largo de estas direcciones, al cambiar el movimiento del suelo desde distensivo a compresivo, los seismogramas mostrarán un pequeño o prácticamente nulo movimiento inicial. Estas dos direcciones perpendiculares son el reflejo de la existencia de dos planos perpendiculares llamados **planos nodales** que diferencian los cuadrantes compresivos de los cuadrantes distensivos. Si tales cuadrantes pueden ser definidos, se podrá conocer con bastante aproximación la geometría de la falla causante del seísmo. Uno de los principales problemas es que el primer movimiento causado por el plano de falla y el del plano perpendicular auxiliar es el mismo. En consecuencia, el primer movimiento nunca puede por sí solo resolver el problema de cuál de los dos planos nodales es el verdadero plano de falla. Un conocimiento previo de las estructuras geológicas existentes en el área afectada tales como las direcciones de fracturación dominantes o por añadidura la distribución de las réplicas o “aftershocks” frecuentemente son un indicativo muy clarificador de cuál es el plano de falla.

Concretemos más estas ideas. Tal y como se indicará más adelante, la pauta de propagación de las ondas P y S, se puede representar fácilmente escogiendo un sistema

de coordenadas de manera que el plano de falla coincida con el plano x-z, con el vector de salto o desplazamiento situado en dicho plano y paralelo al eje x (figura 2).

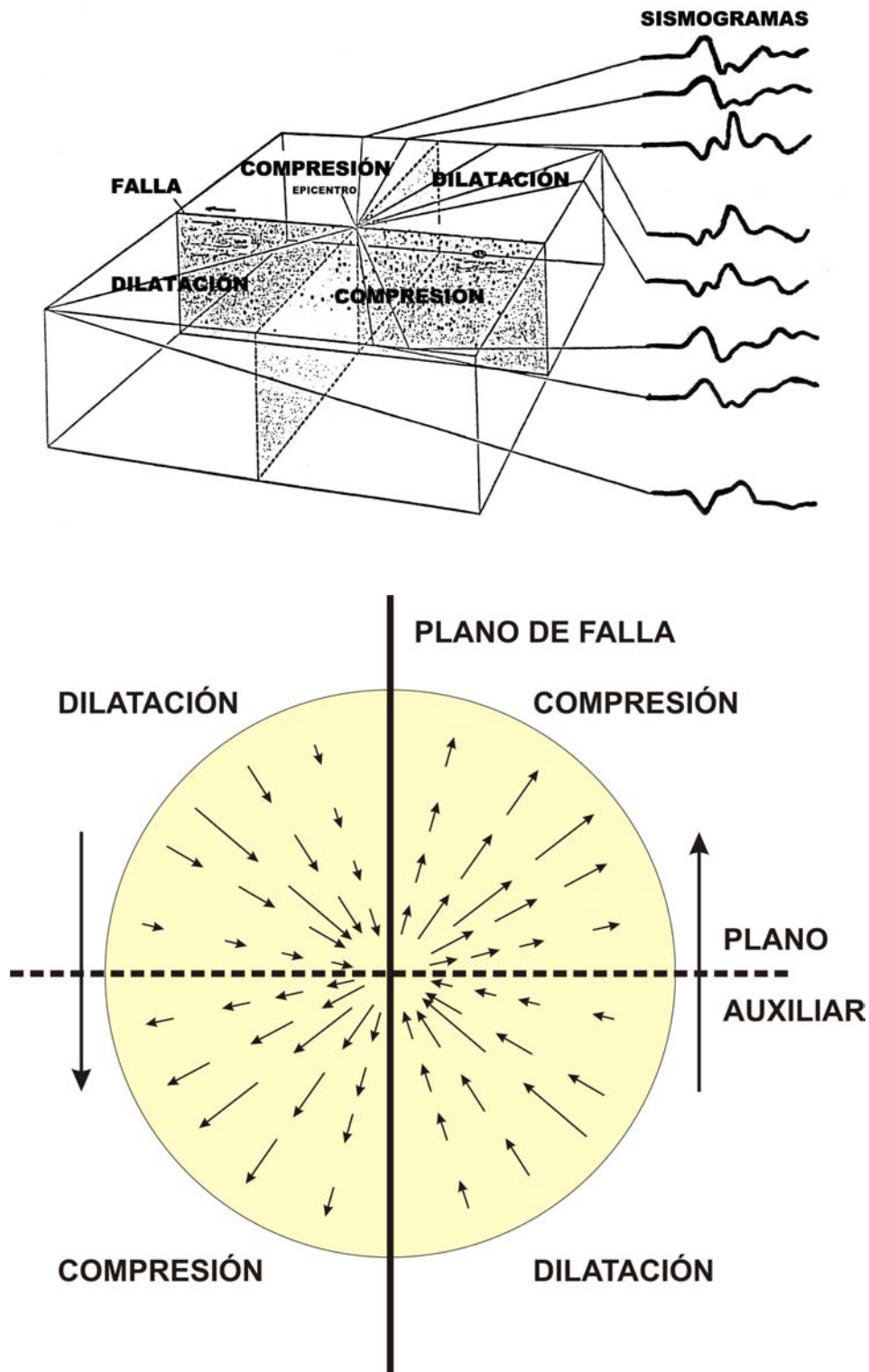


Figura 1. Ondas P vistas con diferentes ángulos de azimut desde un plano de falla con salto en dirección de componente sinistral. Nótese como el signo del primer movimiento depende del cuadrante en que se encuentre la estación (arriba). Radiación de ondas P (abajo) desde el punto central o epicentro.

La dirección de salto o desplazamiento de la falla es tal que la zona situada a un lado del plano x-z se mueve en el sentido de +X y la zona situada al otro lado lo hace en el sentido de -X. Consecuentemente, en el plano x-y tendríamos compresión en el primer y tercer cuadrantes y distensión o dilatación en el segundo y cuarto cuadrantes. Esto es lo que deberíamos esperar bajo la actuación de un par, fuerzas paralelas aplicadas en sentidos opuestos a cada lado del eje X. Tendríamos exactamente la misma situación si aplicáramos un par a lo largo del eje Y. En consecuencia, esto describe la radiación elástica como el resultado de la aplicación de ambos pares, o un doble par de fuerzas.

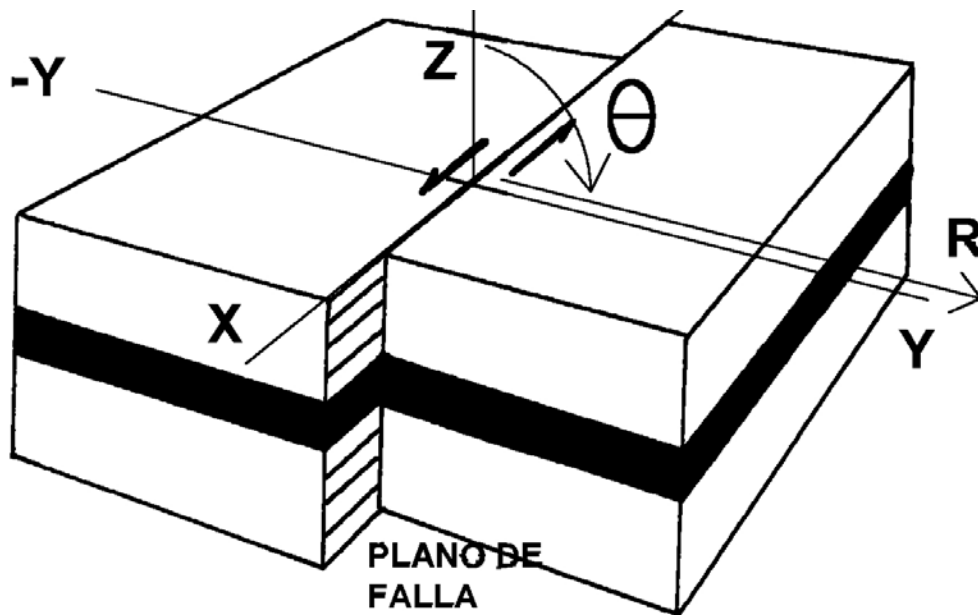


Figura 2. Un sistema de coordenadas adecuado para el desarrollo de las pautas radiantes de un terremoto.

Mediante la utilización de coordenadas polares, con  $\theta$  medido desde el eje Z y  $\Phi$  como azimut, se puede expresar la pauta de propagación de las ondas P como

$$U_r \sim \sin^2 \theta \cdot \sin 2\Phi$$

(las ondas P solo tienen una componente radial de desplazamiento, ya que oscilan a lo largo de la dirección de propagación). En el plano X-Y,  $\theta = \pi/2$ , y el desplazamiento vale  $\sin 2\Phi$  (Fig. 3a). Esta función es igual a cero en el plano de falla (plano X-Z) y en el plano auxiliar (plano Y-Z). La máxima amplitud de onda se localiza entre los dos planos nodales y en el plano X-Y que es perpendicular al plano de falla. Los desplazamientos positivos son compresivos y los negativos son distensivos o de dilatación.

En el caso de las ondas S, cuya oscilación no tiene componente radial, presentan una pauta radiante como

$$U_\theta \sim \sin 2\theta \cdot \sin 2\Phi$$

y

$$U_{\Phi} \sim \sin \theta \cdot \cos 2\Phi$$

En el plano X-Y, tenemos que  $U_{\theta} = 0$  y  $U_{\Phi} = \cos 2\Phi$  (Fig. 3b). Esto constituye también una pauta formada por cuatro lóbulos, pero en este caso las direcciones de máximo desplazamiento se distribuyen a lo largo de los planos nodales.

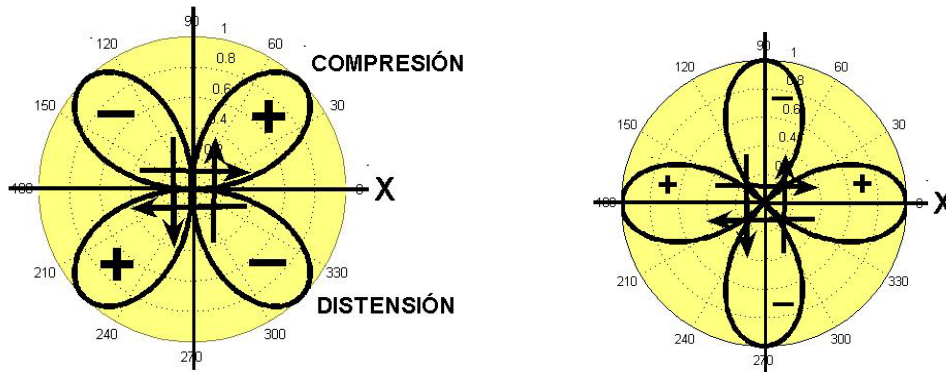


Figura 3. Pautas de radiación de ondas P desde dos posibles planos generadores (3a izquierda). La misma situación para ondas S (3b derecha).

Estas pautas de radiación nos proporcionan mucha información acerca de la geometría de la falla. Dado que las ondas P son las primeras en llegar desde un terremoto, resulta sencillo saber si su llegada es compresiva (primer desplazamiento hacia arriba) o distensiva (primer desplazamiento hacia abajo). Esta información es necesaria para poder definir los planos nodales ya que éstos separan las dos regiones (compresivas y distensivas). Aunque las ondas S nos pueden proporcionar información en este sentido, resulta mucho más difícil su utilización ya que al aparecer más tarde en el sismograma, su llegada puede quedar enmascarada entre el complejo tren de ondas.

Es necesaria alguna idea adicional para poder determinar las soluciones del plano de falla utilizando los primeros impulsos de las señales recibidas en distintas estaciones sísmicas. El modelo de la figura 1 representa a las ondas P propagándose en línea recta desde el foco sísmico hasta la estación. En la Tierra, debido a que la velocidad de propagación se incrementa con la profundidad, los rayos son refractados hacia la superficie. Un rayo propagándose desde el foco sísmico hacia abajo, puede ocasionalmente cambiar de trayectoria y regresar a la superficie. La figura 4 muestra que la distancia recorrida por un rayo depende del ángulo de incidencia o sea del ángulo que forma su trayectoria con la vertical en el momento que abandona el foco. Los rayos con grandes ángulos de incidencia salen del foco con trayectorias próximas a la horizontal y recorren distancias más cortas que los que lo hacen con pequeños ángulos de incidencia.

De acuerdo con la ley de Snell, el parámetro del rayo  $p$  permanece constante a lo largo de un rayo. Dado que  $p$  se define como

$$p = (r \sin i)/v$$

donde  $v$  es la velocidad de propagación a una determinada profundidad dada por el radio  $r$  y la velocidad se incrementa con la profundidad, cualquier rayo con  $i=90^\circ$

volverá de nuevo a la superficie alcanzando una estación sísmica distante. Disponiendo de una tabla de tiempos de recorrido, conociendo el tiempo empleado por un determinado rayo para llegar a la estación sísmica establecida a una distancia  $\Delta$  del terremoto, entonces

$$p = dT/d\Delta = (r \sin i)/v$$

En consecuencia, considerando  $r$  como el radio al foco sísmico y  $v$  la velocidad de propagación a la profundidad del seísmo, se puede utilizar la relación  $dT/d\Delta$  a la distancia apropiada para determinar el ángulo de incidencia del rayo en el foco.

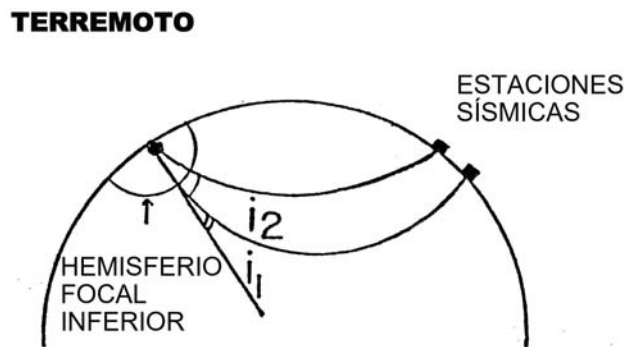


Figura 4. El ángulo de incidencia (takeoff)  $i$ , es el ángulo que forma el rayo medido desde la vertical cuando abandona el foco del terremoto.

Esto significa que conociendo la distancia recorrida por el rayo, se puede saber su ángulo de incidencia en el foco. Esta idea fundamental fue desarrollada por Perry Byerly desde 1926 y posteriormente. En la tabla adjunta se muestra la relación entre distintas distancias epicentrales y los ángulos de incidencia correspondientes para un terremoto superficial (para estaciones localizadas a más de  $100^\circ$  esta tabla no es de aplicación ya que los rayos alcanzan el núcleo terrestre. Igualmente, para estaciones situadas a menos de  $30^\circ$  de distancia epicentral tampoco es de aplicación la tabla ya que los ángulos de incidencia sufren fuertes variaciones por la estructura del manto superior.

Profundidad = 0	
Distancia (grados)	Angulo de incidencia (grados)
15	45
17	43
19	39
21	35
23	32
25	30
27	29
29	29
31	29
33	28

35	28
37	27
39	29
41	26
43	26
45	25
47	25
49	24
51	24
53	23
55	23
57	23
59	22
61	22
63	21
65	21
67	20
69	20
71	19
73	19
75	18
77	18
79	17
81	17
83	16
85	16
87	15
89	15
91	15
93	14
95	14
97	14
99	14
100	14

Tabla 1. Ángulos de incidencia en función de la distancia a la estación para terremotos superficiales. Este ángulo se proyecta desde el centro de la red estereográfica para representar la solución del plano de falla

Utilizando tales tablas, las compresiones y distensiones observadas en estaciones sísmicas a diversas distancias y ángulos de azimut pueden ser transformadas en ángulos de incidencia (**i**). Ello nos da las compresiones y distensiones en la superficie del hemisferio focal inferior, que es el hemisferio de radio infinitesimal que rodea el foco sísmico. La posición de un rayo que ha viajado hasta una determinada estación sísmica está definida en el hemisferio inferior por el azimut desde el epicentro hacia la estación y por el ángulo de incidencia obtenido a partir de la distancia epicentral.

## REPRESENTACIÓN DEL PLANO DE FALLA EN PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA

Dado que no resulta sencilla la representación de una esfera, se puede utilizar la proyección estereográfica que transforma la superficie hemisférica en una superficie plana, de uso mucho más sencillo para proyectar los datos. Dado que esto es la proyección de la semiesfera focal inferior, si los  $0^\circ$  apuntan hacia el norte, entonces podemos identificar cualquier azimut en la proyección como el ángulo entre el azimut norte ( $0^\circ$ ) y el correspondiente a una estación concreta a partir del dato de azimut. El plano de proyección de la red estereográfica está dividido en intervalos de ángulos verticales entre  $0^\circ$  y  $80^\circ$ . Estos son ángulos de inmersión para direcciones (complementarios de los ángulos de incidencia) o de buzamiento para planos (complementarios de ángulos de incidencia), de forma que  $90^\circ$  corresponden a una inmersión vertical (proyección en el centro de la red de proyección), mientras que  $0^\circ$  corresponde a inmersión horizontal (proyección en el borde de la red o en el mismo círculo de la plantilla estereográfica).

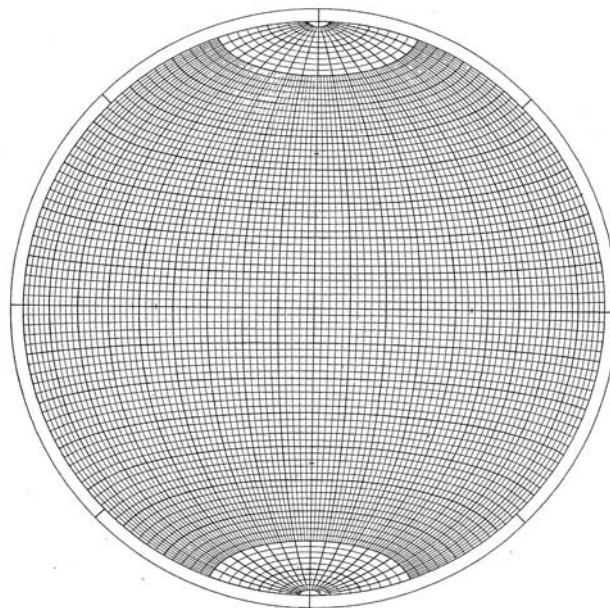


Figura 5. Red estereográfica equiareal de Schmidt

Lo siguiente a tener en cuenta es que un plano que intercepta la superficie hemisférica, define una traza curva en la red en forma de arco de círculo máximo, cuyas intersecciones con el círculo de la red estereográfica en posiciones diametralmente opuestas, definen una línea que pasa por el centro de la proyección, cuyo ángulo horizontal menor respecto a la dirección que apunta hacia el norte, es la dirección del plano en cuestión. Un plano vertical (buzamiento =  $90^\circ$ ) tendrá una traza recta que pasando por el centro, coincidirá con la de su línea de dirección; mientras que un plano horizontal (buzamiento =  $0^\circ$ ) tendrá una traza coincidente con la de borde de la plantilla. Este último, al ser horizontal, no tendría ninguna línea de dirección definible.

Para trazar un plano con una dirección  $\Phi$  (medida de norte a este), se gira la plantilla hasta que la dirección N-S de la plantilla coincide con la dirección  $\Phi$ . A partir de aquí, si el plano buza un ángulo  $\delta$  hacia el este, las marcas a lo largo de la línea ecuatorial definen la proyección del buzamiento en el plano. Finalmente el plano queda proyectado como un meridiano o círculo máximo con su dirección y buzamiento apropiados.

Una vez definido un plano por su dirección y buzamiento, cómo se puede dibujar la traza de un plano perpendicular?. Para ello, se rota la plantilla de proyección hasta que el plano coincida con un meridiano, fijarse en la intersección del meridiano del plano con el ecuador. A una distancia angular de  $90^\circ$  de la intersección y situado sobre el ecuador, se proyecta un punto que se denomina polo del plano. Este punto representa la dirección normal o perpendicular al plano a través de la cual, cualquier otro plano perpendicular al primero, debe pasar.

La utilidad de todo esto es que se pueden representar los planos en forma de líneas. Considerando todas estas herramientas, si tenemos una secuencia de puntos representando una serie de estaciones sísmicas, cada una de ellas tendrá asociado un azimut y un ángulo de incidencia correspondientes al rayo emergente en dicha estación. Dado que los ángulos de incidencia  $i$  se miden desde la vertical, los ángulos de inmersión o buzamiento se miden como  $90 - i$ . De esta manera se puede proyectar la localización de cada estación en proyección estereográfica a partir de los datos de azimut y ángulo de incidencia (“**takeoff**”). Para cada estación, marcamos si la primera llegada de la onda P presenta movimiento compresivo o distensivo (**arriba “up” o abajo “down”**). Esto se puede representar en la proyección mediante símbolos que diferencien las estaciones “**up**” de las estaciones “**down**”. A continuación, mediante giros convenientes del papel en el que están proyectadas todas las estaciones se dibujan las trazas de los planos que separen las áreas de compresión de las áreas de distensión. Estos planos serán los **planos nodales** (plano de falla y plano auxiliar).

Diferentes tipos de fallas aparecerán proyectadas de forma diferente en la red estereográfica. Los cuadrantes blancos y negros, correspondientes a compresión y distensión, muestran la geometría de la falla. La Figura 6 nos presenta la correspondencia entre las distintas configuraciones extremas de cuadrantes y los tipos de falla.

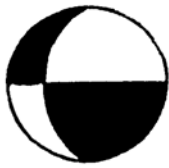


## SALTOS DE FALLA HORIZONTALES



Componente dextral en este plano

O: Componente sinistral en este plano



Plano N-S con buzamiento de 45° a la izquierda  
Componente dextral

**SALTO DE FALLA VERTICAL**



**FALLA EN DIRECCIÓN BUZAMIENTO VERTICAL DEL PLANO DE FALLA**



**SALTO DE FALLA BUZAMIENTO DE 45°**



**FALLA EN DIRECCIÓN BUZAMIENTO DE 45° DEL PLANO DE FALLA**



## SALTOS DE FALLA COMPONENTE VERTICAL

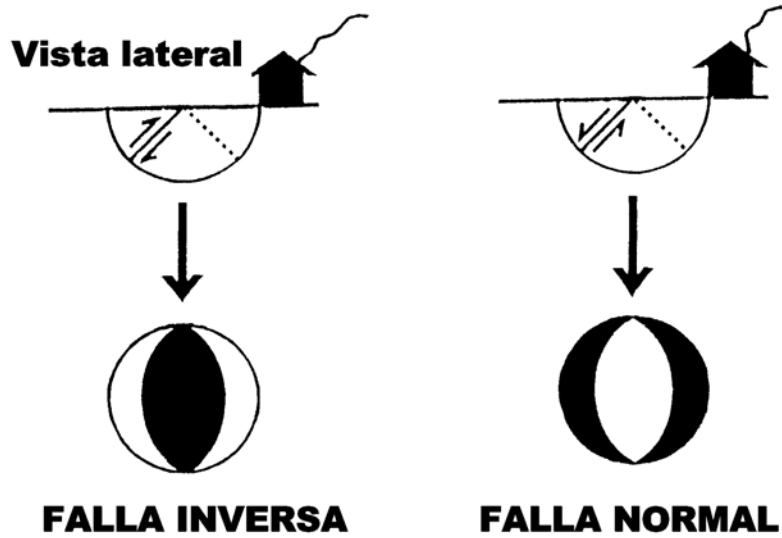


Figura 6. Diversas configuraciones de las soluciones de plano de falla para distintas componentes de movimiento y tipos de falla. Los cuadrantes en negro corresponden a compresión (up), los cuadrantes en blanco son distensivos o de dilatación (down).

## REPRESENTACIÓN DE EJES DE ESFUERZO

Para encontrar las orientaciones de los ejes de esfuerzo, podemos bisecar los cuadrantes compresivos y distensivos. Si llamamos **P** al eje de compresión máxima y **T** al eje de compresión mínima, podemos usar por analogía los criterios de rotura en rocas, en los cuales  $\sigma_1$  corresponde al máximo esfuerzo compresivo y  $\sigma_3$  el esfuerzo compresivo mínimo. El eje **P** se puede identificar como la bisectriz de los cuadrantes distensivos y el eje **T** como bisectriz de los cuadrantes compresivos. Generalmente **T** se conoce como eje de tensión, pero realmente, como en profundidad lo que se produce siempre es compresión, realmente habría que hablar de eje de esfuerzo de compresión mínima.

Para bisecar el ángulo entre dos planos, simplemente se trazan las normales a los dos planos siguiendo una traza de círculo máximo o meridiano en la red estereográfica y marcando el punto angularmente equidistante de los planos. Eventualmente, resulta de utilidad encontrar el eje de esfuerzo intermedio o eje nulo al que podemos llamar eje **B** y cuyo equivalente en los modelos de rotura según criterios lineales o no lineales es conocido como  $\sigma_2$ . Este eje es perpendicular simultáneamente a **P** y **T**. El mismo coincide con la dirección perpendicular al vector salto de falla y su perpendicular y en consecuencia está definido por la intersección de los dos planos nodales.

## UN EJEMPLO

De un evento sísmico se han obtenido los siguientes datos de azimut, ángulo de incidencia y signo del primer desplazamiento de las ondas P en 51 estaciones sísmicas expuestas en la tabla 2.

<b>Azimut</b>	<b>Ángulo de incidencia</b>	<b>desplazamiento inicial</b>
347	25	down
348	28	down
340	35	down
336	28	down
330	40	down
320	36	down
318	25	down
315	27	down
315	36	down
312	27	down
312	35	down
312	38	down
308	26	down
308	33	down
308	35	down
306	37	down
301	26	down
301	30	down
301	34	down
301	36	down
300	56	down
297	27	down
296	30	down
296	6	down
251	36	up
240	8	up
240	42	up
240	38	up
238	35	up
230	52	up
223	34	up
215	33	up
211	34	up
194	28	up
122	23	down
120	20	down
113	20	down
98	23	up
85	21	up
60	20	up
60	28	up
60	35	up
54	18	up
54	27	up
54	30	up
54	36	up
46	32	up

37	30 up
35	34 up
34	29 up
28	28 up

Tabla 2. Ángulos de azimut, incidencia y signo del primer movimiento obtenidos en 51 estaciones sísmicas

A continuación se proyectan los datos de cada estación en proyección estereográfica equiareal utilizando la falsilla de Schmidt (figura 7 izquierda). A partir de la distribución de puntos (los círculos vacíos son distensivos o dilatacionales, los círculos llenos son compresivos) se pueden separar cuatro poblaciones de puntos mediante los dos planos trazados en el estereograma de la izquierda. Tales trazas, correspondientes a los dos planos perpendiculares (nodales) definen los cuadrantes compresivos y distensivos (estereograma de la figura 7 derecha).

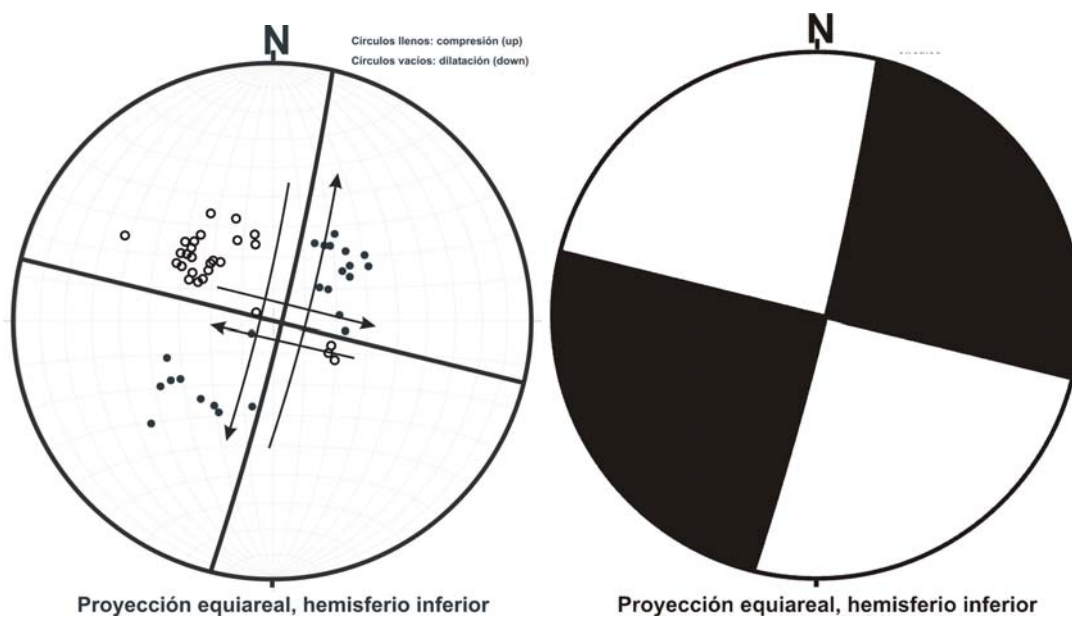


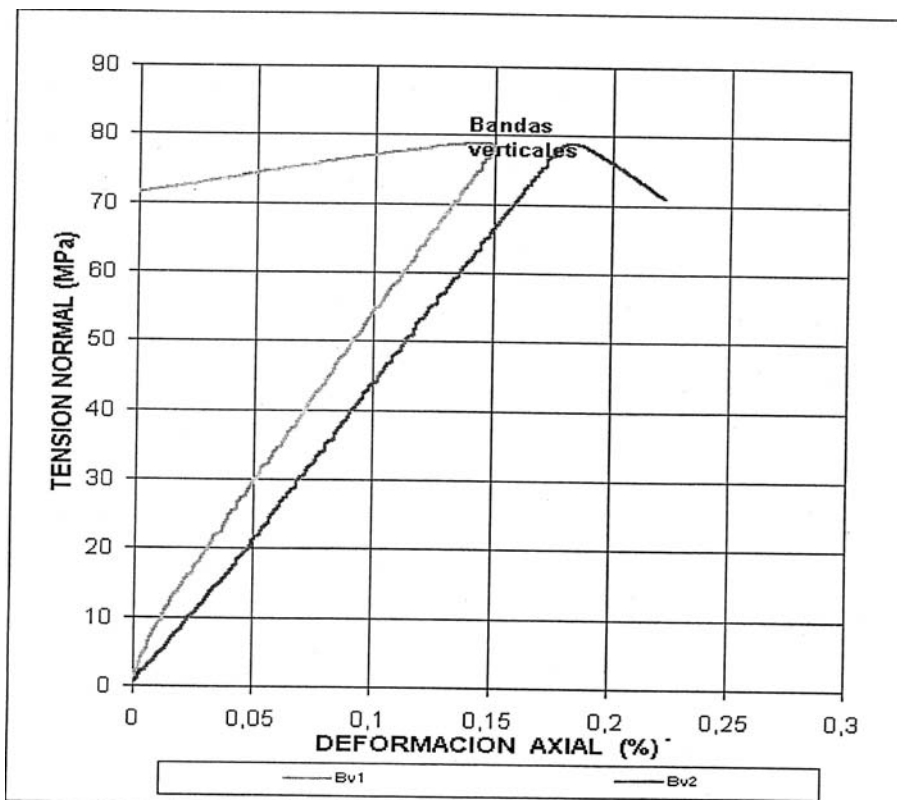
Figura 7. Proyección de los datos de la tabla 2 (izquierda) y estereograma de los cuadrantes compresivos y distensivos o de dilatación obtenidos a partir de la población de datos de azimut, incidencia y signo de las 51 estaciones de la tabla 2 (derecha).

Se definen dos planos nodales, uno con dirección  $14^\circ$  y buzamiento de  $87^\circ$  E, con solución de plano de falla de tipo sinistral. Otra posible solución es la de falla vertical con dirección  $104^\circ$  y salto dextral. La indeterminación sobre cuál es la falla y cuál el plano auxiliar puede quedar resuelta a partir de los datos geológicos de campo y de la distribución de las réplicas (“aftershocks”) que nos puede definir cuál de los dos planos nodales es el plano de falla.

Todo ello nos indica que cuando un volumen de roca se ve sometido a una tensión con una componente principal compresiva, se producirá inicialmente una deformación elástica del medio que puede culminar en la rotura, con el consiguiente rebote elástico y la generación de ondas sísmicas. Tanto durante la deformación elástica como en el momento de la rotura, existirán zonas de deformación con acortamiento (compresión) y zonas de deformación con alargamiento (dilatación). Así mismo, la aparición de pre-shocks, así como de la rotura principal, según zonas puede ser compresiva o distensiva. Este es un fenómeno que puede ser simulado a pequeña escala mediante la aplicación de

tensión a muestras rocosas cilíndricas, observando como se deforman áreas diametralmente opuestas del cilindro. Los procesos de deformación y rotura compresiva y distensivas son visibles en los dos ejemplos reales de la figura 8, dibujadas a partir de un ensayo de compresión simple sobre muestras rocosas cilíndricas (figura 9).

En ambas figuras se observa el comportamiento real de testigos cilíndricos sometidos a compresión uniaxial. En el gráfico de esfuerzo-deformación superior se puede observar el comportamiento del testigo cilíndrico en puntos diametralmente opuestos ante la aplicación de una fuerza progresivamente mayor hasta la rotura. El comportamiento parece presentar un comportamiento normal (acortamiento) ante la aplicación de la fuerza en ambos lados. Justo hacia el final de la deformación elástica se produce una deriva divergente en ambas curvas hasta la rotura observándose acortamiento en una y alargamiento en la otra. La gráfica de esfuerzo inferior es incluso más interesante. Aquí se observa un comportamiento elástico "normal" (acortamiento progresivo) hasta el asterisco donde la curva de un lado del cilindro indica rotura parcial (pequeño crack con acortamiento) mientras que el otro lado muestra también un pequeño crack pero en este caso con alargamiento. Se podría decir que se generan en un lado roturas parciales compresivas y en el otro roturas parciales distensivas o dilatacionales. Ambas curvas continúan con deformación elástica normal (acortamiento longitudinal) y deformación plástica final justo antes del momento de la rotura total del testigo. Este es un comportamiento que, si bien está provocado en parte por la aplicación de la fuerza sobre unas bases del cilindro no perfectamente paralelas ni totalmente libres de pequeñas irregularidades, nos muestra a muy pequeña escala cómo es la respuesta frágil de un gran volumen rocoso cuando se ve sometido a una tensión que finalmente puede culminar en un terremoto. Durante un ensayo de compresión simple también se observa el fenómeno pre-shock (equivalente a los pequeños temblores previos a un terremoto principal), manifestado en forma de pequeños "cracks" (roturas parciales) antes de la rotura total de la muestra ensayada.



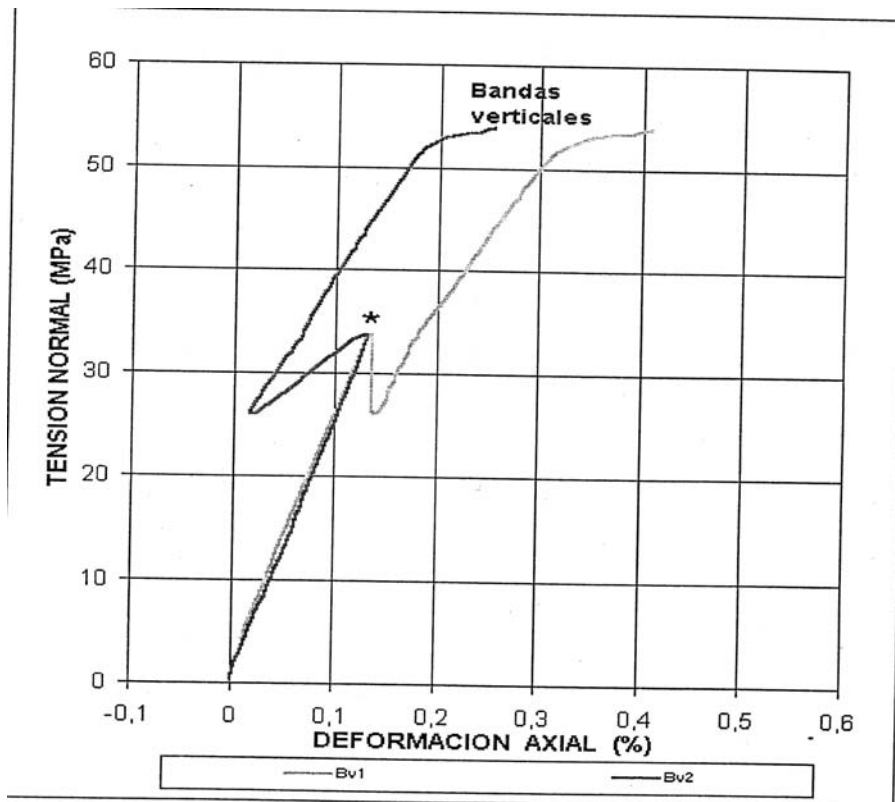


Figura 8: Gráficas de esfuerzo-deformación con bandas extensiométricas para muestras cilíndricas rocosas de 100x50 mm. Observe en la gráfica inferior, a la altura del asterisco, la aparición de minirroturas con característica compresiva en un lado y dilatacional en el lado opuesto. A continuación progresa el acortamiento elástico en ambos lados hasta el tramo dúctil final y rotura total.

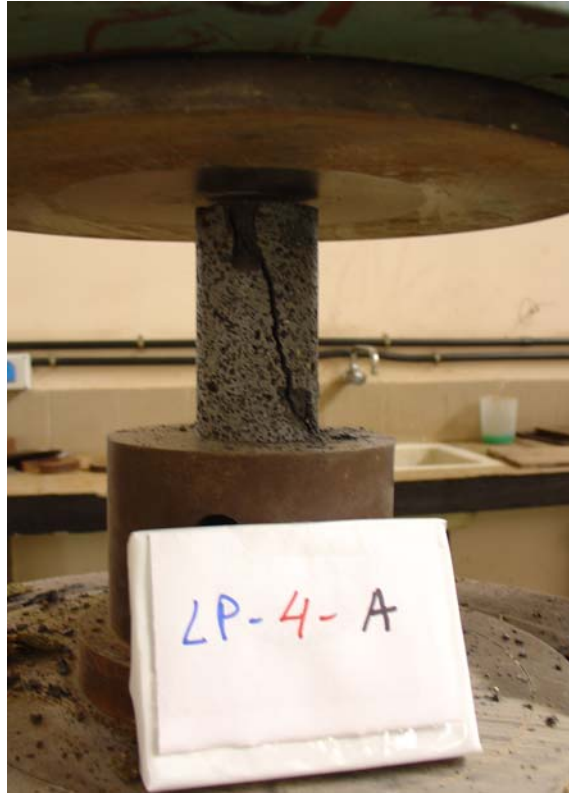


Figura 9: Ensayo de Compresión Simple sobre muestra rocosa cilíndrica mediante una prensa hidráulica de 200 Toneladas Fuerza.

### **Bibliografía**

Byerly, P. (1926): The Montana earthquake of June 28, 1925. Bull. Seis. Soc. Am., 16: 209-265.

Byerly, P. (1938): The earthquake of July 6, 1934. Amplitudes and first motion. Bull. Seis. Soc. Am., 28: 1-13

Byerly, P. (1955): Nature of faulting as deduced from seismograms, Crust of the Earth. Geol. Soc. Am., 75-85.