

¿QUÉ NOS CUENTAN LAS ONDAS SÍSMICAS?

What do seismic waves tell us?

José Sellés-Martínez (*)

RESUMEN

Cuando se produce una explosión o un movimiento sísmico se genera una serie de ondas de diferentes tipos cuyas características están determinadas tanto por el tipo de fenómeno que da origen a las ondas como por los materiales que dichas ondas atraviesan durante su propagación en todas direcciones. El análisis de las características de las ondas que son recibidas en cada una y en el conjunto de las estaciones de una red sismológica permite recuperar dicha información y establecer no sólo el lugar en el cual se ha producido el sismo o la explosión, sino también las características del desplazamiento sobre el plano de falla que se haya activado e incluso la estructura de la corteza y del interior de la Tierra. Los tipos de ondas, ya sean compresivas o de cizalla, la diferencia entre los tiempos de llegada de unas y otras a la estación de registro, la polaridad de los primeros arribos, la distribución geográfica de éstos, son entre otras las características que se utilizan para develar qué nos cuentan las ondas sísmicas.

ABSTRACT

When an explosion or an earthquake take place, different waves are generated and radiated in every direction. The kind and characteristics of these waves are conditioned by the quake itself and by the materials the waves are travelling through. The analysis of these features on every seismic station and those in the seismic net allows not only to find the location of the earthquake but also its mechanism and, more over, the composition and structure of the earth's crust and interior. The type of wave (i.e. compressive or shear one), the difference in the arriving time, the polarity of first arrivals, their geographical distribution are, among others, the features that help us unveil what seismic waves tell us.

Palabras clave: Terremoto, Tsunami, Ondas P y S, Epicentro, Hipocentro

Keywords: Earthquake, Tsunami, P and S Waves, Epicentre, Hipocentre

INTRODUCCIÓN

Junto con su carga de alarma, y a veces de daño, las ondas sísmicas transportan valiosísima información geológica y geofísica. Las características de las ondas originadas en un sismo permiten a los sismólogos establecer el lugar geográfico dónde se produjo, a qué profundidad lo hizo, la cantidad de energía liberada, la orientación de la fractura sobre la cual se produjo el movimiento, la dirección y sentido del mismo... y permiten también diferenciar un sismo natural de una explosión atómica subterránea.

Diferentes aspectos del tratamiento de la información sísmica, la causa de los terremotos y su distribución geográfica y de su incorporación en la enseñanza han sido ya desarrollados por numerosos autores, como Sellés-Martínez y Bonán (2000), Llarrea et al. (2001), Balaguer (2003), Renard (2004), Molina, Giner y Jáuregui (2004), por citar sólo los publicados en la revista de la AEPECT.

En la primera parte de esta contribución se presentarán las características más elementales de las ondas sísmicas y algunos modelos análogos para su

reproducción en el aula. Se desarrollarán también los métodos que permiten conocer la localización geográfica, profundidad y magnitud de un sismo a partir de los registros sismográficos y se reseñarán las características de las ondas que transmiten la energía del sismo a través de las masas de agua oceánicas, denominadas *maremotos* o *tsunamis*. En la segunda parte se brindarán los métodos que permiten conocer la orientación del plano de fractura que ha sido activado, así como la dirección del desplazamiento relativo entre los bloques de la falla. Se completará el análisis con la identificación de la orientación de los esfuerzos tectónicos actuantes en el área. Finalmente se reseñarán las características de las ondas sísmicas generadas por las explosiones nucleares subterráneas y se explicará porqué es factible diferenciar las mismas de un sismo natural.

LA ENERGÍA LIBERADA POR LOS SISMOS

El sismo que tuvo lugar en el sudeste asiático a fines de Diciembre de 2004 y el terrible tsunami asociado a él, han puesto nuevamente en evidencia la dolorosa paradoja de que toda la información que

(*) Dpto. de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria. CP 1428 Buenos Aires - Argentina. Email: pepe@gl.fcen.uba.ar

los geofísicos y geólogos necesitan para saber más sobre estos eventos y sobre la estructura de la Tierra está indisolublemente ligada a las ondas que se generan cuando ellos tienen lugar; las mismas ondas que producen los movimientos que causan daños y pérdidas de vidas humanas.

Como es sabido, los sismos se producen como consecuencia de la liberación brusca de una gran cantidad de energía. Esta energía tiene su origen en la deformación elástica de las rocas, la que se produce como consecuencia de los desplazamientos relativos entre las placas que conforman la corteza terrestre. En aquellos puntos en los que el desplazamiento se ve impedido (por la rugosidad misma de la superficie de las fallas, o por la falta de fracturas preexistentes con una orientación adecuada como para que los bloques puedan moverse en la dirección requerida) la energía comienza a acumularse en forma análoga a como un resorte comenzaría a comprimirse (Fig. 1a). Cuando la energía que se va acumulando en ese punto de la falla supera la resistencia de las rocas, éstas ceden y se produce el desplazamiento en forma brusca: el resorte se libera (Fig. 1b). La energía potencial acumulada en el resorte se transforma rápidamente en energía cinética, que produce el desplazamiento de los bloques de roca y se transforma en trabajo, en calor y en ondas que son irradiadas en todas direcciones. Podría ocurrir que no se trate de roca intacta sino de bloques de roca previamente fracturados que se encuentran impedidos de desplazarse como consecuencia del rozamiento entre ellos. En este caso la energía necesaria para superar la resistencia de la roca es menor y el sismo se produce cuando se activa el desplazamiento sobre el plano de fractura preexistente.

Debido a que el rozamiento entre los bloques de roca es muy alto casi el 90% de la energía total liberada en un sismo se transforma en calor, lo cual no deja de ser afortunado a la hora de evaluar la magnitud que alcanzarían los sismos y los daños asociados a ellos si toda la energía se transformara en ondas sísmicas. La cantidad de energía que puede liberar un sismo es, aún así, muy importante. En la Tabla 1 se presentan algunos valores estimados y se los compara con explosiones artificiales, expresadas en toneladas de TNT (Fuente United States Geological Survey, www.usgs.gov).

| Magnitud | Energía equivalente en toneladas de TNT |
|----------|---|
| 4 | 1.010 |
| 5 | 31.800 |
| 6 | 1.010.000 |
| 7 | 31.800.000 |
| 8 | 1.010.000.000 |
| 9 | 31.800.000.000 |

Tabla 1. Energía liberada por los sismos

Las ondas generadas por el sismo viajan a gran velocidad. Entre 4 y 20 veces la velocidad de un avión de línea son valores medios para la mayoría de las rocas de la corteza terrestre, pudiendo

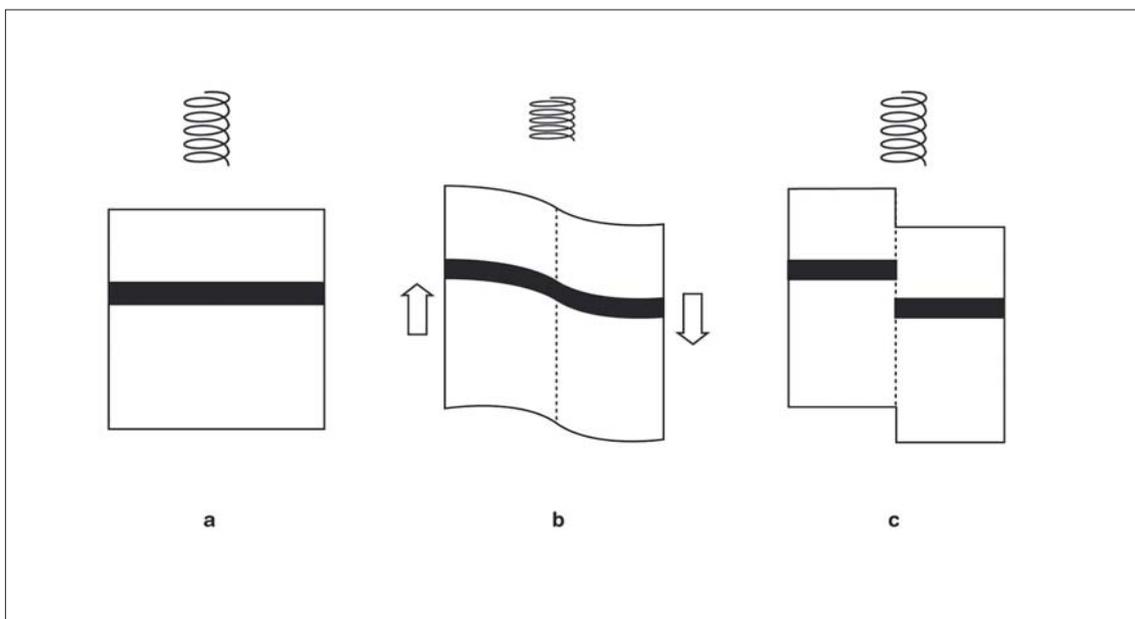


Fig. 1: a) Un resorte es comprimido al actuar una fuerza sobre él. b) Cuando la fuerza desaparece el resorte se libera y recupera su dimensión inicial, durante esta recuperación toda la energía acumulada durante la compresión es liberada. En forma similar una roca comprimida por los esfuerzos tectónicos acumula energía hasta que su resistencia es superada. En ese momento la roca se fractura, los bloques resultantes se desplazan y la energía que no es consumida como trabajo o calor es liberada en forma de ondas sísmicas.

| Tipo de roca | Granito | Halita, yeso | Aluviones superficiales | Calizas | Areniscas |
|---------------------------------|----------|--------------|-------------------------|--------------|--------------|
| Velocidad de las ondas sísmicas | 4-6 km/s | 3,5-6,5 Km/s | 0,5-2 Km/s | 3,5-5,5 Km/s | 1,4-4,3 Km/s |

Tabla 2. Velocidades típicas de las ondas sísmicas para diferentes tipos de rocas

alcanzar velocidades aún mayores en el manto. La Tabla 2 muestra algunos de los valores típicos, debiéndose tomar en consideración que las velocidades son afectadas por factores como la presión a la que se hallan sometidos los materiales y aún en un mismo tipo de roca las ondas se transmitirán con diferente velocidad dependiendo de la profundidad (y por lo tanto de la presión) a que la misma se encuentra. Por otra parte no todos los tipos de ondas se transmiten a la misma velocidad por lo tanto los valores que se presentan han sido todos referidos a un mismo tipo de onda longitudinal.

A modo de comparación puede señalarse que la velocidad de propagación de las ondas transversales en un granito es casi la mitad que la de las ondas longitudinales. En la Figura 2a se ilustra la distribución general de velocidades de las ondas en el interior terrestre. En cuestión de minutos estas ondas alcanzan los instrumentos de medición y registro con que cuentan los observatorios sismológicos que hoy en día constituyen una red que cubre todo el

mundo y en aproximadamente 20 minutos las ondas que pasan por el centro de la Tierra alcanzan el punto antípoda al epicentro del terremoto. Las ondas pueden recorrer caminos muy complejos, reflejándose y refractándose en los contactos entre el manto y el núcleo y entre las zonas interna y externa de éste, tal como se ilustra en la Figura 2b. En esta misma figura pueden apreciarse las denominaciones técnicas que describen el camino que ha recorrido la onda. Más adelante se describirán las diferencias entre las ondas *P* y *S* que aquí se mencionan.

A partir de la información suministrada por las ondas que alcanzan los instrumentos de medición se puede encontrar respuesta a preguntas como: ¿dónde ocurrió el sismo? ¿a qué profundidad? ¿qué magnitud alcanzó? ¿cuánta energía pudo haber liberado? ¿existe riesgo de tsunamis? ¿a qué hora alcanzarán éstos las cosas de un determinado país?, e incluso a otras más técnicas como: ¿qué tipo de falla ha sido activada? o ¿en qué dirección se han movido los bloques de roca?

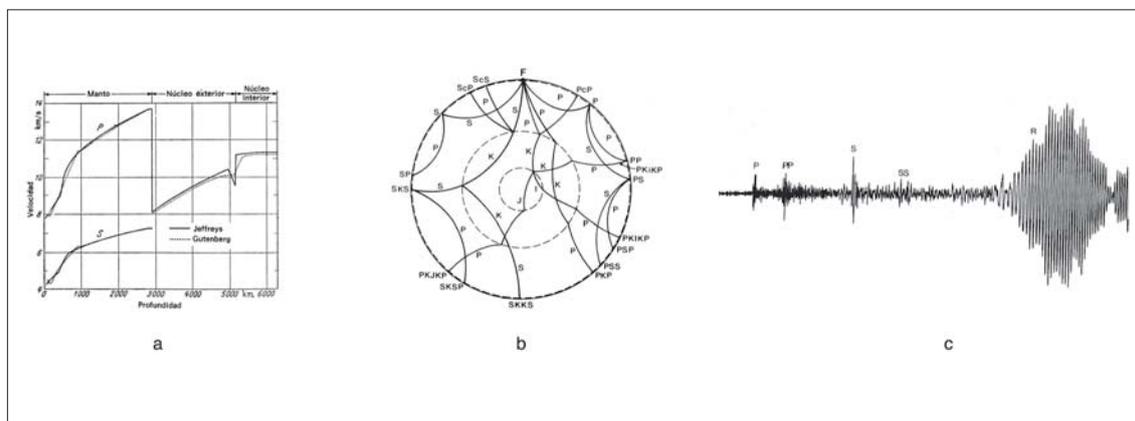


Fig. 2: a) Variación de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad. b) Debido a la variación sistemática de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad (como consecuencia de la variación conjunta de la presión, la temperatura, la composición y la densidad de los materiales) éstas se refractan y reflejan, pudiendo recorrer diferentes caminos. Se ha desarrollado una nomenclatura particular para describir dichos caminos. Así las letras *P* y *S* se refieren a las ondas longitudinales y trasversales que atraviesan el manto y el núcleo. La letra *K* corresponde al tramo de la trayectoria de una onda *P* que se localiza en el núcleo externo, mientras que la *I* representa el tramo que lo hace en el núcleo interno. En el caso de las ondas *S*, éstas no se propagan en el núcleo externo, por comportarse éste como un líquido, pero sí lo hacen en el núcleo interno, recibiendo este tramo de su trayectoria la denominación *J*. Con las letras minúsculas *c* e *i* se identifican las ondas que se reflejan en la interfase manto núcleo y núcleo interno-externo respectivamente. Es importante que al producirse la reflexión de una onda *P* sobre la interfase manto-núcleo se generan dos ondas reflejadas: una *P* y una *S*. Si no existieran diferencias en la velocidad de transmisión de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra todas las trayectorias serían líneas rectas.

PARA ESTAR “EN ONDA”

En los párrafos anteriores hemos mencionado numerosas veces a las ondas sísmicas e incluso hemos hablado de diferentes tipos de ellas, las P y las S, y hemos señalado que sus velocidades de propagación son diferentes. ¿Qué significa todo esto?

Sin entrar en demasiados detalles acerca de las ondas es necesario conocer algunas de sus principales características para poder entender cómo trabajan los profesionales sismólogos. Una forma sencilla de estudiar una onda consiste en representar la evolución de una partícula alcanzada por la onda a medida que pasa el tiempo, representando gráficamente su oscilación como se ilustra en la Figura 3. Cuando la onda alcanza un punto del terreno que se encontraba en reposo, produce un desplazamiento del mismo (ya veremos que este desplazamiento puede darse en diferentes direcciones según el tipo de onda), desplazamiento que alcanza un valor máximo después de un cierto tiempo, a partir del cual se reduce hasta que el punto recupera su posición inicial, esta etapa conforma la “cresta” de la onda. A partir de este momento se desarrolla una segunda etapa del paso de la onda, que conforma el “seno” de la misma. El desplazamiento tiene lugar en la dirección opuesta a la iniciación de la primera etapa (por eso se la representa como un valor negativo, por debajo del eje de tiempo). Como en el caso anterior, una vez alcanzada una posición de desplazamiento máximo el proceso se revierte y el punto vuelve a su posición original. A partir de la representación gráfica de las características de la onda pueden medirse algunos valores significativos. La distancia recorrida por el punto entre su posición de reposo y su posición de máximo alejamiento de ésta, se denomina **amplitud** de la onda. El tiempo que tarda el punto en volver a su posición de reposo luego de pasar por ambos puntos de máximo desplazamiento, es decir cuando se han producido una cresta y un seno consecutivos, recibe el nombre de **longitud de onda**. Según la energía de la on-

da, ésta variará su amplitud (a mayor energía mayor amplitud) y también su efecto sobre el terreno, poca energía producirá una menor cantidad de vibraciones, mucha energía mantendrá el terreno oscilando durante más tiempo. Se denomina **frecuencia** de la onda a la cantidad de ciclos que se completan en un tiempo determinado. Altas frecuencias implican muchas vibraciones en poco tiempo, bajas frecuencias resultan de una reducida cantidad de vibraciones en igual lapso. La inversa de la frecuencia es el **período**, es decir el tiempo que debe transcurrir para que el punto del terreno recupere su posición inicial luego de completar un ciclo. Es importante destacar, dada la semejanza entre las formas de las ondas y de las olas y el uso de éstas como modelo análogo de una onda, que la amplitud de una onda es la distancia entre la posición de reposo y la de máximo alejamiento de ella, mientras que la altura de la ola es la distancia entre el seno y la cresta, es decir el doble de la amplitud (siempre y cuando la forma de la ola no se encuentre distorsionada por la rompiente).

Si la onda es una **onda de presión**, el desplazamiento de cada punto del terreno se produce hacia delante y hacia atrás en la dirección del desplazamiento del frente de ondas, tal como se esquematiza en la Figura 4a. Pueden diferenciarse en este caso aquellas ondas cuyo primer impulso es hacia delante (primer impulso compresivo, la onda comienza con una cresta, Figura 4b) de aquellas en las cuales el primer impulso es hacia atrás (primer impulso tractivo, la onda comienza con un seno, Figura 4c). El primer caso puede ejemplificarse como un resorte que se libera, mientras el segundo estaría representado por un resorte que se contrae bruscamente. Esta característica, de comenzar con un seno o un valle, se denomina **polaridad de la primera llegada o arribo** y es una característica que resultará de gran interés a la hora de analizar la orientación del plano de falla y el sentido del movimiento sobre él, como veremos más adelante.

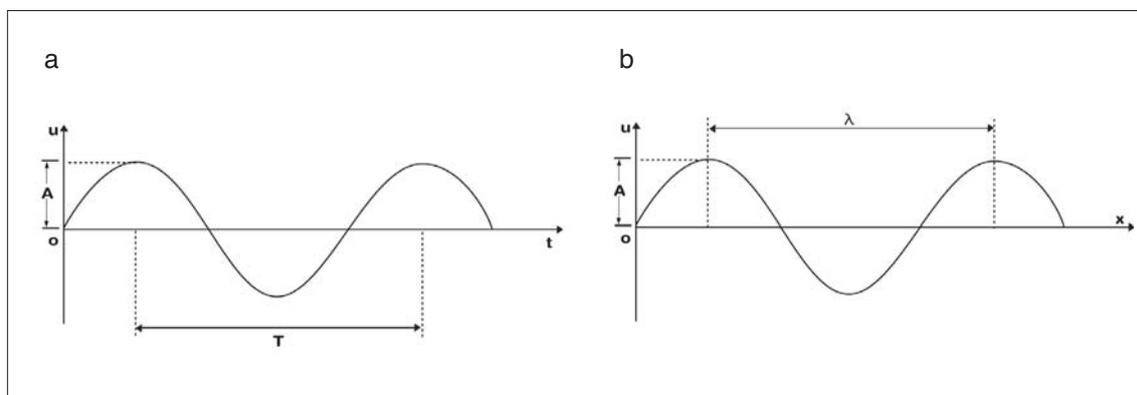


Fig.3: Representación del desplazamiento (u , en el eje vertical) de una partícula que se mueve alcanzada por una onda de tipo armónico. A representa la amplitud. a) Cuando el eje horizontal representa distancias (x) la distancia entre crestas representa la longitud de onda (λ); mientras que: b) cuando aquél representa el tiempo (t), dicha distancia corresponde al período (T) de la onda.

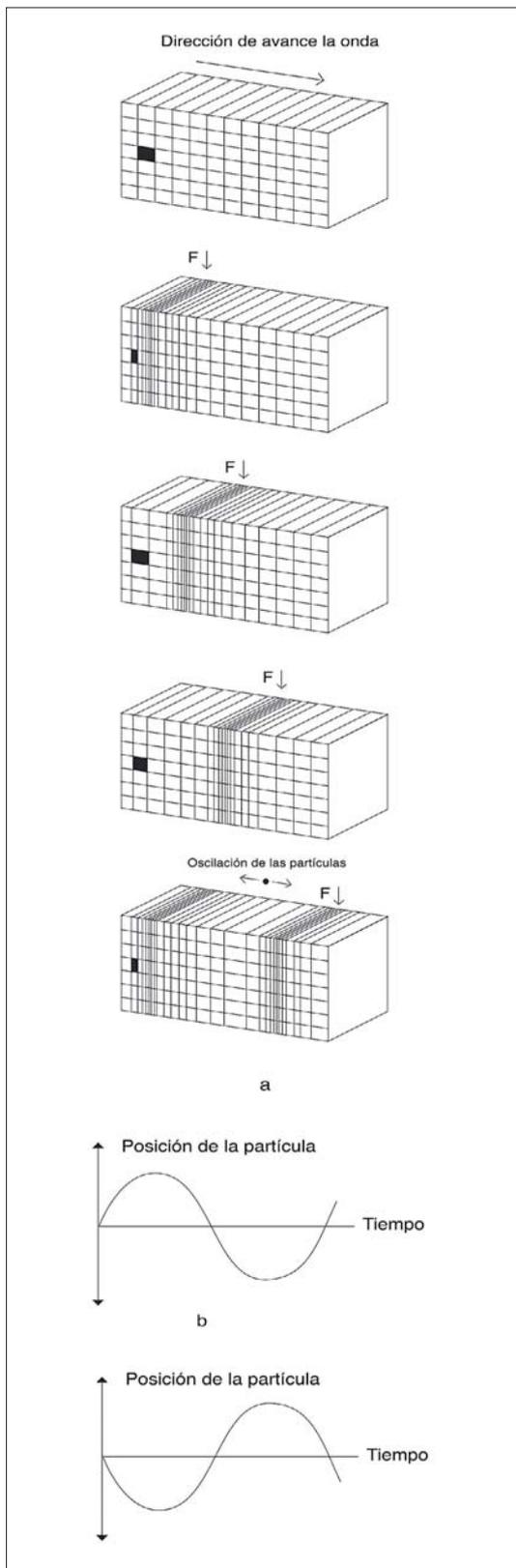


Fig. 4: a) Desplazamiento de una partícula hacia delante y atrás como consecuencia de haber sido alcanzada por una onda de presión. b) Primer arribo compresivo. c) Primer arribo tractivivo. En b) y c) el eje vertical representa distancias por delante y por detrás del punto de reposo.

Si se trata de una **onda de cizalla**, el desplazamiento de los puntos del terreno que son alcanzados por el frente de onda se produce hacia un lado y otro perpendicularmente a la dirección de desplazamiento de dicho frente, tal como se ilustra en la Figura 5. Las Figuras 5b y c representan la posición espacial de la partícula a medida que transcurre el tiempo.

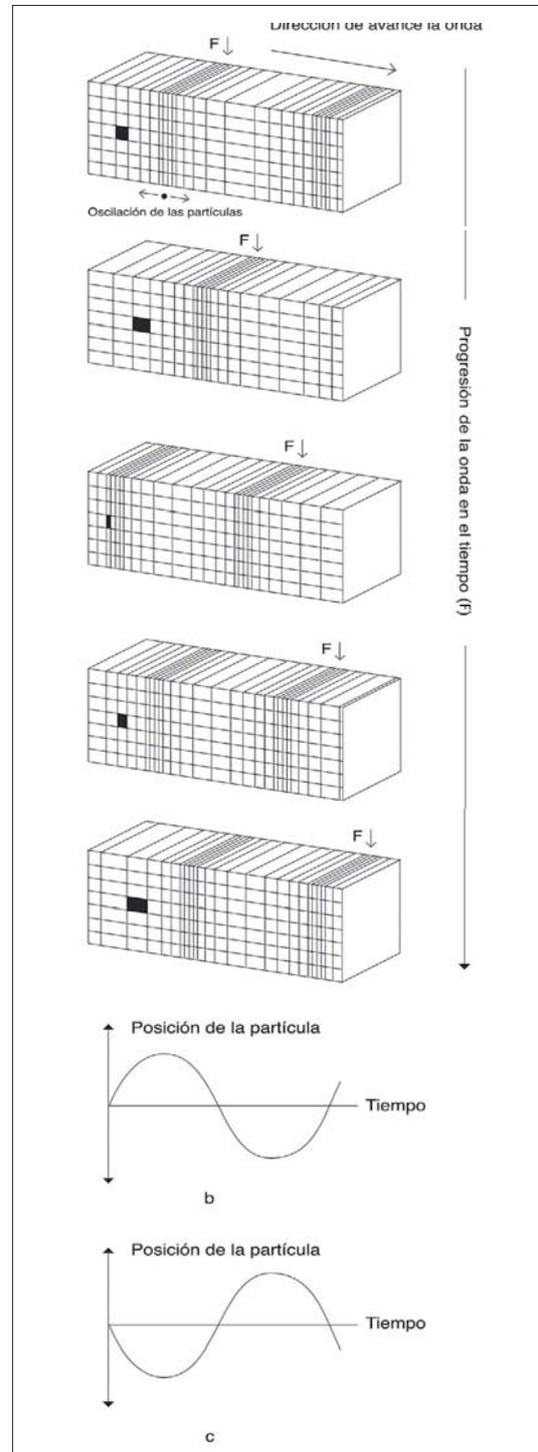


Fig. 5: Desplazamiento de una partícula hacia un costado y otro como consecuencia de haber sido alcanzada por una onda de cizalla.

ONDAS DE CUERPO Y ONDAS SUPERFICIALES

Es importante tener en cuenta que al producirse el sismo no se origina un único tipo de ondas y que, además, no todas ellas se desplazan con la misma velocidad. Así, por ejemplo, las denominadas **ondas P**, u ondas de presión, se transmiten tanto a través de medios sólidos como líquidos; pero las **ondas S**, o de cizalla, sólo lo hacen a través de medios sólidos (ya se ha visto más arriba que justamente las ondas S no atravesaban la capa más externa del núcleo, que se comporta como un material líquido). Ambos tipos de ondas pueden ser modelizadas fácilmente con un resorte que se estira y contrae (ondas P) y con una cuerda que serpentea sobre una superficie plana (ondas S). Las ondas P y S se denominan **ondas de cuerpo** porque se desplazan por el interior de los medios sólidos, pero no son las únicas ondas que existen. Las ondas que se desplazan exclusivamente por la superficie de la Tierra se denominan **ondas de superficie** y son las que, generalmente, producen mayor destrucción, sobre todo cuando afectan a terrenos formados por sedimentos sueltos o saturados de agua. Entre las ondas superficiales se destacan las ondas de Love y las de Raileigh, que producen complejos movimientos de las partículas, como los que se representan en la Figura 6.

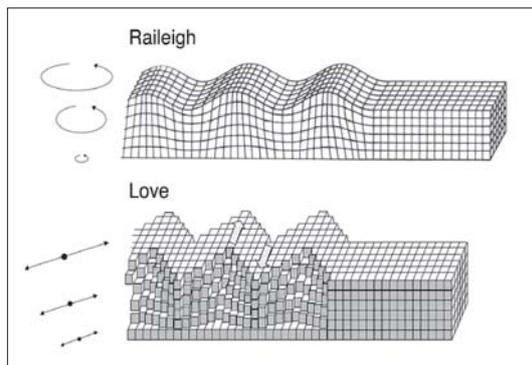


Fig. 6: a) Representación del desplazamiento producido por el paso de una onda Raileigh, el movimiento de las partículas dibuja una elipse que gira en el sentido contrario a las agujas del reloj, estas ondas se atenúan en profundidad. b) idem para una onda Love, el movimiento de las partículas es a un lado y otro sobre el plano horizontal y el movimiento también se atenúa en profundidad.

COMENZANDO A “LEER” LAS ONDAS

Las diferentes propiedades de los distintos tipos de ondas y las diferencias de velocidad entre ellas nos brindan importante información acerca de la distancia entre la estación sísmica y el lugar dónde se produjo el sismo y también acerca de las características de los materiales que han atravesado las ondas. Tal como se señaló anteriormente las ondas que alcanzan las estaciones sísmicas “del otro lado” del núcleo terrestre no reciben ondas S, pues la par-

te exterior del núcleo es líquida y por lo tanto no las transmite, lo que genera una “zona de sombra” para este tipo de ondas, la que se ilustra en la Figura 7a. Debido a que las ondas sísmicas, como los rayos de luz que alcanzan la superficie de un vidrio, se reflejan y se refractan según el ángulo con el que inciden y según también la diferencia de densidad entre los medios a través de los que se transmiten, existe también una zona de la superficie terrestre, con forma de corona, que se localiza en el hemisferio opuesto a aquel en el cuál ha tenido lugar el sismo, y al que no llegan las ondas P porque las mismas se reflejan en la superficie de contacto manto-núcleo en la forma que se ilustra en la Figura 7b. Esta zona de silencio sísmico de las ondas P se combina con la generada para las ondas S por efecto del núcleo líquido tal como se ha señalado en el párrafo anterior.

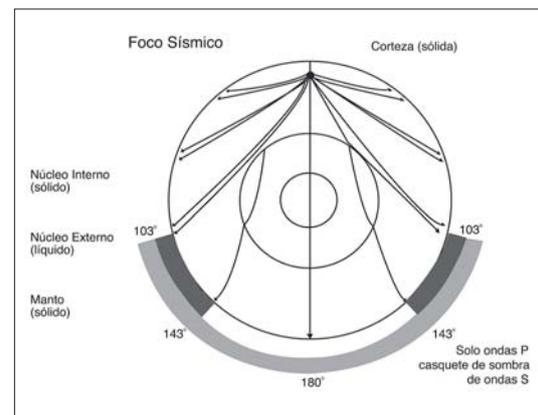


Fig. 7: a) La imposibilidad de transmitir ondas S a través del núcleo externo genera una “zona de sombra” para las mismas, la que tiene forma de casquete esférico y se ubica en las antípodas del epicentro del sismo, a partir de una circunferencia que se ubica aproximadamente a 103° de aquél. b) Casquete de sombra para las ondas P. La corona esférica que no recibe ondas P comienza a aproximadamente 103° del epicentro y se extiende por unos 40° hacia el punto antípoda.

¿DÓNDE OCURRIÓ EL SISMO? ¿CUÁL ES SU EPICENTRO?

La localización geográfica del sismo se expresa en términos de latitud y longitud geográficas y este valor se calcula en base al retraso en la llegada de las ondas S con respecto a las ondas P. Este retraso es debido a la diferencia de velocidad entre las ondas P y S, que hace que su llegada a una estación sísmológica no sea sincrónica. Las ondas P son las más veloces y, cuánto más se retrasan las ondas S con respecto a ellas, más lejana se encontrará la estación del sitio en el cual ha tenido lugar el sismo. El principio del cálculo es muy sencillo y se realiza en base a la medición de la diferencia entre los tiempos de llegada de ambas ondas, medidos directamente sobre el sismograma, tal como se esquematiza en la Figura 8.

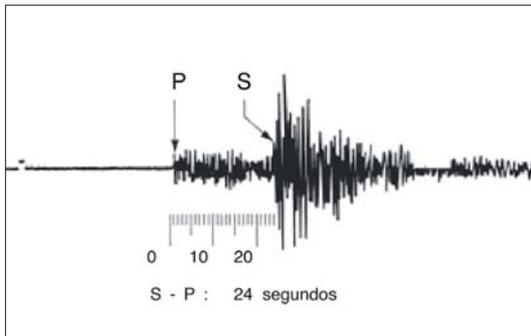


Fig. 8: Medición del tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas P y las ondas S.

Si se asume una determinada composición geológica del terreno atravesado por la onda podemos determinar la velocidad correspondiente a las ondas P y S en ese tipo de terreno (estos valores se encuentran tabulados). La diferencia en los tiempos de llegada será función exclusiva de la distancia recorrida por las ondas, pero cualquier punto que se ubique en un círculo cuyo radio es igual a esa distancia podría ser el buscado y no es posible aún establecer hacia que dirección se encuentra el sismo, por lo que se hace necesario contar con información de por lo menos tres estaciones sísmicas no alineadas para poder fijar la posición del **epicentro**, es decir, del punto sobre la superficie terrestre que se encuentra exactamente en la vertical del lugar en el cual se produjo el sismo, llamado **hipocentro** o foco sísmico. Al contar con datos de tres estaciones se obtienen tres círculos de posiciones posibles, pero sólo el punto en el cual se cortan los tres círculos es el verdadero. Esta construcción se ilustra en la Figura 9.

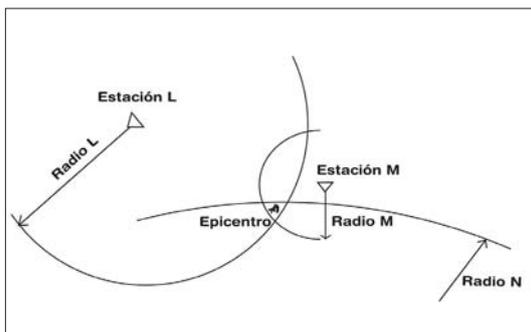


Fig. 9: Determinación de la posición del epicentro por el punto de intersección de los círculos determinados para tres estaciones sísmológicas.

En los laboratorios sísmológicos más modernos, en los que se cuenta con equipos especiales que pueden establecer la dirección de propagación de la onda sísmica se puede establecer la localización del epicentro sin necesidad de contar con información de otras estaciones sísmográficas, pero dado que siempre existen inhomogeneidades en el terreno recorrido por las ondas sísmicas (inhomogeneidades

que hacen que los resultados calculados no siempre coincidan exactamente con la realidad), igualmente se comparan valores suministrados por diferentes estaciones para establecer un valor definitivo de localización para el foco del terremoto.

El estudio de una gran cantidad de sismos y la realización de cálculos cada vez más refinados permiten “percibir” cambios en la composición geológica del terreno que atraviesan las ondas y en sus propiedades físicas. En forma similar a como pudo determinarse que existe una capa (núcleo externo) con propiedades de un líquido, ya que no transmite las ondas S y por lo tanto genera una “sombra” con respecto a las mismas en todas las estaciones que están del otro lado de la Tierra, pueden estimarse variaciones en las propiedades mecánicas de las diferentes capas de la parte más externa de la Tierra, la Litosfera, que se relacionan a cambios en su composición y en la temperatura a que se encuentran y que se expresan como sutiles diferencias entre los tiempos de llegada calculables para los distintos tipos de ondas y los realmente medidos en el sismograma. El importante desarrollo de los métodos de análisis de las señales sísmicas que ha podido lograrse merced al auxilio de las computadoras ha hecho posible el surgimiento de una nueva disciplina geofísica la “tomografía del manto” que está brindando resultados insospechados acerca de las inhomogeneidades del manto, la localización de las celdas de convección térmica y la geometría de las zonas de subducción.

¿CUÁL ES LA PROFUNDIDAD AL HIPOCENTRO?

La profundidad a la cual ha tenido lugar el evento, es decir la localización del hipocentro, se calcula en función de la diferencia en el tiempo de llegada de la onda P con respecto al tiempo que se calcula teóricamente teniendo en cuenta la posición determinada para el epicentro. Puede estimarse también en función de los tiempos de llegada de la onda P y la onda PP, es decir la onda P que se ha reflejado “rebotando” por debajo de la superficie terrestre y que, al recorrer un camino algo más largo, llega al sismógrafo con un cierto retraso con respecto a la onda P, tal como se ilustra en el esquema de la Figura 10.

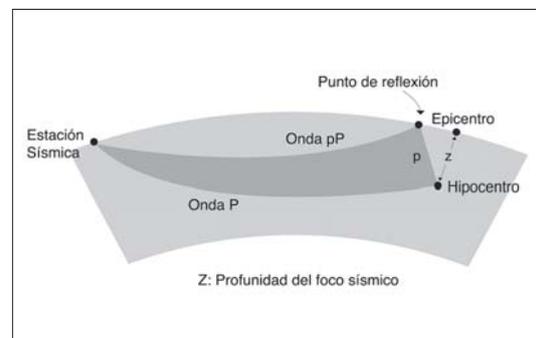


Fig. 10: Esquema que ilustra el cálculo de la profundidad del hipocentro.

¿CUÁL HA SIDO LA INTENSIDAD DEL SIS- MO? ¿CUÁL SU MAGNITUD?

La **intensidad** de un sismo es una medida del daño causado en una determinada región y es por lo tanto un valor sensible tanto a las características geológicas locales como a la calidad de la construcción y resulta, en consecuencia, un parámetro de poca utilidad científica, aún cuando sea la verdadera medida de su efecto sobre la región. La intensidad del sismo viene expresada en grados de la escala Mercalli. Un parámetro más útil es la determinación de un valor que permita comparar directamente los sismos, no importa donde ocurran e independientemente del daño observable localmente. Para ello se han diseñado diferentes técnicas, todas derivadas de la propuesta original de Richter, que relaciona la máxima amplitud registrada en todo el conjunto de ondas recibidas en la estación sísmica, la distancia al foco del movimiento y la profundidad del mismo, obteniendo un valor denominado **magnitud** del sismo. Si bien el cálculo de Richter es más apropiado que los valores de la escala de Mercalli, también ofrece problemas cuando se trata de sismos lejanos o muy profundos y también es sensible a la frecuencia del tren de ondas, y por lo tanto ha sufrido varias modificaciones. Actualmente se especifica si la magnitud ha sido calculada tomando en cuenta la amplitud de las ondas de cuerpo o las ondas superficiales. Puede también calcularse un valor de magnitud que es el promedio de esos valores. Por las razones expuestas más arriba no puede establecerse una correspondencia simple entre los valores de la escala de Richter y sus efectos salvo para las localidades situadas en el

epicentro del sismo, porque el valor es una estimación de la “potencia” del sismo en su foco y no de sus efectos en un lugar determinado.

La Tabla 3 reproduce los valores de la escala de Mercalli y los efectos que acompañan a cada intensidad en la localidad geográfica en la que se hace la valoración y se los compara con la magnitud que podría tener el sismo si su hipocentro se localizara en el subsuelo de esa misma localidad. Se muestran también los valores aproximados de la cantidad de sismos anuales correspondientes a cada valor.

Otras formas de determinar la importancia del sismo se basan en el cálculo del **momento sísmico** y de la **energía radiada**. La estimación del momento sísmico se realiza teniendo en cuenta el desplazamiento promedio (estimado) sobre el plano de falla y el área del mismo (también estimada) que se ha desplazado durante el sismo, teniendo en cuenta, además la fricción sobre el plano de falla. El momento sísmico, por lo tanto, nos da una idea del esfuerzo requerido para desplazar la roca en toda el área perturbada por el evento. La segunda se obtiene calculando la energía irradiada y transportada por el conjunto de ondas emitidas y tiene en cuenta la amplitud de las ondas registradas por los sismógrafos en todo el mundo. Este valor es una estimación de la energía total disipada en forma de ondas y es una medida del potencial destructivo del sismo.

Vale la pena recordar aquí nuevamente que la energía irradiada como ondas es sólo una pequeña porción de toda la energía liberada, generalmente menos del 10% del total. La mayor parte de la energía acumulada como energía elástica se transforma en calor y el resto es consumido como trabajo en el

| Intensidad | Magnitud | Efectos | Frecuencia |
|------------|-------------|---|----------------------|
| I | 1-2 | Apenas perceptible | 900.000 |
| II | 2-3 | Se siente en edificios altos | |
| III | 3-4 | Los edificios vibran sensiblemente | 30.000 |
| IV | 4 | Semeja el paso de un camión pesado | |
| V | 4-5 | Se mueven los objetos pequeños. Oscilan postes y árboles | |
| VI | 5-6 | Se hace difícil permanecer de pie. Pueden dañarse chimeneas altas | 500 |
| VII | 6 | Pueden derrumbarse construcciones de baja calidad. | 100 |
| VIII | 6-7 | Son afectadas construcciones de mejor calidad. Caen paredes. Poco daño en construcciones antisísmicas | |
| IX | 7 | Se dañan los edificios. Se fractura el suelo. Deslizamientos de tierra | |
| X | 7-8 | Destrucción generalizada. Fracturas observables en el suelo. Deslizamientos de tierras. | |
| XI | 8 | Muy pocas construcciones sobreviven. El suelo muestra severas huellas del sismo. La amplitud de las ondas es visible en el suelo. | 20 |
| XII | Mayor que 8 | Algunos objetos son proyectados al aire. Destrucción total. | Uno cada 5 a 10 años |

Tabla 3. Escalas de Intensidad y Magnitud

desplazamiento de los bloques de roca en el área donde se produce el movimiento y una pequeña fracción de la misma lo es como energía irradiada en forma de ondas sísmicas.

En la actualidad la facilidad que brindan las computadoras para realizar complejos cálculos matemáticos en forma casi instantánea y la posibilidad de transmitir datos a todo el mundo en escasos segundos hace que los valores finales que se determinan para la magnitud del sismo, su momento y la energía liberada sean el resultado de promediar los valores obtenidos en un gran número de estaciones, lo que elimina los errores que pueden introducirse como consecuencia del uso de instrumentos de registro con diferentes características, variaciones en la frecuencia de las ondas tomadas en consideración, etc.

¿PODRÁN PRODUCIRSE TSUNAMIS COMO CONSECUENCIA DEL SISMO? ¿A QUÉ HORA LLEGARÁN A NUESTRAS COSTAS?

Para que se origine un tsunami hace falta que el sismo haya tenido lugar bajo el agua y que el resalto topográfico producido en el fondo como consecuencia del desplazamiento del terreno sobre el plano de falla sea de cierta magnitud. La onda generada por el brusco desplazamiento de la masa de agua en el fondo marino es irradiada en todas direcciones y aún cuando su velocidad es menor que la de las ondas sísmicas que se transmiten a través de los materiales geológicos, los tsunamis viajan tan rápido como un avión, alcanzando los 700km/hora. Esta diferencia de velocidad con las ondas sísmicas es el margen que queda para poder estimar la potencialidad de la formación de olas gigantes y lanzar la alarma. Se dispone de sólo unos pocos minutos en las localidades cercanas al epicentro, pero de algunas horas en las localidades más alejadas.

Es importante recordar que dadas las características particulares que tienen los tsunamis, la pérdida de energía que sufren mientras se desplazan por el océano abierto es muy poca y se acercan a las costas como pequeñas ondas de sólo unos pocos decímetros de amplitud pero gran longitud de onda las que, al comenzar a “sentir” el fondo y a perder velocidad, toman altura y pueden alcanzar valores considerables de 20m o 30m entre seno y cresta sin demasiada dificultad, tal como ilustra la Figura 11.

Si bien la gran mayoría de los tsunamis tienen su origen en sismos, es importante recordar que las explosiones volcánicas submarinas, los deslizamientos del terreno que tienen lugar bajo el agua o que se desmoronan sobre ella y la caída de meteoritos en aguas abiertas pueden también originar ondas de este tipo. Existe otro tipo de olas que pueden originarse como consecuencia de temblores de la superficie terrestre, diferentes de los tsunamis y que son llamadas “seiches” y que afectan a puertos, embalses, estanques e incluso piscinas, y que resultan de la amplificación de las ondas en esos cuerpos de agua por efectos de resonancia. Es importante tener en cuenta que las seiches pueden originarse también por am-

plificación de las olas normales, producidas por el viento en puertos y grandes embalses y no exclusivamente por la amplificación de ondas sísmicas.

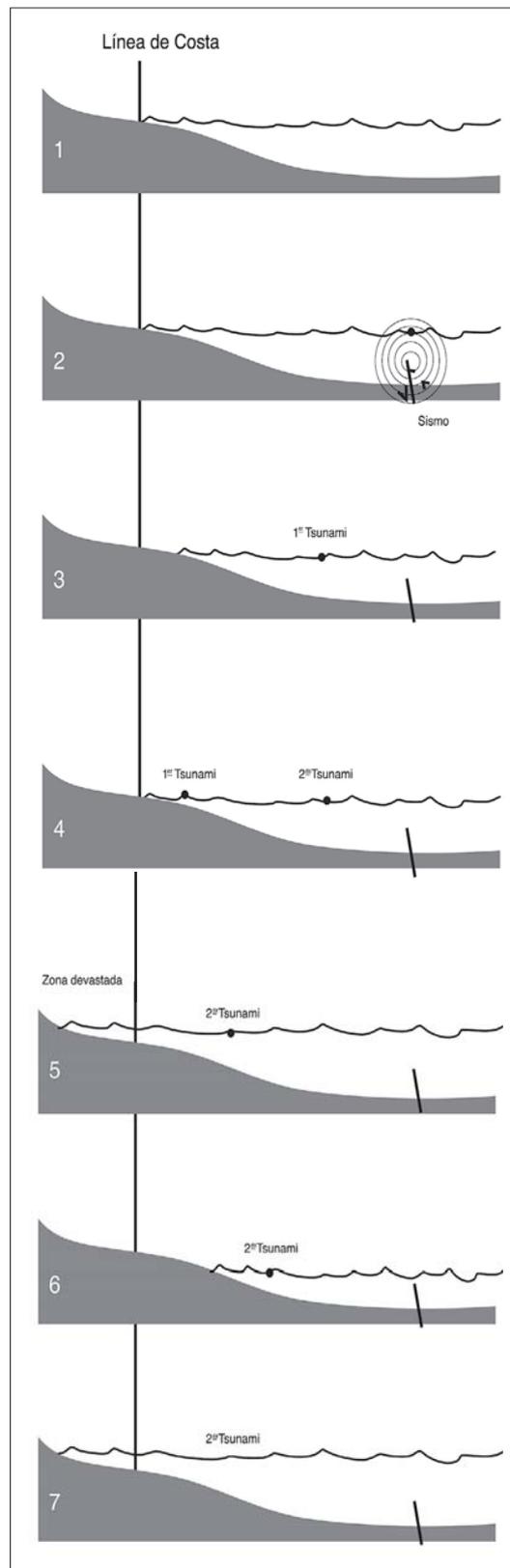


Fig. 11: Esquema que ilustra la generación, propagación y llegada a la costa de una onda Tsunami.

SE HA ACTIVADO EL PLANO DE FRACTURA: ¿DE QUÉ FORMA?

Se ha analizado en la primera parte de esta presentación la información básica acerca de los parámetros que describen la localización del foco sísmico y la magnitud del evento, así como la posibilidad de que al mismo se asocie un tsunami. En esta segunda parte se desarrollarán los fundamentos del análisis de los mecanismos focales tanto en sus características cinemáticas (de interés para los sismólogos), como dinámicas (de interés para los geólogos). Se analizarán finalmente las características de las ondas sísmicas generadas en una explosión nuclear subterránea que hacen posible diferenciar la misma de un sismo natural (de interés para los estrategas).

La técnica utilizada se denomina **análisis del mecanismo focal** del sismo. Esta técnica presenta sin embargo una dualidad en el resultado que brinda y requiere de información adicional para llegar a una única solución. Esta información adicional proviene del campo de la geología estructural y la geodinámica y se refiere a las estructuras (fallas) que están presentes en el área donde ha ocurrido el sismo y a las fuentes de esfuerzos actuantes sobre ellas. Con esta información, de las dos soluciones potencialmente correctas, se selecciona aquella que tiene mayor verosimilitud geológica.

FUNDAMENTOS DEL MÉTODO

El método de análisis de los mecanismos focales se basa en el análisis de la **polaridad de los primeros arribos o llegadas** de las ondas P, que pueden ser de tipo compresivo, cuando el suelo es impulsado hacia fuera ("empujón") o hacia adentro ("tirón") con respecto al origen del frente. Ambos tipos de impulsos son el resultado de la liberación de la energía elástica acumulada como consecuencia de que el desplazamiento libre entre las dos masas de roca a ambos lados del plano de falla se encuentra impedido en un área o punto de trabazón sobre el plano de falla. A los efectos del método, el área dónde se produce el desplazamiento es de dimensiones reducidas y puede ser considerada adi-

dimensional frente al tamaño de la Tierra. Es importante señalar aquí que aún cuando el área involucrada en el conjunto de sismos precursoros y réplicas que se asocian al sismo principal puede ser sumamente extensa, el área que se activa en cada uno de los sismos en particular es sólo una muy pequeña fracción de aquella.

Desde el punto de vista de la teoría de la fracturación el método asume que los planos sobre los que se produce el desplazamiento se encuentran a 45° de la dirección en que actúan los esfuerzos principales. Dado que esto no es siempre rigurosamente cierto, existe siempre una diferencia entre las orientaciones reales y las determinadas a partir del método.

En cada estación sismológica, mediante la ayuda de tablas y técnicas convencionales, se retrotrae la traza de los rayos sísmicos hasta el punto de origen (**foco sísmico**). Se recalcula así la orientación con que el rayo sísmico emergió del foco. El valor del ángulo de buzamiento es medido con respecto a la horizontal y su orientación lo es sobre un plano vertical que contiene al foco sísmico y a la estación. Para ello se utilizan las coordenadas geográficas de la estación receptora y del foco sísmico y la ley de velocidades correspondiente a las litologías atravesadas por el rayo en su trayectoria. El valor obtenido es representado en proyección estereográfica, asumiéndose que el centro de la hemisfera de proyección se ubica en el foco del sismo y que el plano ecuatorial de la proyección es horizontal (Fig. 12). De todos los rayos posibles, sólo aquellos que se hundan hacia el interior del terreno son utilizados por el método.

Se codifica luego la polaridad de cada uno de los rayos representados de acuerdo con la primera llegada, según corresponda a una compresión (empujón) o a una expansión o rarefacción (tirón) en el material. Para ello se utilizan círculos blancos o negros respectivamente. Se obtiene así una distribución de puntos blancos y negros sobre el plano de proyección (Figs. 13 y 14). Cada uno de estos puntos representa la orientación y la polaridad del rayo que fue recibido en cada una de las diferentes estaciones sísmicas utilizadas en el estudio.

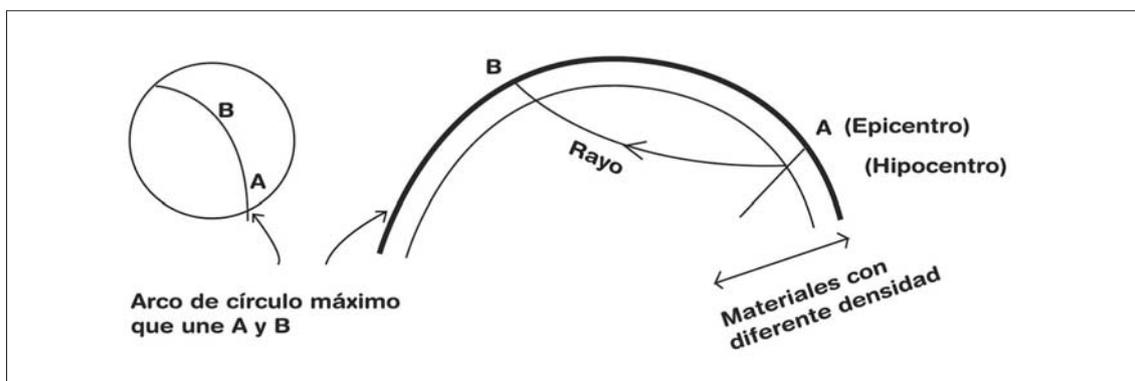


Fig. 12: La orientación y ángulo de incidencia del rayo sísmico que llega a la estación sismológica debe ser corregido para eliminar la desviación impuesta en su trayectoria por las heterogeneidades del material que atraviesa.

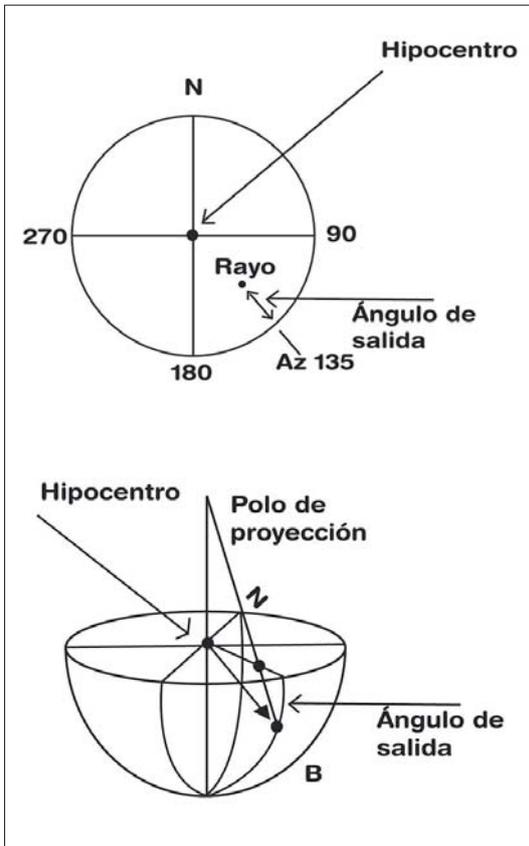


Fig. 13: El valor de orientación e inclinación de cada rayo es representado en proyección estereográfica.

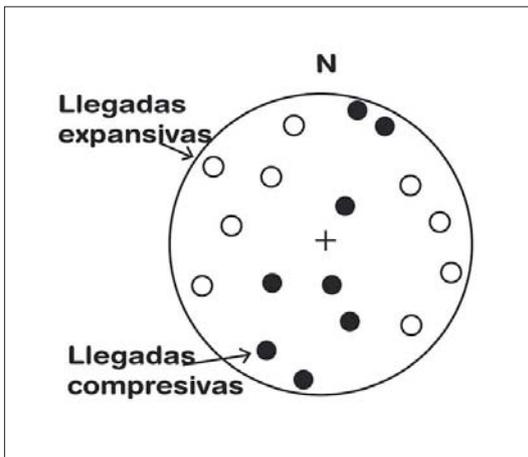


Fig. 14: Distribución de la información proveniente de distintas estaciones sismológicas para un mismo sismo. Los puntos negros corresponden a primeras llegadas compresivas y los blancos a primeras llegadas expansivas.

Estos puntos se distribuyen en cuatro zonas alternadas que pueden ser fácilmente definidas mediante el trazado de dos planos que las separan netamente (planos nodales) (Fig. 15). Uno de los planos es el plano real sobre el que ocurrió el des-

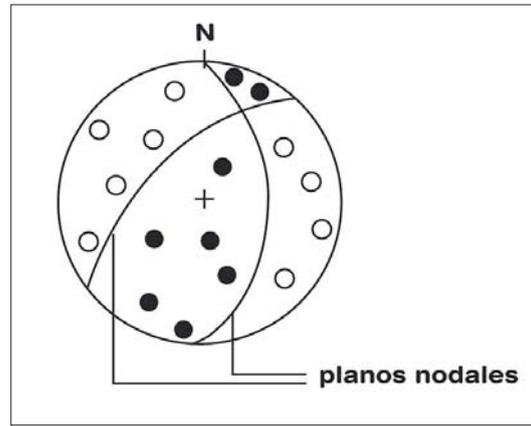


Fig. 15: Trazo de los planos que separan las primeras llegadas expansivas y compresivas (planos nodales)

plazamiento, el otro es un plano virtual, hipotético, que satisface el resultado del análisis, pero que puede no tener sentido en el contexto geológico en el que se produjo el sismo.

Las zonas que reciben los primeros impulsos compresivos se colorean, mientras que las que reciben los primeros impulsos expansivos se dejan blancas. Esto se hace teniendo en cuenta que el análisis sólo utilizó unos pocos rayos, pero que, de haberse dispuesto de un número infinito de ellos no se hubieran determinado puntos blancos o negros, sino áreas blancas o negras (Fig. 16).

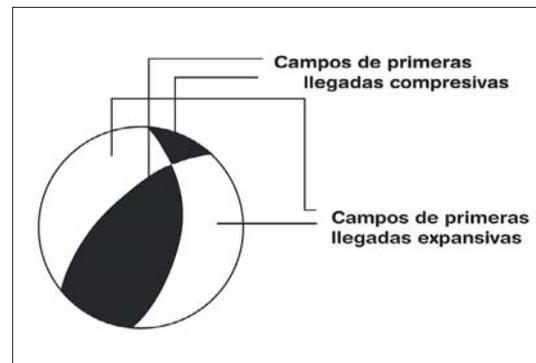


Fig. 16: Demarcación de los campos de primeras llegadas compresivas y expansivas.

Salvo indicación en contrario, los estereogramas representativos del mecanismo focal corresponden a visiones desde la vertical del hipocentro, es decir que el círculo ecuatorial de la red representa un plano horizontal. Sin embargo, en algunos casos puede ser interesante realizar un análisis del mecanismo sobre un plano vertical, lo que puede realizarse fácilmente dadas las propiedades de la proyección estereográfica y la circunstancia que la distribución de campos con primeras llegadas compresivas y expansivas guarda un patrón regular (Figs. 17 y 18).

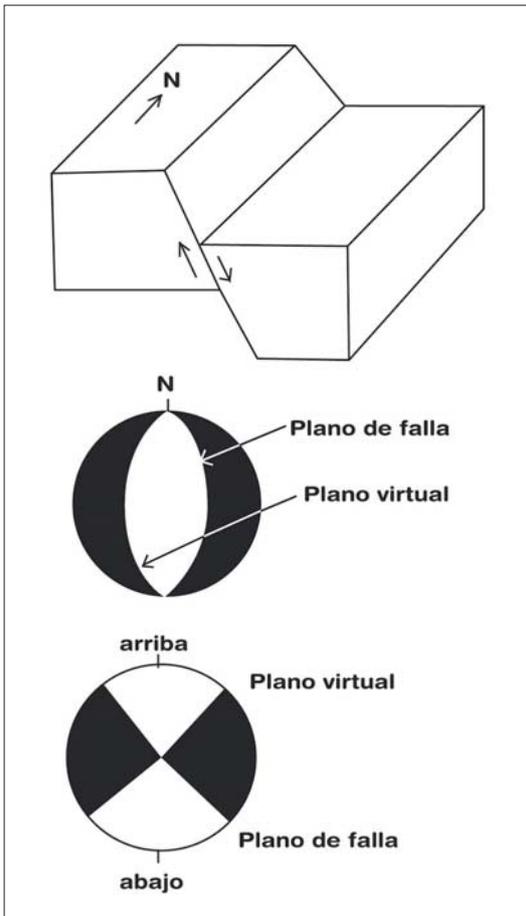


Fig. 17: Imágenes correspondientes a la proyección horizontal y vertical del análisis del mecanismo focal de un mismo sismo. Se trata en este caso de una falla normal.

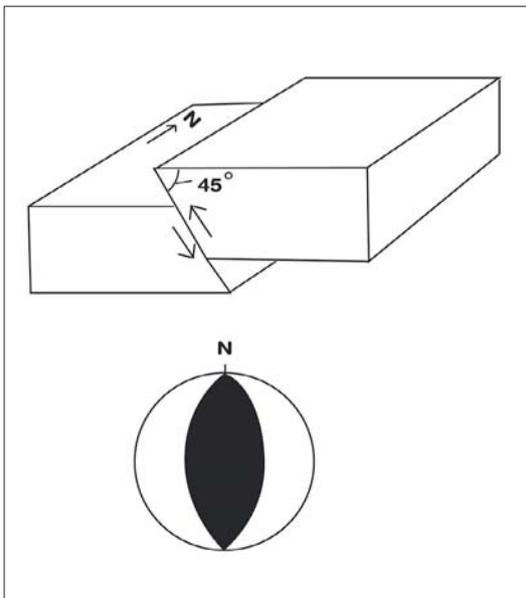


Fig. 18: Falla inversa y diagrama del mecanismo focal correspondiente, corte horizontal y corte vertical perpendicular al rumbo de la estructura.

¿QUÉ TIPO DE FALLA SE ACTIVÓ? ¿EN QUÉ DIRECCIÓN SE MOVIERON LOS BLOQUES?

Como se ha señalado existen dos formas de interpretación de la información brindada por el análisis de los mecanismos focales. Si se atiende al **análisis dinámico**, lo que interesa es la reconstrucción del campo de esfuerzos que controla la evolución de las estructuras en el área. El **análisis cinemático** por su parte se aboca a la identificación del plano sobre el cual se ha producido el movimiento y a la determinación de la orientación del vector deslizamiento.

Interpretación cinemática

Tal como se ha señalado, en esta interpretación se analizan los datos con el fin de obtener la orientación de los planos nodales, individualizar cual de ellos es el que más probablemente haya sido activado (en función del conocimiento geológico del área en la zona donde tuvo lugar el sismo) y determinar la orientación del vector desplazamiento sobre el plano de falla.

Reconocimiento del tipo de falla: Es fácil relacionar primeros impulsos “empujones” por delante del bloque que avanza y primeros impulsos “tirones” por detrás de él. Los geólogos pueden así saber si las fallas que se activaron son **directas**, **inversas** o **transcurrentes**, o una combinación de cualquiera de los dos primeros tipos con el tercero (Fig. 19, 20 y 21). Una falla directa es aquella en la cual un bloque resbala hacia abajo sobre el otro. En el caso de una falla inversa, un bloque se monta sobre el otro y en el de la falla transcurrente uno se desplaza lateralmente con respecto al otro. Se pueden obtener tres distribuciones típicas de zonas de primeros arribos compre-

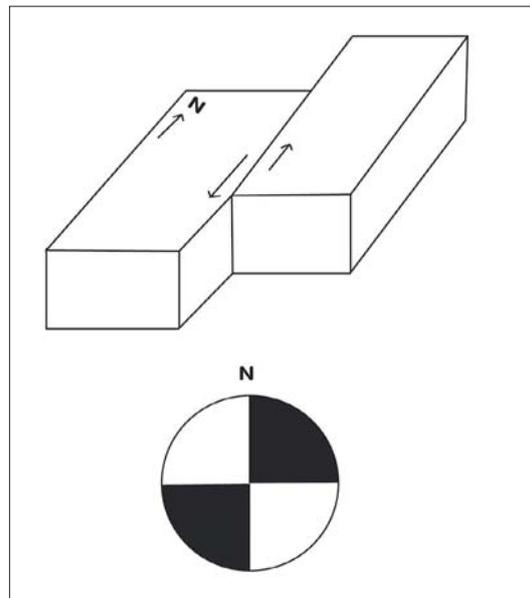


Fig. 19: Falla transcurrente y diagrama del mecanismo focal correspondiente, corte horizontal y corte vertical perpendicular al rumbo de la estructura.

sivos y expansivos para estos tres tipos básicos de fallas. Combinaciones de los tipos anteriores (fallas directas o inversas con componentes de desplazamiento en la dirección del rumbo) pueden ser también reconocidas a partir de los diagramas obtenidos.

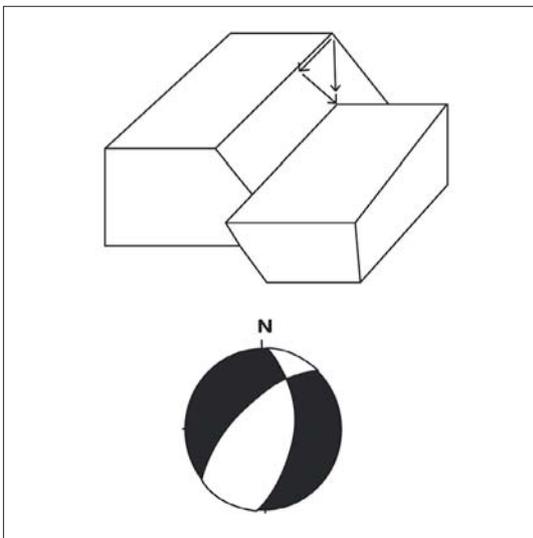


Fig. 20: Falla directa con componente de desplazamiento dextral

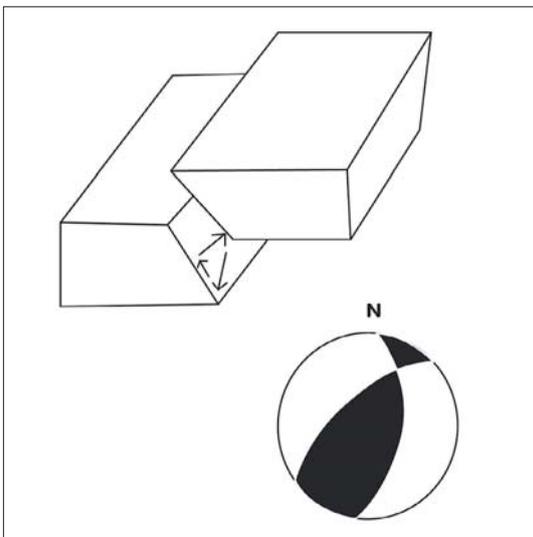


Fig. 21: Falla inversa con componente de desplazamiento sinistral

La orientación del plano nodal representativo de la falla no cambia su posición en el diagrama (mantiene su inclinación y orientación con respecto al norte), mientras que sí lo hace el plano nodal virtual. Es importante tener en cuenta que en el caso de fallas trascurrentes, si el desplazamiento de rumbo es dextral sobre uno de los planos, será sinistral sobre el plano nodal auxiliar (Fig. 22). Sin embargo, esto no ocurre en el caso de fallas directas o inversas, que conservan su naturaleza cualquiera sea el plano activo.

Determinación de la orientación del vector desplazamiento: Este valor puede ser obtenido rápidamente en forma gráfica sobre la proyección estereográfica por cuanto el mismo está contenido en el plano de falla y su dirección es normal al plano nodal virtual (Fig. 23). Respecto a la convención utilizada es importante recordar que algunos autores provenientes del área de la ingeniería tienden a asignar al esfuerzo tensional signo positivo, por lo tanto el esfuerzo compresional tiene signo negativo

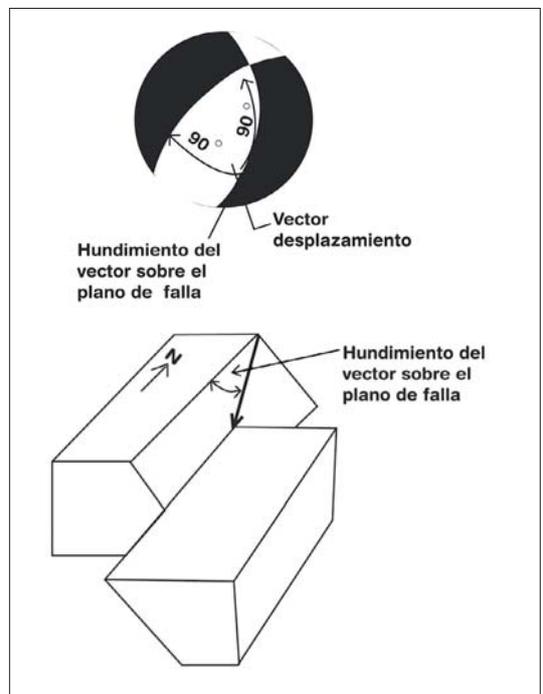


Fig. 23: Determinación gráfica de la orientación del vector desplazamiento sobre el plano de falla.

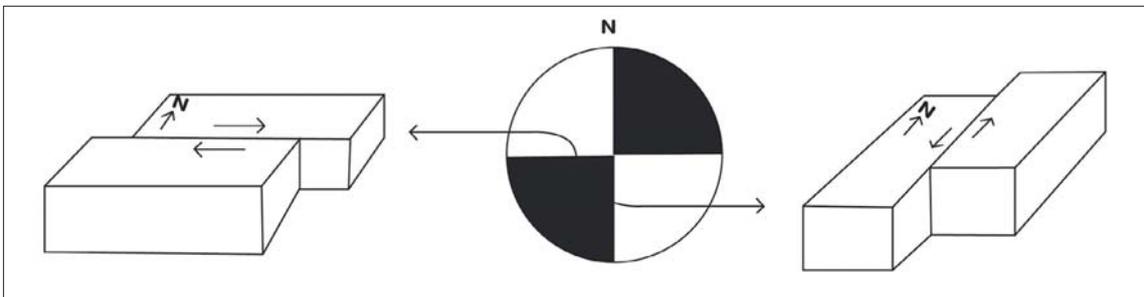


Fig. 22: La clasificación de la falla trascurrente en dextral o sinistral es función del plano que haya sido activo.

e, independientemente de su valor absoluto, aparece en sus fórmulas como s_3 , contrariamente a la convención geológica que es la que se aplica en este texto.

¿CUÁL ES LA ORIENTACIÓN DE LOS ESFUERZOS TECTÓNICOS EN EL ÁREA?

A partir del análisis de varios mecanismos focales, los geólogos utilizan varios métodos para reconstruir la orientación de los esfuerzos tectónicos en el área. Este análisis se basa en las teorías de fracturación corrientes y asume que el eje de compresión (eje P) se localiza en el cuadrante en distensión, mientras que el eje de tensión (eje T) se sitúa en el cuadrante en compresión.

Al estudiar los mecanismos focales, los geofísicos realizan una simplificación reduciendo toda la superficie de fractura a un foco puntual que en este trabajo se denomina punto de trabazón (Figs. 24 y 25).

Interpretación dinámica

Determinación de la orientación de los esfuerzos principales en el área del sismo: Los valores correspondientes a la orientación de cada uno de los ejes de esfuerzos principales ($\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3$) puede ser hallada fácilmente sobre la red estereográfica. El esfuerzo intermedio se encuentra en la intersección de ambos planos nodales. Para la determinación de la orientación de los esfuerzos máximo y mínimo se asume (como ya se ha señalado) que los mismos son, respectivamente, bisectrices de las áreas en extensión y en compresión del estereograma. El esfuerzo máximo compresivo σ_1 coincide con el eje de compresión (eje P) y el esfuerzo mínimo compresivo σ_3 lo hace con el eje de tensión (eje T).

La técnica gráfica consiste en determinar la posición del plano normal al esfuerzo intermedio (o

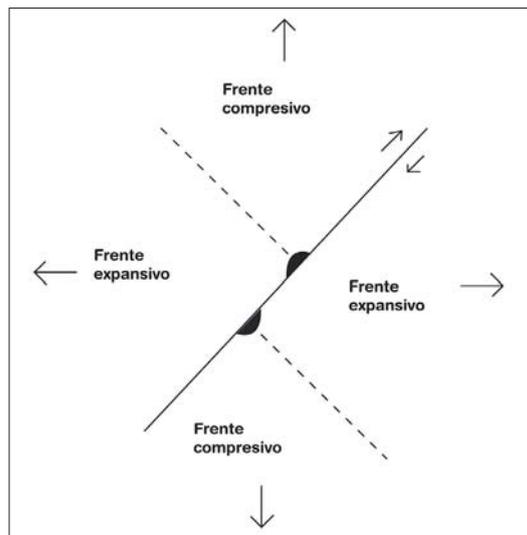


Fig. 25: Campo de esfuerzos originado por el sismo. Al liberarse el sistema, el desplazamiento de la masa rocosa comprime el material a sotavento de la trabazón y expande aquél a barlovento.

sea el plano normal a la intersección de ambos planos nodales) que es el que contiene a los ejes de los esfuerzos máximo y mínimo, ya que los tres ejes son mutuamente ortogonales (Fig. 26).

Dado que en los fundamentos del método se asume que los planos nodales están a 45° de los ejes de esfuerzos, a diferencia de lo que comúnmente se asume en Geología (que las fracturas compresivas se producen sobre planos que forman menos de 45° con el esfuerzo compresivo mayor y que las fracturas extensionales lo hacen con ángulos mayores), cabe esperar una diferencia de orientación entre el plano obtenido del análisis del mecanismo focal y el plano geológico de hasta unos 15° , pero desde el punto de vista del análisis, no existirían diferencias en el diseño del estereograma (Fig. 27).

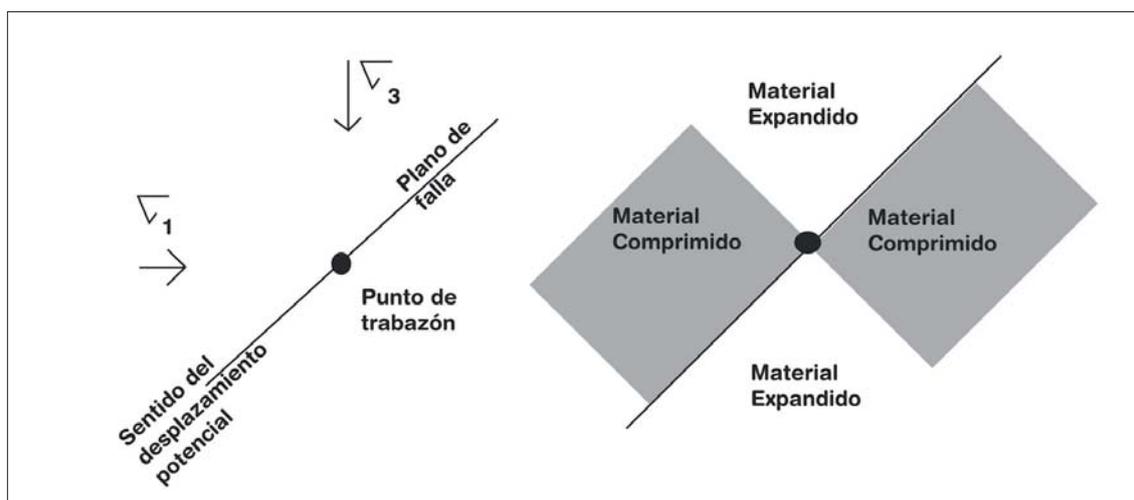


Fig. 24: Campo de esfuerzos antes de producirse el sismo. Acumulación de esfuerzos en el punto de trabazón. Como consecuencia de que la fuente de esfuerzos es remota y parte del bloque rocoso se desplaza, el material a sotavento del punto de trabazón se dilata, mientras que a barlovento del mismo se comprime.

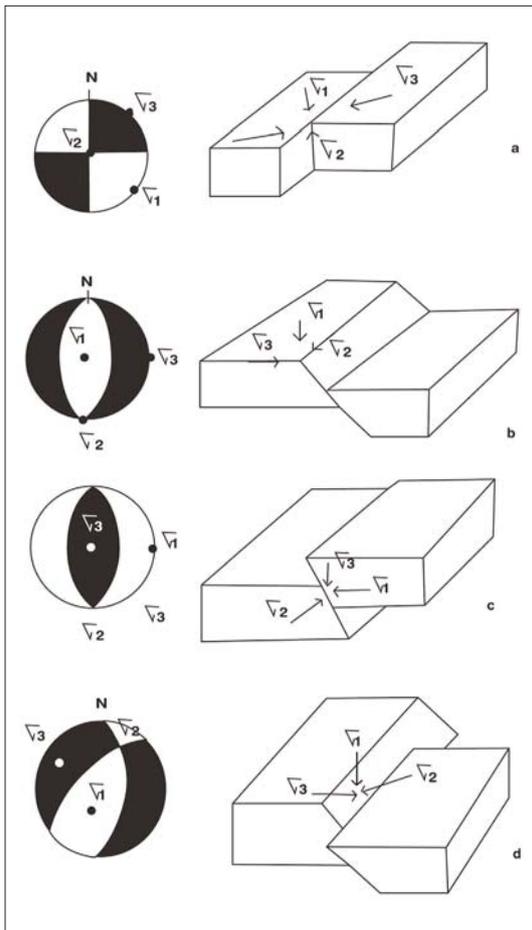


Fig. 26: Posición de los ejes de esfuerzos para distintos tipos de fallas. a- falla transcurrente, b- falla directa, c- falla inversa, d- falla directa con componente de rumbo dextral.

¿HA SIDO UN SISMO O UNA EXPLOSIÓN ATÓMICA?

Durante la Guerra Fría se hizo imprescindible contar con métodos que permitieran reconocer si las potencias enemigas estaban o no experimentando bombas atómicas. Al contrario de cómo ocurre en el caso de una falla, cuando se produce una explosión subterránea todos los primeros impulsos recibidos en las estaciones sismológicas, independientemente de la posición geográfica de estas, son del tipo “empujón” y esto permite diferenciar claramente una explosión nuclear subterránea de un sismo natural (Fig. 28a). Si en lugar de tratarse se una explosión se tratara de una implosión (véase el Anexo), la respuesta sísmica sería similar pero la polaridad de los primeros arribos registraría un seno, es decir un “tirón” en todas direcciones (Fig. 28b).

CONCLUSIONES

El conocimiento de las leyes que gobiernan la generación y transmisión de las ondas resultantes de un terremoto o explosión permite utilizar la información recibida en los receptores (sismógrafos) y procesarla para obtener datos acerca de la ubicación (coordenadas geográficas y profundidad del punto en el cual se originaron las ondas) y del tipo de falla que se activó (inversa, directa o transcurrente) o bien si se trata de una explosión. Para ello deben tomarse en consideración las diferencias en los tiempos de llegada de las ondas de presión y de cizalla y la distribución geográfica de los primeros arribos expansivos o compresivos de las ondas de presión. La recepción exclusiva en toda la red de ondas con primeros arribos expansivos permite suponer que el sismo no ha sido originado por un proceso natural sino que se trata de una explosión nuclear. La recep-

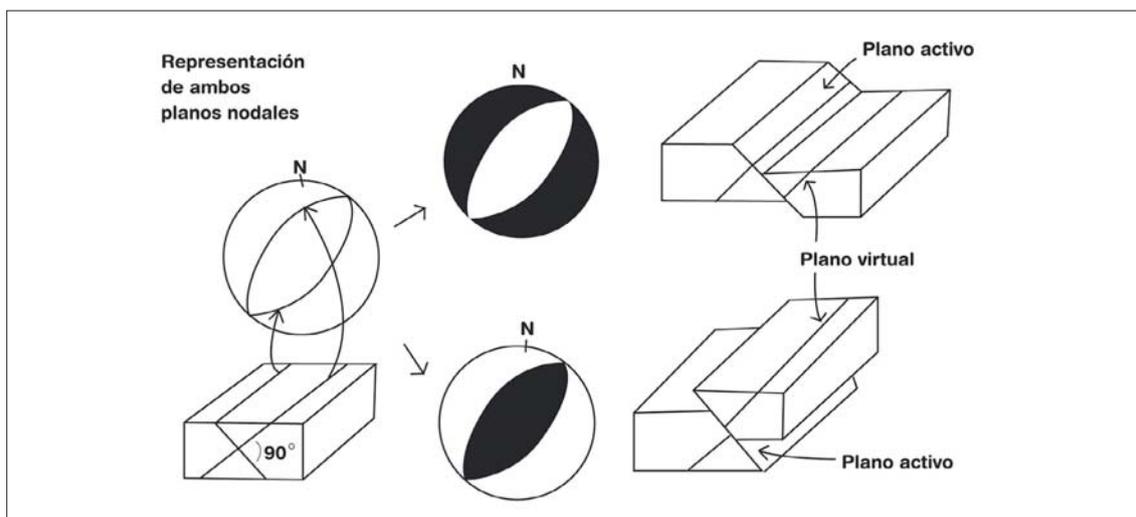


Fig. 27: Correlación entre el cambio de la dirección de desplazamiento sobre el plano de falla y la distribución de primeros impulsos. Obsérvese que la inclinación de los planos nodales en el diagrama no se modifica. Compárese con el gráfico que indica los planos de fractura compresiva forman un ángulo menor de 45° con el eje de esfuerzo compresivo mayor, mientras que los planos de fractura extensiva forman un ángulo mayor de 45° con el eje extensivo. Como lo que importa es que los ejes de esfuerzos son bisectrices de los planos nodales, en realidad la simplificación no modifica la posición espacial de los mismos.

ción o no de ondas de cizalla y las diferencias en los tiempos de arribo en los distintos trenes de ondas provenientes directamente del foco del sismo o de su reflexión en las discontinuidades del interior terrestre permiten establecer la estructura del planeta y el comportamiento mecánico de los materiales.

BIBLIOGRAFÍA

Balaguer, L., (2003) *Simulación didáctica de la propagación de las ondas P y S*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 11.2, 135-137.

Llarena, M., A. Catapán y A. de Luca, (2001) *Las ondas sísmicas y la estructura interna de la Tierra; una aproximación desde la historia de la ciencia*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 9.1, 13-20.

Molina, S., J.J. Giner y P. Jáuregui, (2004) *El tamaño de los terremotos; intensidad y magnitud*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 12.1, 99-107.

Moorehead, A. (1980) Darwin. *La expedición en el Beagle (1831-1836)*, Ediciones del Serbal, Barcelona.

Renard, P., (2004) *Sismos, volcanes y tectónica de placas en tu PC (prácticas con el ordenador para el bachillerato)*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 12.1, 31-37.

Sellés-Martínez, J. y Bonán, L. (2000). *Problemas de*

enseñanza-aprendizaje del tema Mecanismos Focales. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 8.1, 54-61

ANEXO 1: Implosiones y explosiones

Es importante señalar aquí que los medios de difusión han introducido un uso errado del término “implosión” queriendo describir con ella el derrumbe de un edificio mediante explosiones estratégicamente dispuestas y controladas. El edificio no explota por los aires, pero de ningún modo se trata de una implosión en el sentido estricto del término. Una implosión verdadera podría simularse con una esfera de cristal o plástico con aire a presión atmosférica que es obligada a sumergirse a gran profundidad. Cuando la presión del agua sobre la superficie de la esfera supera la resistencia del material y la presión del aire, la esfera hace implosión y se rompe “hacia adentro”. Por el contrario, si la misma esfera fuera obligada a ascender en la atmósfera, al encontrar presiones cada vez menores, llegaría un momento que la presión interna en la esfera, la no ser contrarrestada desde el exterior produciría la explosión de la misma, es decir su ruptura “hacia fuera”.

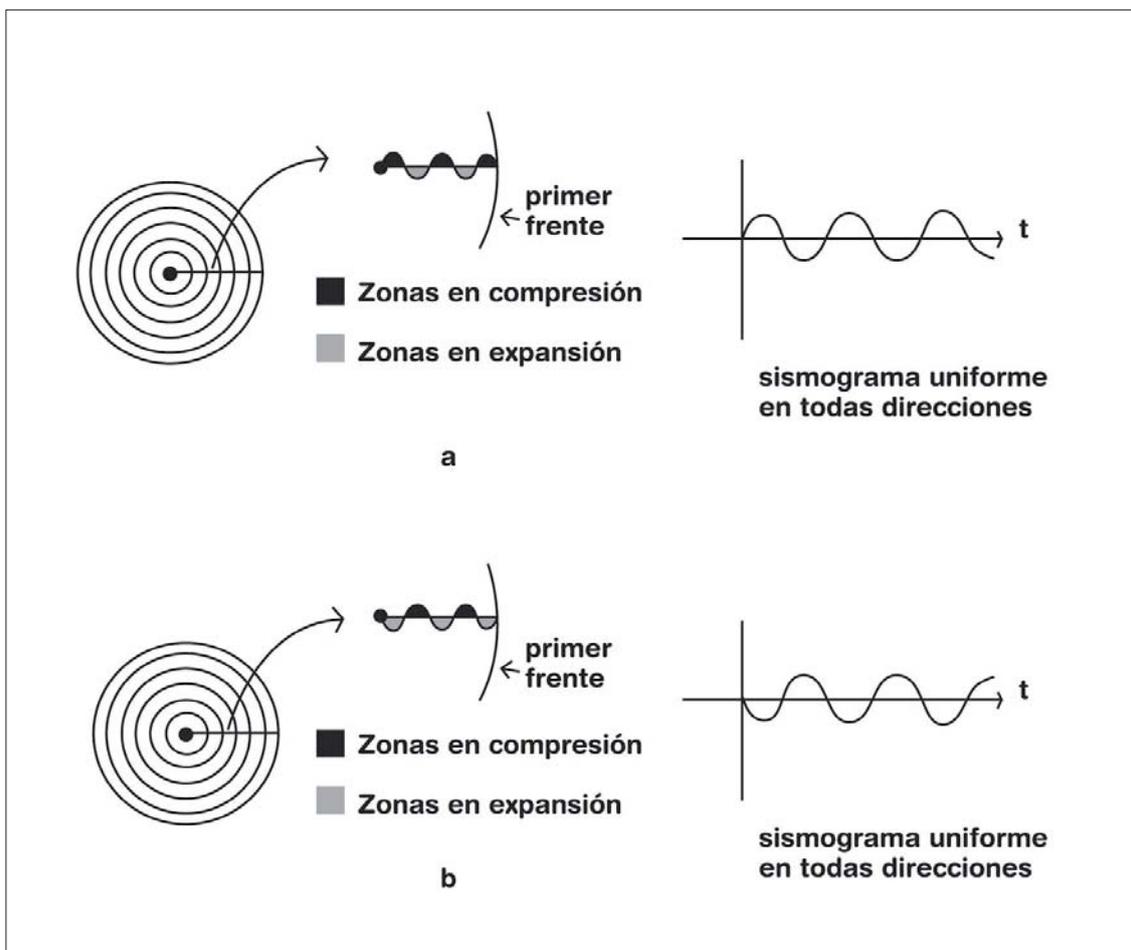


Fig. 28: a) Cuando se produce una explosión se genera una onda esférica cuya característica es que la polaridad del primer frente de onda es compresiva en todas direcciones. b) En forma opuesta, si lo que se produce es una implosión, la polaridad del primer arribo es expansiva.

ANEXO 2

Recomendado para su análisis en clase

DESCRIPCIÓN DEL TERREMOTO Y TSUNAMI DE VALDIVIA EN 1835 POR CHARLES DARWIN. Fuente: (Moorehead, 1980)

El Terremoto

El 20 de febrero de 1835 Darwin desembarcó con Covington para una de sus usuales correrías en busca de nuevos especímenes. Recorrieron algún tiempo los pomares y luego se tumbaron el suelo a descansar. De repente una brisa agitó los árboles y el suelo empezó a temblar. Se levantaron asustados y, aunque consiguieron mantenerse de pie, se sentían mareados y vacilantes. “Un terremoto fuerte, reflexionaba Darwin después, destruye de golpe las ideas más arraigadas; la tierra, símbolo por excelencia de todo lo que es sólido, se movió bajo nuestros pies; bastó un instante para que surgiera en la mente una extraña sensación de inseguridad que no habrían producido horas de reflexión.” A bordo del *Beagle* se sintió como si por un momento el buque hubiese soltado las anclas y chocasen contra el fondo.

Sin embargo, el centro del terremoto estaba más al norte, y sólo cuando entraron en el puerto de Talcahuano se dieron cuenta de la atrocidad de lo ocurrido. Toda la costa estaba sembrada de escombros, y era “como si hubiesen naufragado un millar de barcos”. Fardos de algodón reventados, animales muertos, árboles arrancados de cuajo, sillas, mesas, incluso los tejados de las casas estaban desperdigados por todas partes, y grandes cantidades de roca habían caído sobre las playas.

La gente había sido poro perspicaz; a las 10 de la noche se vieron grandes bandadas de aves marinas que se desplazaban hacia el interior, y los perros del puerto se echaron al monte. Pero en ese momento nadie reparó en estos hechos; de todas formas, a las 11 se levantó la típica brisa marina. A las 11:40 comenzaron las sacudidas, y en pocos segundos aumentaron hasta alcanzar una violencia increíble. Era un extraño movimiento de torsión que abría y cerraba, con un crujido seco, grietas de varios palmos de anchura. Entretanto el mar abandonaba la bahía de Talcahuano. Estaban anclados varios veleros, tres grandes balleneros, una corbeta, dos bergantines y una goleta; todos quedaron con la quilla al aire sobre una llanura de fango con algas esponjosas. La gente se precipitó entonces hacia los lugares altos imaginando que seguiría una gran ola, y treinta minutos después llegó el primer embate que barrió la bahía. En los barcos los marineros se sujetaron a las jarcias y allí perdieron la vida pues la ola pasó y los deshizo contra la ciudad. En ésta se llevó todo por delante, arrancó árboles y objetos

de todo tipo, casas enteras con su mobiliario adentro, incluso los caballos, las ovejas y el ganado vacuno que pacía en los campos. Todo quedó flotando en el mar cuando la ola retrocedió, y una vez más los barcos chocaron contra el fondo.

Y entonces avanzó una segunda ola, más grande, que retrocedió sólo para ser seguida por una tercera más alta todavía. El ruido del agua era terrible. Era asombrosa la forma en que la mayoría de los barcos aguantaban el vapuleo. Giraban unos en torno a los otros como si estuvieran atrapados en un torbellino y, aunque algunos chocaban, las anclas los sujetaban. El *Colocolo*, una goleta de la marina chilena, estaba entrando en la bahía en ese momento y seguramente capeó el oleaje en aguas profundas. Lo mismo hicieron varios botes más pequeños cuyos propietarios consiguieron salir al mar abierto antes de que las olas rompieran. Una goleta de 9m que estaba en el astillero casi acabada, fue levantada y depositada en medio de las ruinas de la ciudad. Una niña con una criatura de cuatro años, el hijo de un capitán de la marina, confiaba en escapar entrando en un bote de remos pero el bote se estrelló contra un ancla y se partió por la mitad. La mujer se ahogó y varias horas más tarde se encontró al pequeño flotando en el mar. Aunque mojado y desfallecido, estaba firmemente sentado en un trozo del bote naufragado y todavía resistía.

Fuera, en mar abierto, el agua ennegreció y parecía estar hirviendo; en dos puntos se vieron columnas de humo que brotaban de la superficie y tenían un olor sulfuroso repugnante, el olor –así les parecía a los habitantes del lugar– del mismísimo infierno. Grandes cantidades de pescado quedaron envenenadas. Luego se formó un remolino, parecía como si el fondo marino se hubiera agrietado y el mar se estuviese vaciando en una cavidad inferior. Después, durante algunos días se produjeron pleamares y bajamares varias veces por día.

Mientras paseaban por la destruida ciudad, Darwin se atrevió a indicar a Fitz Roy que el nivel del terreno estaba más alto ahora que antes, no mucho, sólo unos palmos, pero suficiente para demostrar que la tierra podía elevarse sobre el fondo del mar, y si lo hacía unos palmos ¿por qué no 3.000m?, ¿por qué no montañas enteras? ¿Qué otra explicación existía para haberse encontrado estratos de conchas marinas en lo alto de la cordillera? ■