
el mecanismo sísmico

Por: Juan Manuel Espíndola C. Instituto de Geofísica, UNAM

EL MECANISMO SISMICO.

Poco a poco se ha ido comprendiendo cómo ocurren los sismos hasta llegar a formular modelos matemáticos de ellos.

La explicación racional del origen de los temblores y, aun más, su descripción por medio de modelos matemáticos que permitan su caracterización, es una de las áreas más activas de la sismología moderna. Si bien es cierto que quedan aún muchos problemas por resolver, no lo es menos que en esta área se han dado ya algunos de los resultados más notables en la historia de esta ciencia.

La Teoría del rebote elástico

La mayoría de las discusiones sobre el tema comienzan por hacer referencia a la teoría del rebote elástico, propuesta por H.F. Reid en 1910 a raíz del sismo de California de 1906. Después de este violento terremoto, se encontró que a lo largo de unos 400 kilómetros sobre la falla de San Andrés se habían producido desplazamientos relativos del orden de 3 metros, predominantemente horizontales. Años antes, entre 1851 y 1866, y luego entre 1874 y 1892, se habían llevado a cabo levantamientos

geodésicos en el área. Un tercero fue hecho inmediatamente después de la ocurrencia del temblor. Del análisis de estos datos se pudo establecer que entre el primero y segundo levantamientos había ocurrido un desplazamiento de uno a dos metros entre puntos similares a ambos lados de la falla y a una distancia de unos 30 Km de ella. Otro movimiento similar ocurrió entre los dos últimos levantamientos. Sin embargo, un resultado singular fue que a lo largo de la falla misma no ocurrió desplazamiento alguno, sino al tiempo de ocurrencia del terremoto. Reid razonó que si el área de falla se comporta elásticamente, el lento movimiento relativo a ambos lados causa un aumento en la energía almacenada y en la componente tangencial de la fuerza de fricción sobre el plano de falla. Cuando se alcanza un punto crítico, el fracturamiento ocurre con un movimiento de restauración hacia una nueva posición de equilibrio al que se llama rebote elástico. Ya que es improbable que esto ocurra simultáneamente en toda la falla, la ruptura debe comenzar en algún punto de ella y de allí desplazarse con una velocidad finita. La figura 1 muestra esquemáticamente estas ideas.

Aunque los detalles de este mecanismo no fueron claramente expuestos por Reid, lo esencial de la teoría quedó establecido de esa manera y es generalmente aceptada en la actualidad, al menos para la gran mayoría de los temblores.

Cabe hacer notar que las ideas de Reid no son intuitivas. Durante los primeros días de la sismología, el fallamiento del terreno se consideraba como un efecto de los sismos más que como una causa de los mismos. Si bien durante la segunda mitad del siglo XIX se tenía ya la idea de una fuente sísmica localizada, todavía se suponía que la energía provenía de explosiones subterráneas, colapso de cavernas o, posteriormente, intrusiones de magma en zonas de debilidad. Por ello, la teoría de Reid no fue aceptada inmediatamente por la generalidad de los sismólogos sino después de considerables debates y cuando hubo resistido el peso de las pruebas observacionales.

Las soluciones de plano focal

Para los años en que se propuso la hipótesis del rebote elástico, el instrumental sismológico se había desarrollado hasta el punto de ser operacional, con lo

el mecanismo sísmico

cual las observaciones eran ya sistemáticas. En 1900, Wiechert había construido su péndulo invertido y la Asociación Sismológica Internacional había sido fundada en 1903.

Durante la década de los años 20, Perry Byerlee de la Universidad de California había notado que la dirección (o polaridad) de las ondas **P** en los sismogramas de las diferentes estaciones para un sismo en particular,* mostraban una distribución en cuadrantes (fig. 2). Las líneas que separan los diferentes cuadrantes son llamadas líneas nodales y constituyen la intersección con la superficie de los planos nodales. Byerlee desarrolló una técnica para encontrar estos planos y es considerado como el padre de este tipo de análisis. El significado de estos planos se verá en seguida.

La polaridad de un registro indica si el primer arribo de una onda fue una compresión o una rarefacción, y ella cambia a tra-

ondas **S** (fig. 4c). La controversia sobre el sistema de fuerzas apropiado para describir el mecanismo focal duró muchos años.

No obstante, el sistema del doble par de fuerzas no es incompatible con la teoría de Reid y puede considerarse como el resultado de un colapso a lo largo de la falla, como consecuencia de una pérdida de rigidez. Considérese, por ejemplo, la fig. 5, donde un elemento de volumen está sometido a esfuerzos de cizallamiento; durante el sismo, el elemento cambia a la nueva posición mostrada con líneas punteadas: entonces la línea **AD** ha sufrido una tracción y la línea **BC** una contracción. Si se toman las fuerzas en ambos lados de la falla el resultado es un doble par.

Por otro lado, el par simple no es dinámicamente posible ya que representa un momento no balanceado de fuerzas. Además, la solución al problema de una dislocación en un medio elástico conduce al par doble y no al simple.

Así, después de este periodo de prueba de la teoría de Reid conservó su validez y se reforzó al correr del tiempo con las nue-

vés de las líneas nodales: esto puede interpretarse en términos de la teoría de Reid como el efecto del desplazamiento relativo a lo largo de una falla alineada con uno de estos planos.

La falla puede modelarse matemáticamente por un par de fuerzas actuando en sentidos opuestos (fig. 3a). Este problema de elasticidad había sido resuelto por Nakano en 1923, solución aplicada por Byerlee al problema de los planos nodales en 1926. La figura 3 (b,c) muestra los patrones de radiación para las ondas **P** y **S**: éstos dan la intensidad de las ondas: por ejemplo, para ondas **P** la máxima intensidad ocurre a 45°. Como puede observarse, el patrón de radiación de las ondas **P** concuerda con los datos observacionales.

El problema, sin embargo, no quedó resuelto allí. En los años subsiguientes se encontró que el patrón de radiación para las ondas **S** no siempre correspondía al de la figura 3c, sino que en algunos casos se parecía al de la figura 4c. Pronto se demostró que era necesario considerar un doble par de fuerzas (fig 4a) cuyo patrón de radiación de ondas **P** es similar al del sistema anterior (fig 4b) pero diferente para las

* En un medio elástico pueden propagarse dos tipos de ondas: las compresionales (**P**) y las ondas transversales (**S**). Las ondas **P** se propagan a mayor velocidad y constituyen el primer arribo en un sismograma.

el mecanismo sísmico

vas teorías de la deriva continental de la tectónica de placas. El método de las soluciones de plano focal constituye actualmente una de las herramientas estándar de la investigación sísmica y se aplica incluso a temblores profundos donde no hay fallas visibles.

El mecanismo físico de un sismo

Hemos dicho que Reid no expuso detalladamente cómo ocurre la pérdida de esfuerzos de cizallamiento en el plano de falla, lo cual es indispensable para elaborar un mecanismo. Suponer un par o un doble par de fuerzas es una primera aproximación al problema, ya que es sólo un sistema equivalente en términos de radiación. En la realidad, no existe ningún proceso que pueda crear estas fuerzas; lo que realmente existe es una acumulación de esfuerzos que se relajan catastróficamente.

Por otro lado, quedan problemas que no fueron resueltos por la teoría de Reid. Uno de ellos es que las caídas de esfuerzos observadas son menores que las que cabría esperar de fracturamiento. Todavía más difícil es explicar lo que ocurre en los sis-

mos más profundos (hasta aproximadamente 700 Km), ya que a esas profundidades la fricción en las caras de una falla sería tan alta que sobrepasaría en mucho el límite elástico de las rocas, de manera que habría flujo y no desplazamiento. La respuesta a estas preguntas se ha buscado en la observación experimental.

En los últimos 15 años se han investigado los efectos que sobre la fricción en rocas tienen la temperatura, la presión del fluido presente en los poros y la deshidratación de algunos minerales como la serpentinita. En general, se ha encontrado que todos estos factores facilitan el desplazamiento entre los bloques de una falla. Es entonces posible que un mecanismo de deslizamiento opere a mayor profundidad de lo que se pensaba anteriormente.

Para sismos profundos, se han propuesto mecanismos como fusión parcial o inestabilidad viscosa.* Estos mecanismos

podrían causar la caída de esfuerzos a través de un plano y, por lo tanto, el deslizamiento a lo largo del mismo.

Algunos investigadores proponen el cambio de algunos minerales a fases más densas con una consecuente reducción de volumen. Esto, sin embargo, daría lugar a radiación del tipo de colapso gravitacional. De hecho, este tipo de radiación ha sido encontrado en algunos sismos muy profundos para frecuencias muy bajas, pero "sobrepuesto" a la radiación de tipo de deslizamiento que hemos venido discutiendo.

Existe pues una serie de procesos físicos que pueden intervenir en los fenómenos dinámicos que llamamos temblores. En los párrafos siguientes veremos cómo algunos de ellos pueden ser tratados matemáticamente.

Modelos teóricos

Como ha sido evidente en los párrafos anteriores, la complejidad del problema requiere que en su formulación matemática se hagan una serie de suposiciones que lo simplifiquen. La consideración de un medio elástico y de un sistema de fuerzas constituye una primera aproximación

* Por inestabilidad viscosa se entiende lo que ocurre con la roca cuando, sometida a grandes presiones y temperaturas, deja de comportarse como un material elástico y adquiere propiedades visco-elásticas. Estas transiciones son usualmente catastróficas.

el mecanismo sísmico

al mismo. Este modelo permite obtener cierta información de los datos observacionales, pero ciertamente no toda ella, y por otra parte, es válido sólo para distancias muy grandes del foco.

A distancias pequeñas, las dimensiones finitas de la falla, la velocidad de ruptura y otros parámetros, influyen sobre la apariencia de las ondas que se registran en el sismograma. El modelo del sistema de fuerzas es incompetente para proporcionar información en esta región.

Un modelo todavía simple que incorpora estas variables es el de dislocación. En este caso se considera una superficie en un cuerpo elástico sobre la cual se presenta un desplazamiento relativo entre sus lados. Este problema fue resuelto a principios del siglo por Volterra, Maruyama y Knopoff resolvieron el caso en el que la dislocación crece con el tiempo y lo aplicaron específicamente a la sismología. Los resultados han sido aplicados a muchos temblores; la figura 6 muestra la comparación entre un sismograma real y el sismograma teórico obtenido por Boore y Zoback para el sismo del 28 de junio de 1966 en Parkfield, California.

Incidentalmente, esta última es una técnica usual en sismología: generar sismogramas teóricos que luego son comparados con los reales, para estimar así la validez de los parámetros con que fueron generados los sismogramas sintéticos.

En el modelo de dislocación se suponen conocidos la longitud de la falla, su velocidad de ruptura, los desplazamientos relativos a lo largo de la falla y su evolución en el tiempo. Estos datos son en realidad otras de las incógnitas que se quisieran determinar a partir de datos más elementales. Por este motivo, a los modelos de dislocación se les ha llamado cinemáticos.

Para modelar en detalle lo que sucede en la falla, es necesario en la actualidad suponer un mecanismo para la pérdida de esfuerzos. Ya fueron señalados algunos de los procesos probables, algunos de ellos no son en la práctica, tratables matemáticamente. En la actualidad se ha dado mucha atención a la teoría de fractura, originada inicialmente en problemas de metalurgia y resistencia de materiales, donde se estudia la estabilidad de una fractura en presencia de esfuerzos. Desde luego, también se hacen diferentes simplifica-

ciones, pero se evitan muchas de las que se hacen en los modelos de dislocación. Año con año se resuelven problemas cada vez más complicados. En esta tarea las computadoras electrónicas han resultado de gran ayuda.

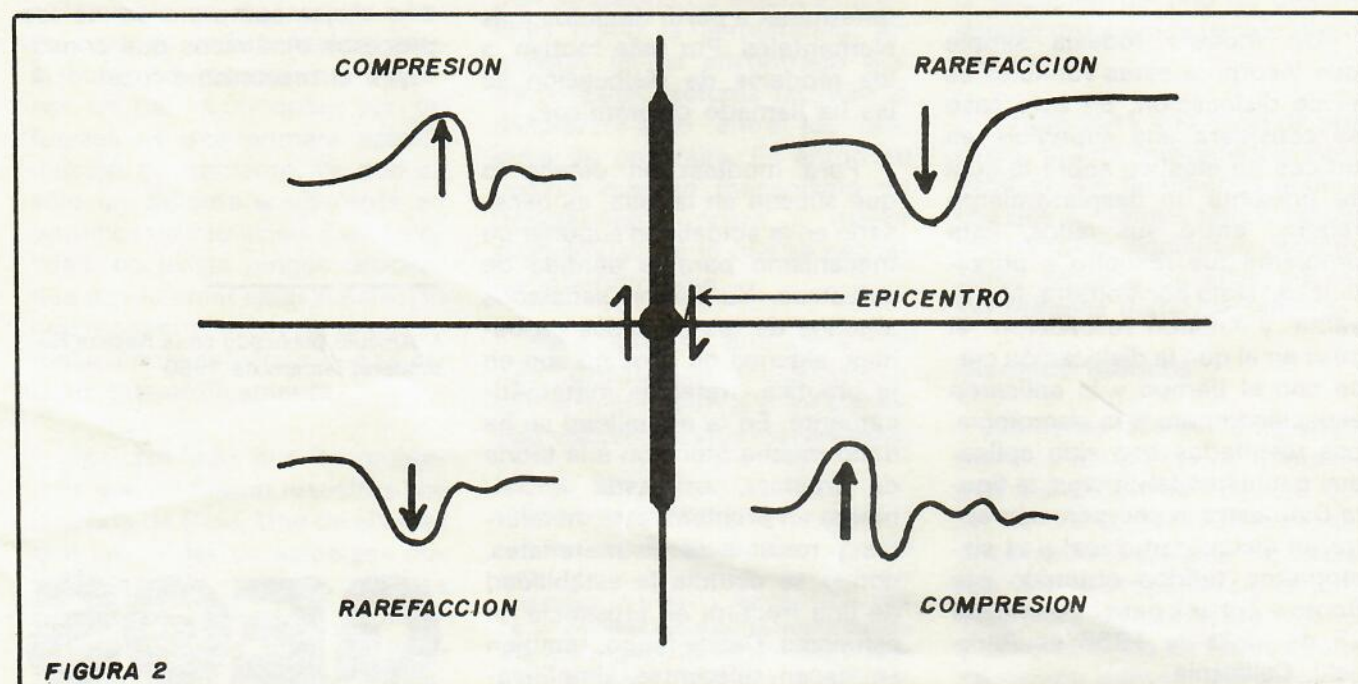
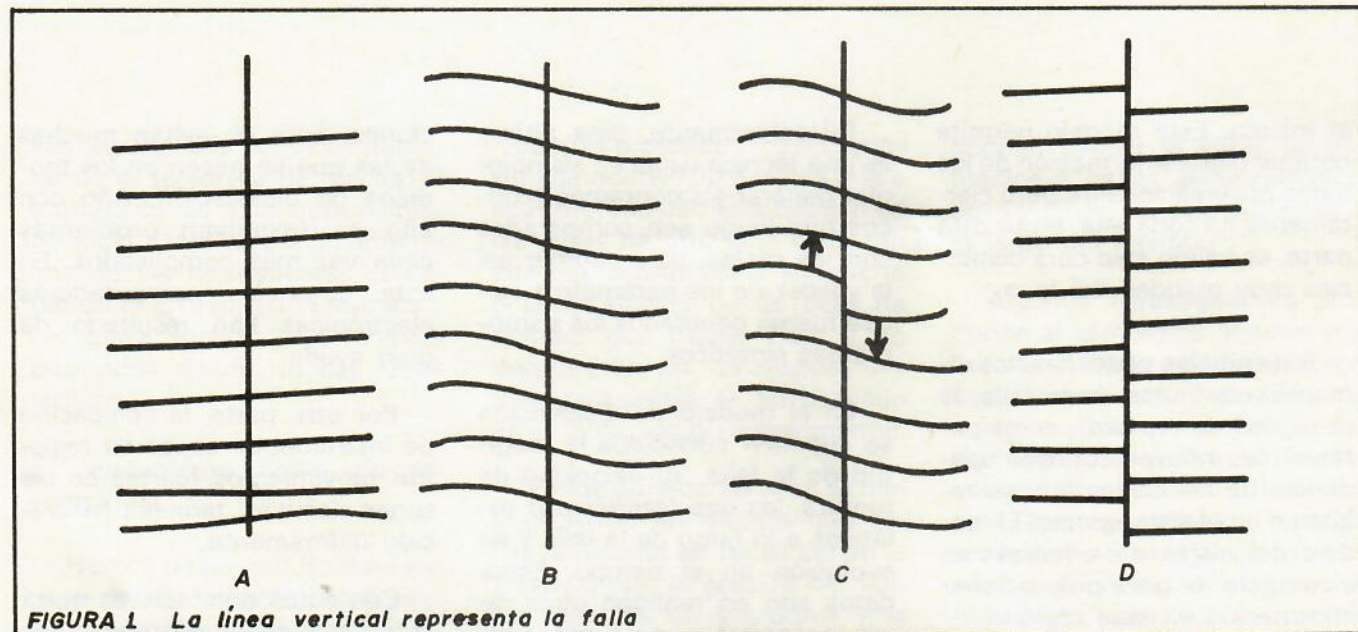
Por otra parte, la colocación de instrumental capaz de registrar movimientos fuertes en las zonas sísmicas, también ha crecido últimamente.

Con estos dos factores quizá tendremos en los próximos años una mejor comprensión de los procesos dinámicos que constituyen el mecanismo focal.

* Artículo publicado en la Revista Naturaleza, febrero de 1980.

GEOS

el mecanismo sísmico



el mecanismo sísmico

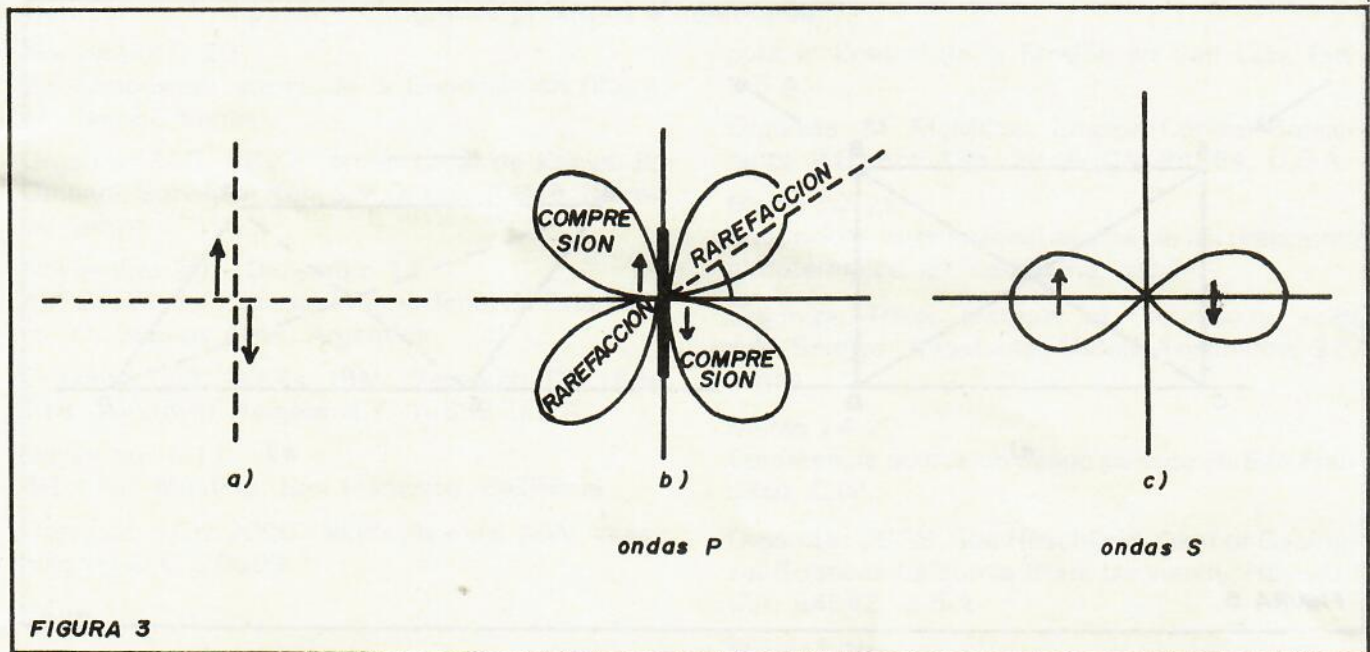


FIGURA 3

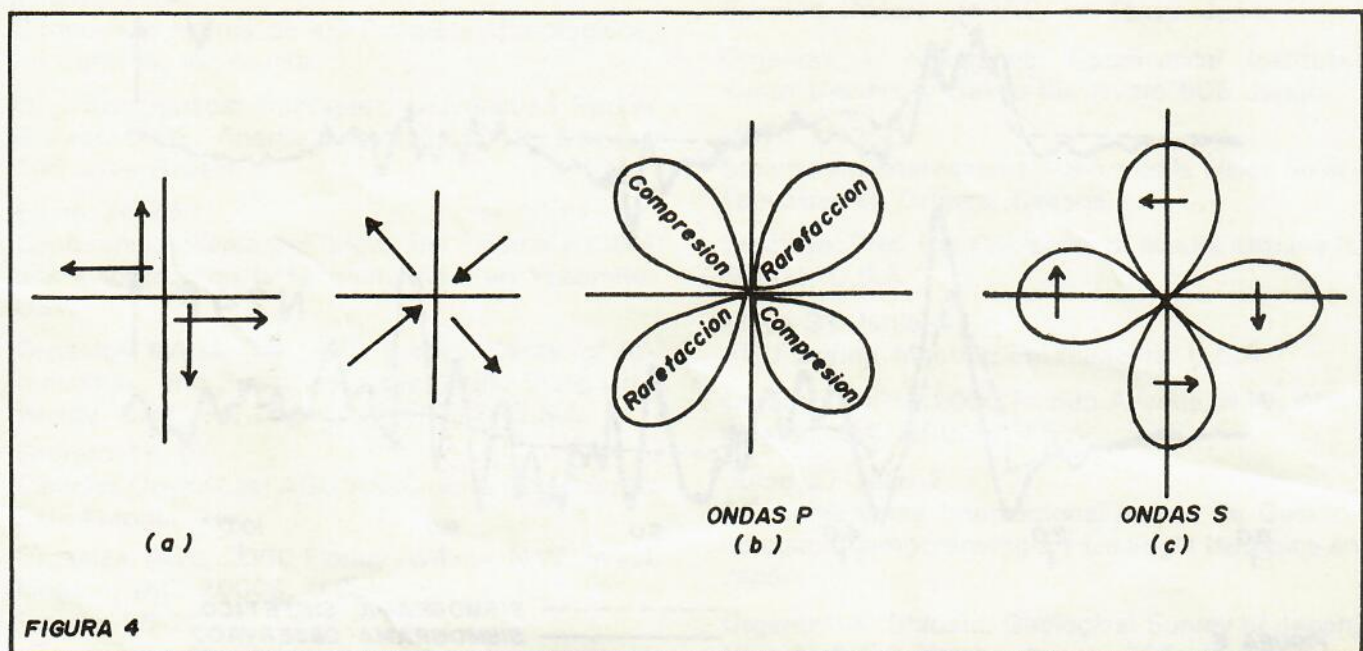


FIGURA 4

el mecanismo sísmico

