

EL CONOCIMIENTO DE LA TIERRA A TRAVÉS DEL IMPACTO TECNOLÓGICO EN LA SISMOLOGÍA

Juan Martín Gómez-González¹, Harald Böhnel¹, Luis A. Delgado-Argote², Arturo Gómez-Tuena¹, Marco Guzmán-Speziale¹,
Román Pérez-Enriquez¹ y Birgit Steinich¹

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro

Correo electrónico: gomez@geociencias.unam.mx

² Depto. de Geología, CICESE

RESUMEN

Dentro de las diferentes disciplinas que constituyen la investigación geofísica, la sismología es una de las que ha tenido mayores avances en los últimos 100 años. Varios de estos avances se deben en buena medida al desarrollo tecnológico, instrumental y computacional que ha permitido desarrollar el conocimiento en múltiples áreas de las geociencias. La materia prima de la sismología son los datos registrados por los sismógrafos. El valor de estos instrumentos es comparable al de las máquinas de rayos X en la medicina o al del telescopio en la astronomía. Sin ellos, simplemente no habría sido posible conocer la composición física e inferir la química del interior del planeta que habitamos. En este texto mencionamos algunos de los aportes de la sismología impulsados por el desarrollo tecnológico. El impacto que han tenido los sismógrafos en el avance del conocimiento, en el siglo XX, consolidó a la sismología como una ciencia de vanguardia, la cual hizo visible el anteriormente inexpugnable interior de la Tierra.

Palabras clave: Sismología, tecnología, sismógrafos.

ABSTRACT

Among the various disciplines constituting geophysical research, seismology is one of those that have had major advances in the last 100 years. Many of its contributions are due, in good measure, to technological, instrumental, and computational advances, which have permitted development of knowledge in several areas of the Earth sciences. The raw materials of seismology are the data recorded by seismographs. The value of these instruments is comparable to that of X-Rays in medicine or that of the telescope in astronomy. Without them, it would have been simply impossible to know the physical, and even chemical, composition of the planet we live in. In the present text, we mention some of the contributions of seismology spurred by technological developments. The impact that seismographs have had in the advance of knowledge in the 20th century has consolidated seismology as a vanguard science, which has made visible the formerly inexpugnable interior of the Earth.

Keywords: Seismology, technology, seismographs.

INTRODUCCIÓN

El fuerte impacto de la sismología al conocimiento de la Tierra se debe a que cada uno de sus descubrimientos está ligado a los saltos en la tecnología. El fenómeno geológico fundamental son los terremotos; cuando ocurren se generan ondas sísmicas que atraviesan el interior de la tierra y al llegar a la superficie son registradas por una gran cantidad de sismógrafos. El trayecto que siguen las ondas es un importante elemento de análisis, ya que ayuda a conocer, entre otras cosas, las propiedades físicas de los materiales que atraviesan y a describir el proceso de ruptura y evolución del sismo.

Desde que fue posible determinar la estructura interna de la tierra aumentó el interés por conocer más sobre su composición y sus características físicas. Los conceptos han evolucionado paralelamente con los instrumentos; en general el desarrollo de la tecno-

logía ha favorecido que los métodos indirectos sean las herramientas más robustas para estudiar el interior del planeta. El objetivo central de la sismología es escudriñar dicho interior con el mayor detalle posible y conocer mejor la dinámica terrestre. Gracias a que la parte sólida del planeta es en cierto modo transparente a las ondas sísmicas, la medición de tiempos de viaje, refracciones, reflexiones y oscilaciones de las ondas sísmicas ha revelado más información acerca de su estructura interna que ninguna otra propiedad física (Doyle, 1995).

La mayoría de los avances ocurridos en los últimos 20 años descansa en buena medida en la instalación de redes instrumentales y de comunicación cada vez más densas, tanto regionales como globales. Varios de los aspectos más relevantes en la evolución de la sismología están ligados al desarrollo tecnológico, mientras que otros avances resultan de la conjunción de aportes previos; por ello, en algunos casos destacamos el momento en que dicha conjunción

tuvo más trascendencia (ver Tabla 1). En la época más reciente muchas contribuciones carecen de apellido; son tantos los investigadores que han contribuido, directa o indirectamente, en el desarrollo de determinado tema que es difícil asignar determinado avance a una sola persona, al igual que precisar el momento específico en el que éste ocurrió. Un ejemplo de ello es la tomografía sísmica, en la que convergen conocimientos previos como el de los tiempos de trayecto, el conocimiento de la estructura de la tierra, los sismogramas sintéticos y los métodos de inversión. En este ejercicio señalamos algunos de los avances de la sismología guiados por una importante evolución tecnológica (Tabla 1).

PRIMERAS INQUIITUDES, PRIMEROS APORTES

El primer instrumento para detectar el movimiento del suelo, provocado por un sismo, fue el sismoscopio. Este instrumento medía el azimut del terremoto, pero carecía de la posibilidad de registrar el tiempo. El sismoscopio fue inventado por el filósofo chino Chang Heng aproximadamente en el año 132 D.C. Parecía una jarra de vino de casi 2 m de diámetro (Figura 2) y tenía ocho cabezas de dragón en su superficie exterior orientadas hacia los principales puntos cardinales. Cuando ocurría un sismo, un dispositivo pendular en el interior del sismoscopio empujaba una pelota colocada en la boca de cada dragón y la hacía caer en dirección en que ocurría el movimiento (Dewey and Byerly, 1969). Desde entonces la evolución de los sismógrafos ha sido constante y su máxima sofisticación ocurrió en el siglo XX.

Tabla 1. Algunos de los momentos históricos más importantes en el desarrollo de la sismología.

1828	Poisson	Primero en mostrar que hay 2 tipos de ondas internas (P y S).
1887	Rayleigh	Predice la existencia de ondas superficiales
1889	Paschwitz	Descubre las ondas telesísmicas.
1899	Oldham	Verifica la existencia de ondas P, S y superficiales de Rayleigh
1900	Wiechert	Construcción del sismógrafo de Wiechert.
1906	Oldham	Verifica sismológicamente la hipótesis de un núcleo de hierro terrestre.
1906	Reid	Teoría del rebote elástico.
1909	Mohorovičić	La corteza terrestre esta limitada por una discontinuidad aguda, posteriormente llamada discontinuidad de Mohorovičić.
1911	Love	Ondas superficiales del tipo Love.
1913	Gutenberg	Determina la profundidad del núcleo exterior a 2900 km.
1922	Turner	Propone la existencia de sismos profundos
1928	Wadati	Comprueba la existencia de sismos profundos.
1930s	Jeffreys y Bullen	Determinan las primeras tablas de tiempo de viaje-trayecto de la tierra
1935	Benioff	Construye el sismógrafo de "deformación".
1935	Richter	Escala de magnitud.
1936	Lehmann	Descubrimiento del núcleo interno.
1952	Benioff	Determinación de las oscilaciones propias de la tierra.
1960	USA	Establecimiento de la red mundial WWSSN (sismógrafos Benioff).
1960		Cálculo detallado y modelado de la dispersión de ondas superficiales (mejora en el conocimiento de la corteza y el manto).
1950-1960		Cálculo y modelado de sismogramas sintéticos
1980		Modelado 3D de la estructura profunda de la tierra mediante modelado tomográfico.
1986	USA	Sustitución de la red WWSSN por la GDSN de instrumentos digitales.

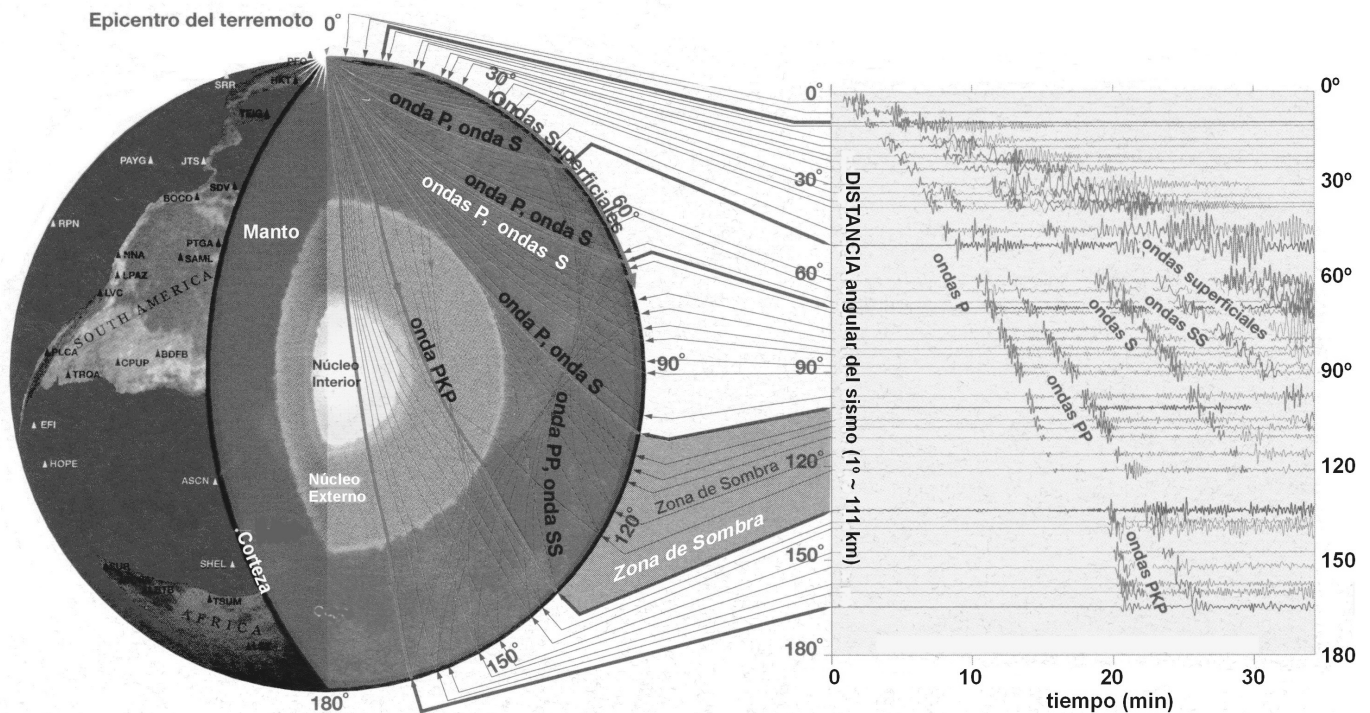


Figura 1. Modelo de la estructura interna de la Tierra definido por el estudio de la propagación de ondas sísmicas. El registro de la energía sobre la superficie de la tierra permite construir las tablas tiempo-trayecto de las cuales se ha inferido el modelo mostrado (Modificado de IRIS, <http://www.iris.edu/about/publications.htm>).



Figura 2. Primer "sismógrafo" inventado por el filósofo chino Chang Heng aproximadamente en el año 132 D.C. Este sismoscopio no tiene ningún control del tiempo de registro. Al ocurrir un sismo las pelotas sostenidas por dragones caían en la dirección del movimiento (fotografía de Science Museum/Science & Society Picture Library; <http://www.nmsi.ac.uk>).

En 1889, Paschwitz descubre un fenómeno que cambiaría el destino de los sismógrafos. Hasta esa época sólo eran utilizados para registrar el movimiento del terreno sin atender las causas ni la ubicación del fenómeno que lo producía. Paschwitz realizaba mediciones de inclinometría, utilizando un péndulo horizontal de Zollner, para estudiar las mareas terrestres. Este científico alemán observó en sus registros una señal muy peculiar, una perturbación que coincidía con un sismo ocurrido el 18 de abril de 1889 del otro lado del mundo, en Tokio. Con ello se determinó que las ondas sísmicas pueden viajar grandes distancias a través del interior de la tierra. Este descubrimiento tendría un gran impacto en el desarrollo posterior de la sismología (Kanamori, 1986) y motivó a los investigadores a usar las ondas sísmicas para explorar el interior de la tierra (Tabla 1).

Otro aporte de gran trascendencia fue el descubrimiento de la discontinuidad de Mohorovicic, que marca el límite entre la corteza y el manto. En 1910, Mohorovicic encontró una discontinuidad distinta en la pendiente de las curvas de tiempo-trayecto obtenidas de un sismo ocurrido en los Balcanes el 8 de octubre de 1909, así como de otros eventos sísmicos similares. A partir de ese momento el uso de los sismógrafos adquiría un objetivo más definido: utilizar la propagación de las ondas sísmicas a través de la tierra para conocer su estructura interna. Mohorovicic hizo un estudio extensivo sobre reflexiones y refracciones de ondas sísmicas en una discontinuidad. El impacto del descubrimiento fue tan grande para la ciencias de la tierra en general, como la incidencia que tuvo en la sismología en particular (Kanamori, 1986).

El estudio de los tiempos de viaje fue un elemento que marcó las investigaciones de principios del siglo XX, la acumulación de datos permitió construir tablas de tiempo de viaje que permitieron determinar globalmente la estructura interna de la tierra. Para ello ya se contaba con el antecedente de la existencia del núcleo de la tierra gracias a los trabajos de Oldham (1906). Dicho descubrimiento, junto con el conocimiento de las tablas de tiempos de viaje,

como las de Jeffreys-Bullen (Jeffreys y Bullen, 1935; Bullen, 1937, 1938, 1939; Jeffreys, 1939), sería fundamental para establecer el primer modelo completo de la estructura de la tierra (ver Lowrie, 1997) y entender la forma en que opera su interior (Figura 1). Desde ese momento, en la sismología ya no sería suficiente entender los procesos que generan un sismo, ahora se requeriría entender el origen de las modificaciones de los tiempos de arribo, las causas de la atenuación de la energía, la distribución de las heterogeneidades que componen la tierra, etc. Compilaciones posteriores de datos sísmicos permitieron construir otras tablas tiempo-trayecto cada vez más precisas, basadas en datos de mejor calidad obtenidos con sismógrafos electrónicos. Las nuevas correcciones derivaron en las tablas de Herrín (1968) y después en las denominadas PREM y IASP91 (Dziewonski y Anderson, 1981; Kennet y Engdhal, 1991). Pese a que a principio del siglo XX los instrumentos eran meramente mecánicos, gracias a su calidad y sensibilidad la definición que se obtuvo de la estructura interna de la tierra fue muy buena.

Dentro de los diferentes sismógrafos que se diseñaron en el siglo XX hay uno que está ligado a otro avance muy importante en sismología. Se trata del sismógrafo Wood-Anderson que utilizó Charles Richter en 1935 para crear la primera escala de magnitud, al estudiar los terremotos locales del sur de California (Udías, 1999). Gracias a este avance se hizo la primera cuantificación objetiva de la energía liberada por un sismo (Figura 3, Tabla 1); así se pasaba de un plano meramente descriptivo a otro cuantitativo. Se daban los primeros pasos para entender cómo está relacionada la energía liberada por un sismo con las fuerzas que interactúan en la corteza terrestre. Este aporte dio pie para estudiar intensamente la mecánica de los terremotos.

Los sismógrafos, al registrar implícitamente la naturaleza del fallamiento en forma de sismogramas, permiten investigar los procesos físicos que ocurren antes, durante y después de la ruptura. Ello permitió verificar la teoría de la tectónica de placas, propuesta en 1912 por Wegener. Este científico basó sus argumentos en compa-

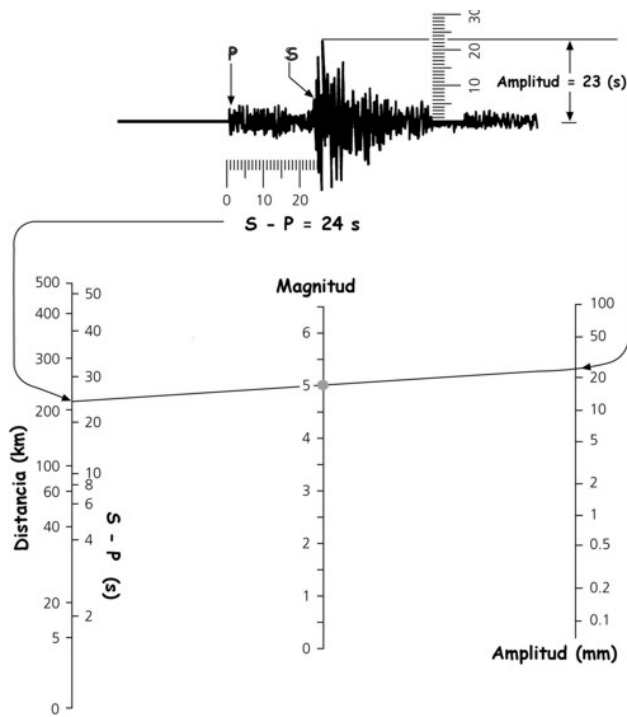


Figura 3. Nonograma para la determinación gráfica de la Magnitud de Richter. La línea que conecta los tiempos de llegada de la onda S-P y la amplitud máxima, de la onda sobre el sismograma medida sobre un instrumento Wood-Anderson, determina dicho valor (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

raciones geográficas, litológicas, estructurales y paleontológicas entre Sudamérica y África. Sin embargo, no pudo convencer al mundo de la existencia de la deriva continental. No fue sino hasta 1960 que se aceptó dicha teoría; este fue un momento especial para los métodos geofísicos. Mientras que el descubrimiento de las anomalías magnéticas en el piso oceánico fue un indicador esencial de la validez de la teoría, la sismología tendría su aporte mediante la observación de los mecanismos de ruptura de los terremotos y la precisión en su localización. Los primeros mapas de sismicidad indicaron inmediatamente que existen movimientos relativos en los límites delimitados por las poblaciones de terremotos y que grandes áreas de la superficie terrestre no están sujetas a deformación. Estas áreas corresponden al interior de las placas tectónicas, mientras que la deformación se concentra principalmente en los límites de las mismas. En 1968 Isacks, Oliver y Sykes determinaron la orientación de los planos de falla y direcciones de deslizamiento de un gran número de terremotos. Estos mecanismos fueron usados para conocer el movimiento relativo en los límites de placas (Isacks *et al.*, 1968; Stein *et al.*, 1988; DeMets *et al.*, 1990). En este caso el avance tecnológico está implícito en la localización exacta de los terremotos analizados que requiere de las señales registradas por los sismógrafos y de un análisis preciso de los tiempos de viaje de las ondas. De hecho, dicha localización, junto con el movimiento relativo entre fallas son los datos más importantes para entender la tectónica de placas (Figuras 4 y 5; Tabla 1). En el caso de estudios de fuente sísmica, el hipocentro se determina igualmente mediante el análisis de primeros arribos con señales registradas en diferentes sitios (Báth, 1979; Schwartz *et al.*, 1989) y la geometría de la falla sobre la que ocurre

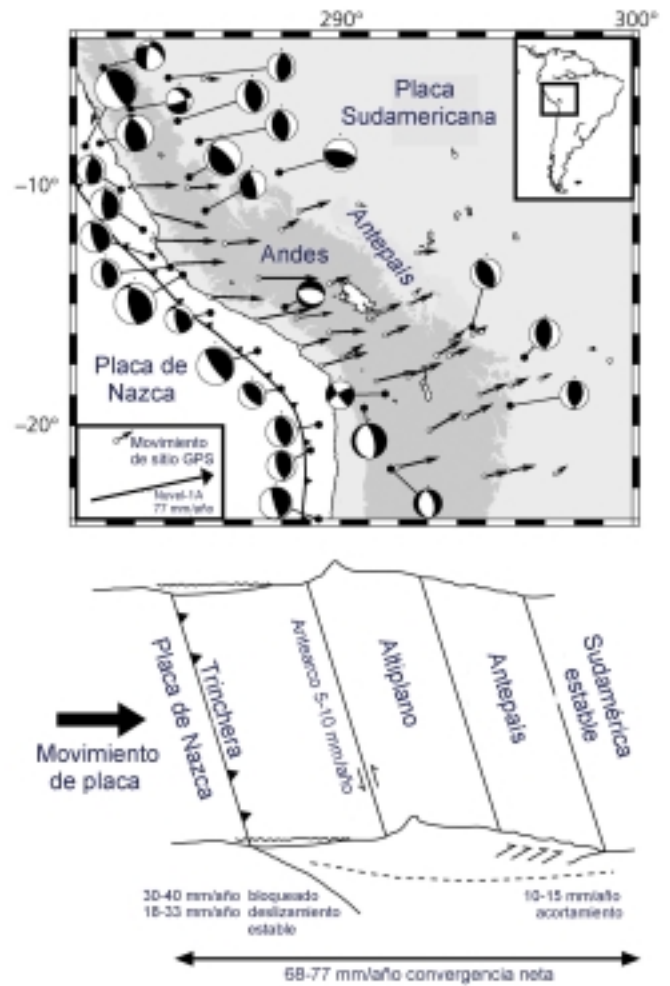


Figura 4. Determinación de las características tectónicas a partir de los mecanismos focales producidos por sismos mayores. Su asociación con mediciones GPS ayuda a verificar la dirección de movimiento de placa y a conocer la geodinámica regional (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

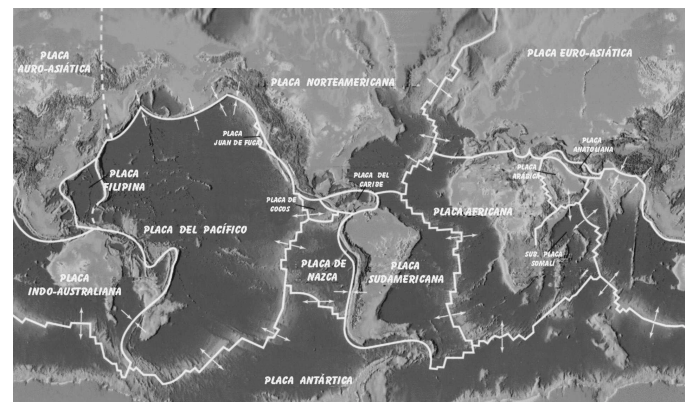


Figura 5. Placas mayores de la corteza, su movimiento relativo horizontal se indica con las flechas.

el terremoto (Figura 6) se infiere a través del patrón de radiación de las ondas sísmicas registradas (Bolt, 1999; Kennett, 2001). Es así como gracias al análisis de sismogramas ha sido posible entender el proceso de subducción, al igual que sus causas y efectos tectónicos.

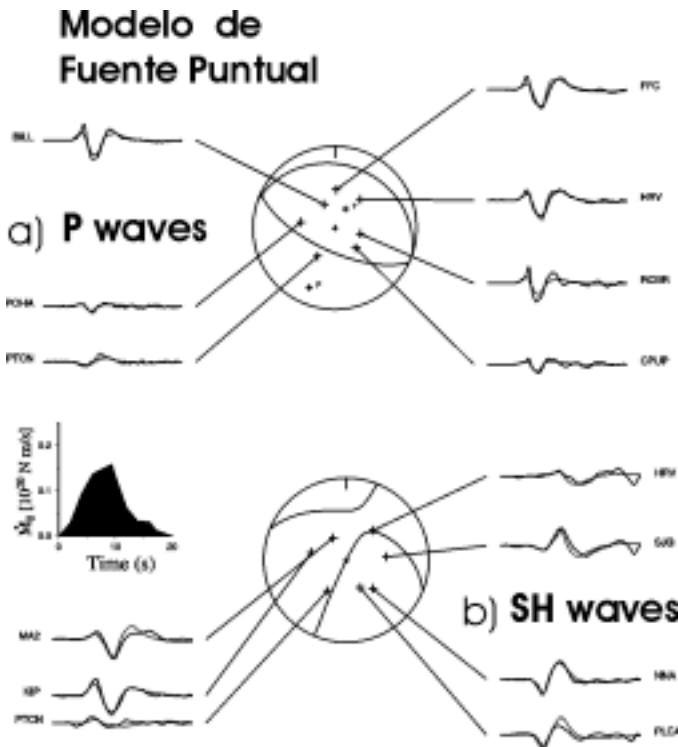


Figura 6. Inversión y modelado de la forma de onda de un sismo. Este permite obtener el plano de falla (pelotas de playa del centro) y la historia espacio-temporal de la distribución de momento sísmico (al centro a la izquierda). Las líneas continuas indican los sismogramas observados, mientras que las punteadas las señales modeladas.

Para finales de los 80 la calidad técnica de los sismógrafos se caracterizó por lograr un rango dinámico más amplio. Todo estaba listo para la aparición de los sismógrafos de banda muy ancha (VBB), cuya capacidad permite registrar, al mismo tiempo, tanto sismos regionales de magnitud pequeña como telesismos (Figura 7; Tabla 1). Los sismógrafos VBB tienen una mayor sensibilidad y capacidad de almacenamiento, con una respuesta plana en un intervalo de frecuencias más amplio (0.00033 - 50 Hz) y un rango dinámico superior a 145 dB de amplitud. Estos instrumentos superan la dualidad de los de periodo corto y periodo largo, pues son capaces de simular una respuesta plana casi en cualquier intervalo de frecuencias (Figura 7). En la época analógica se necesitaban 6 sismógrafos en cada estación para registrar 3 componentes del movimiento en periodo corto y 3 para las de periodo largo. Los primeros servían para registrar adecuadamente las ondas de volumen provenientes de sismos cercanos y los otros las ondas superficiales de los telesismos. En conjunto la banda de operación de ambos instrumentos era mucho menor a la de los actuales VBB. Con estos instrumentos de mayor resolución se redujeron las pérdidas de información (Figura 7).

LOS AVANCES SON EN CADENA

Los avances tecnológicos que ocurrieron durante el siglo XX no sólo permitieron el incremento en la cantidad y calidad de los datos sísmicos, también propiciaron el desarrollo de métodos de

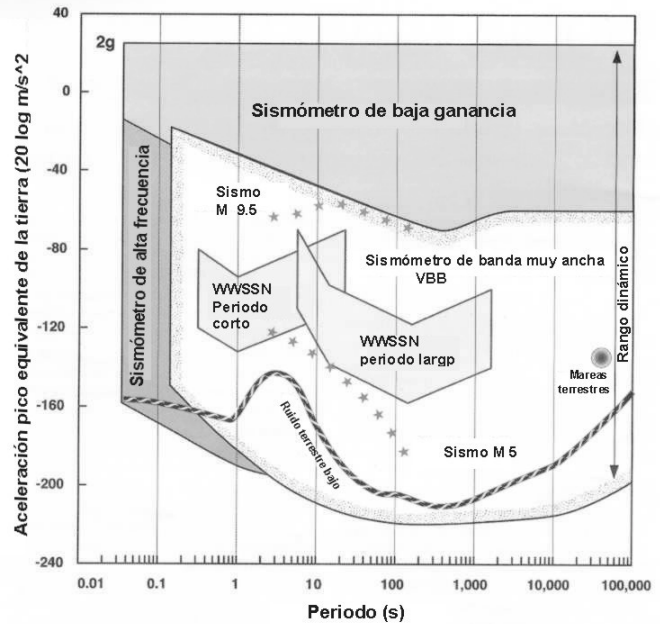


Figura 7. Ancho de banda y resolución de los instrumentos GSN distribuidos alrededor del mundo. Se observan los intervalos de registros de las estaciones de periodo corto y largo, así como el amplio intervalo y mayor resolución de los instrumentos VBB (Modificado de Butler et al., 2004).

modelado y una interpretación más sofisticada de los resultados. De esta forma fue posible estudiar el interior de la Tierra por medio de modelos inhomogéneos estratificados (Aki y Richards, 2002; Spudich y Orcutt, 1980). Los métodos de modelado e inversión surgieron como un complemento para explicar las señales observadas (Braille y Smith, 1975; Grand y HelMBERGER, 1984; Lay y Wallace, 1988; Shearer, 1991; Silver y Chan, 1991). Al mismo tiempo, la aplicación de los procedimientos de cálculo se sustentó en el desarrollo de otro elemento fundamental, no sólo de la geofísica, sino de la humanidad entera: la computadora. Su aparición permitió que en las décadas de los 50 y 60 se realizaran análisis que demandaban tanto una gran velocidad de procesamiento como de almacenamiento. Esta posibilidad, junto con el avance en el conocimiento sobre el comportamiento de la propagación de la energía, abrió el camino para reproducir cuantitativamente las señales registradas. De esta forma, con la llegada de los sismogramas sintéticos, en los años 50, apareció la posibilidad de construir diferentes escenarios sobre el origen físico del fenómeno que genera las señales sísmicas (Langston y HelMBERGER, 1975; Chapman, 1978). Los primeros sismogramas sintéticos se usaron para analizar registros sísmicos de reflexión (Figura 8; Tabla 1), lo que se convirtió rápidamente en un procedimiento estándar de interpretación (Peterson et al., 1955; Durschner, 1958; Anstey, 1960; Dennison, 1960). Su popularización en la sismología de terremotos fue muy rápida, debido principalmente a que un sismograma sintético es un modelo sísmico de respuesta basado en señales de la fuente y de las estructuras geológicas interpretadas o inferidas. Los sismogramas sintéticos permiten obtener más detalles de la estructura mediante una comparación de registros con sismogramas sintéticos calculados a partir de modelos geológicos (Robinson, 1967). Lo anterior ofreció la alternativa de explorar una gran variedad de modelos para verificar múltiples hipótesis sobre la variación de las propiedades

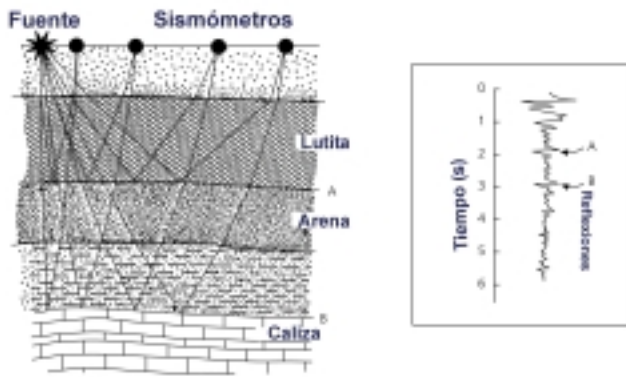


Figura 8. Esquema de la propagación de ondas en experimentos de exploración con fuente controlada, las diferentes reflexiones permiten inferir la estructura de la corteza. A la derecha se muestra un sismograma sintético típico (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

físicas de la tierra, así como para explicar los procesos físicos que generan un sismo (Kanamori y Steward, 1978; Helmberger, 1983; Wallace *et al.*, 1983; Hartzell y Heaton, 1985).

De esta forma, los análisis de ondas superficiales de periodo largo, apoyados en la capacidad, velocidad de procesamiento y almacenamiento de las computadoras, revelaron variaciones laterales sistemáticas en la estructura profunda de la Tierra (Lay, 1987; Dziewonski *et al.*, 1981; Anderson, 1989; Dziewonski y Anderson, 1981; Romanowicz, 1991). Es en este momento cuando aparecen los primeros destellos de una herramienta que se posicionaría rápidamente como fundamental para explicar las características y el comportamiento del manto: la tomografía sísmica (Nolet, 1987; Ammon y Vidale, 1993; Iyer e Hirahara, 1993).

Durante los años ochenta muchos sismólogos dedicados al análisis de la tierra global, analizaron activamente diferentes tipos de datos sísmicos para determinar la estructura tridimensional profunda de la tierra (Figura 9), principalmente mediante tomografía sísmica (Nolet, 1987; van der Hilst, 1998; Morgan *et al.*, 2002). Estos investigadores encontraron que cada región, con la excepción del núcleo exterior, tiene heterogeneidades detectables (Bishop *et al.*, 1985). La habilidad para resolver esta variación alrededor de un modelo de Tierra radial unidimensional impulsó una revolución en las investigaciones geofísicas del interior profundo (Bishop *et al.*, 1985; Grand *et al.*, 1977; Wysession *et al.*, 1992; Young y Lay, 1987). En consecuencia, se logró un mejor conocimiento sobre la variación de densidades con la profundidad, la cual es muy importante en el análisis de la composición de la Tierra, ya que su combinación con velocidades permite derivar constantes elásticas (Mathisen *et al.*, 1995; Bachrach *et al.*, 2000).

El estudio de variaciones de atenuación sísmica mediante métodos tomográficos (Romanowicz, 1998; Roth *et al.*, 1999) motivó un gran interés por mapear las variaciones de temperatura sobre distancias cortas, lo que permite inferir variaciones significativas de atenuación. Los datos que se compilaban con instrumentos más sofisticados, y con mayor capacidad de almacenamiento, permitieron que los estudios de atenuación adquirieran un gran valor, princi-

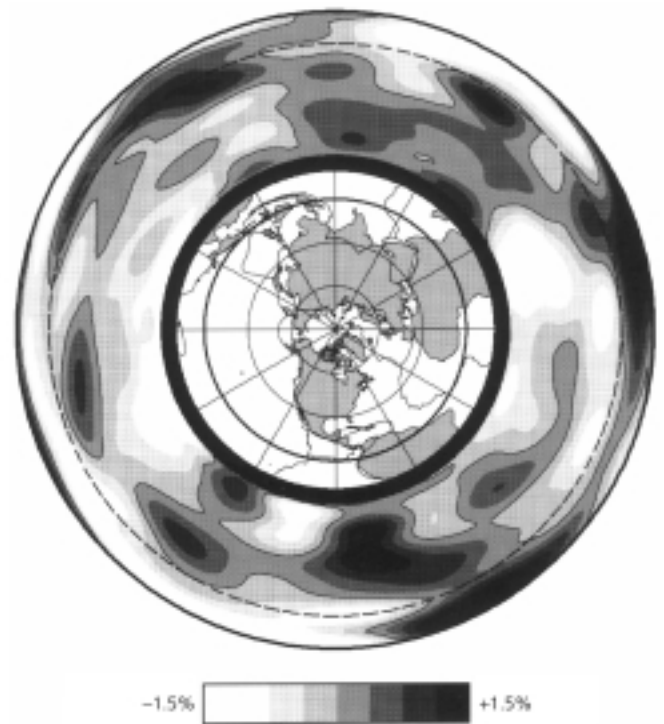


Figura 9. Imagen tomográfica de velocidades de ondas S a lo largo del gran círculo sobre el ecuador, obtenida por inversión de la forma de onda y tiempos de viaje (Modificada de Su *et al.*, 1994).

palmente en los análisis tectónicos, al ser combinados con la información geológica, geodésica, geomagnética, geoquímica o de la física y química de materiales a altas temperaturas y presiones (Stein y Wysession, 2003). Por otro lado, la dependencia hacia la computación se incrementó exponencialmente por los requisitos para el cálculo de tiempos de viaje. Este trabajo es considerable pero plenamente justificado porque permite obtener modelos geométricos del manto superior y conocer la variación de sus propiedades (Figura 9). La enorme cantidad de operaciones, procesamiento y almacenamiento de datos no se podrían haber llevado a cabo sin el uso de las computadoras.

LA GLOBALIZACIÓN

Hoy en día los estudios globales no sólo implican el uso de una gran cantidad de estaciones distribuidas a lo largo y ancho del planeta, sino también del acceso rápido y sencillo a los datos por toda la comunidad científica. En 1960, Estados Unidos llevó a cabo un proyecto sin precedentes, al crear la *Worldwide Standard Seismograph Network (WWSSN)*, se trata de una red mundial que mejoró enormemente la precisión de los estudios de sismicidad global. Dicha red contribuyó a mejorar el monitoreo de zonas sísmicamente activas y tuvo aportes directos tales como la comprobación de la teoría de tectónica de placas (Figura 6). La red WWSSN fue posteriormente reemplazada por otras redes aún más grandes, en la que se generalizó el uso de instrumentos digitales de banda muy ancha. Finalmente, en 1986 nació la *Global Seismographic Network (GSN)*,

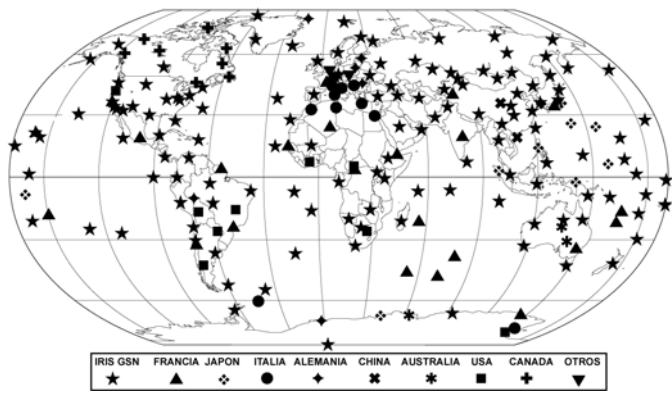


Figura 10. Estaciones GSN (estrellas) y miembros afiliados alrededor del mundo (Modificado de IRIS, <http://www.iris.edu/about/publications.htm>).

que es la red global permanente más importante del mundo. Su capacidad es mucho mayor que cualquier otra puesta en marcha anteriormente y representa el estado del arte en sensores de sismología y geofísica (Butler *et al.*, 2004). Actualmente la GSN tiene más de 136 estaciones distribuidas en todo el mundo (Figura 10) e inclusive tiene acceso a múltiples redes locales de varios países, lo que ha incrementado la cobertura y cantidad de datos disponibles prácticamente en tiempo real (Butler *et al.*, 2004).

Esta masificación de la información ha permitido que se puedan obtener resultados preliminares prácticamente inmediatos del análisis de cualquier evento sísmico. Ello ha promovido el desarrollo de estudios de predicción sísmica cuyo objetivo es proporcionar una idea de la probabilidad de ocurrencia de un terremoto y de su peligrosidad en función de la magnitud (Sykes y Nishenko, 1984; Kanamori *et al.*, 1997; Triep y Sykes, 1997; Wiemer y Wyss, 1997). También ha despertado el interés por desarrollar dispositivos de alerta sísmica que reduzcan pérdidas humanas provocadas por el derrumbe de edificaciones, o por otros fenómenos asociados directamente a los terremotos, como los tsunamis, deslizamientos del terreno y la licuefacción del suelo (Bachrach *et al.*, 2001).

Los sismógrafos de tecnología contemporánea son capaces de medir y registrar con alta fidelidad todas las vibraciones producidas por un sismo, desde las altas frecuencias producidas por el movimiento fuerte del terreno alrededor del epicentro (Aki y Richards, 2002; Stein y Wysession, 2003), hasta las más lentas oscilaciones libres de la Tierra (Geller and Stein, 1977; Dziewonski, 1984; Dahlen and Tromp, 1998; Zhao *et al.*, 2000). Además, el control de tiempo en los registros ha mejorado notablemente con la incorporación de dispositivos de *geo-posicionamiento por satélite* (GPS). En ellos la sincronización es permanente y permite tener una autocorrección constante con una menor deriva, además de una perfecta ubicación espacial. La red actual de sismógrafos que se ha desplegado alrededor del mundo ha sido fundamental para la investigación; los instrumentos de banda ancha permiten estudiar la anisotropía en el núcleo interno de la Tierra, el gradiente de velocidades en el núcleo externo hacen posible localizar zonas de materiales con baja densidad en la interfaz manto-núcleo (Young and Lay, 1987; Inoue *et al.*, 1990; Wysession, 1996).

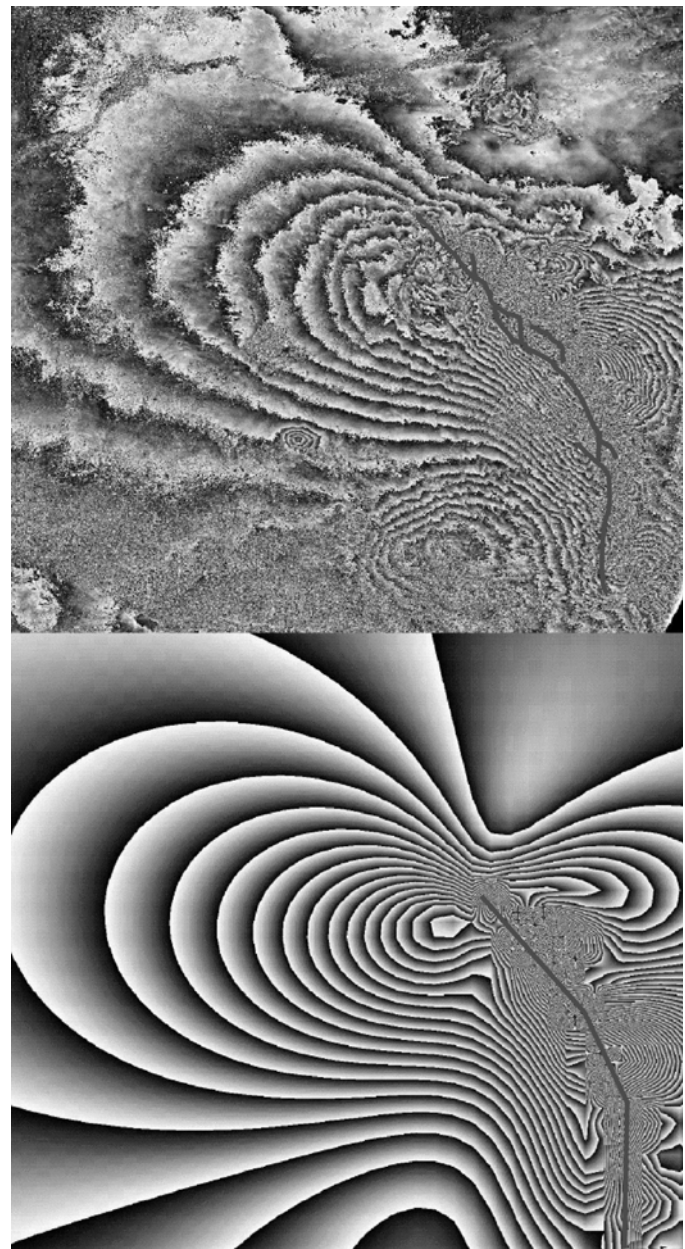


Figura 11 . Interferograma del sismo de Lander de 1992, USA. El área muestra los desplazamientos del terreno a lo largo de la línea de vista de radar. Los diferentes tonos de gris corresponden al rango de desplazamientos. La Figura inferior es un interferograma sintético calculado usando un modelo de los desplazamientos predichos por los mecanismos focales. Las líneas oscuras son una suposición de las fallas observadas y modeladas, respectivamente (Modificado de Hernández *et al.*, 1994).

Son varias las generaciones de investigadores que han hecho modelos tomográficos del manto gracias a la disposición de una gran cantidad de registros de ondas de cuerpo, ondas mantélicas y oscilaciones libres que, junto con otros datos, han proporcionado nuevos modelos de la dinámica del manto terrestre, incluso de su evolución química. El mapeo de las discontinuidades del manto ha sido posible gracias a la disponibilidad de datos globales y locales, lo que ha permitido estudiar la estructura profunda del planeta y la forma de la raíz de los continentes (Figura 1). Del mismo modo, se han obtenidos modelos globales de la variación de la atenuación en el manto

superior (Barazangi and Isacks, 1971; Sipkin and Jordan, 1979; Roth et al., 1999) y se han podido modelar ondas guiadas en la corteza (Bott et al., 1970; Snelson et al., 1998). El crecimiento global de estaciones que ha hecho posible explorar la mayor parte del planeta ha consolidado a la sismología como parte fundamental del conocimiento humano al hacer visible el otrora inaccesible interior de la tierra.

CONCLUSIONES

Dentro de las diferentes disciplinas que componen a la geofísica, la sismología es una de las que ha tenido mayores avances en el último siglo. Varios de sus aportes se deben en buena medida a los avances tecnológicos instrumentales y computacionales, los cuales han permitido desarrollar el conocimiento en múltiples áreas. Es difícil imaginar en que nivel estaría la sismología hoy sin la evolución que han tenido los sismógrafos y las computadoras. La estimación de velocidades de propagación de ondas sísmicas es actualmente una de las herramientas fundamentales para conocer las propiedades físicas y las variaciones en la composición del interior del planeta. El conjunto de avances en sismología, principalmente durante el siglo XX, la han proyectado como parte esencial del conocimiento humano. Hoy es más válido que nunca el hecho de que la contribución instrumental en la sismología es comparable a la de las máquinas de rayos X en la medicina o la del telescopio en la astronomía, ya que los sismógrafos han permitido un progreso extraordinario en el conocimiento humano y han hecho accesible el otrora inescrutable interior de la Tierra.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución fue financiada por la DGAPA, UNAM, proyectos IN102102 e IX112304. La versión final se vio enriquecida por los comentarios de un revisor anónimo.

REFERENCIAS

- Aki, K. and Richards, P., 2002. *Quantitative Seismology*, University Science Books, California, 704 pp.
- Ammon, C.J., and Vidale, J.E., 1993. Tomography without rays, *Seismological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 509-528.
- Anderson, D.L., 1989. *Theory of the Earth*, Balckwell, 366 pp.
- Anstey, N.A., 1960. Attacking the Problems of the Synthetic Seismograms, *Geophy. Prospect.*, v. 8, p. 242-259.
- Barazangi, M., and Isacks, B.L., 1971. Lateral variations of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island arc: Deep anomaly in the upper mantle, *Journal of Geophysical Research*, v. 76, 8493-8516 pp.
- Bachrach, R., Agnon, A., and Nur, A., 2001. Liquefaction and Dynamic Poroelasticity, *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 13515-13526.
- Bachrach, R., Dvorkin, J., and Nur, A., 2000. Seismic velocities and Poisson's ratio of shallow unconsolidated sands, *Geophysics*, v. 65, p. 559-564.
- Bishop, T.N., Bube, K.P., Cutler, R.T., Langan, R.T., Love, P.L., Resnick, J.R., Shuey, R.T., Spindler, D.A. and Wyld, H.W., 1985. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media, *Geophysics*, v. 50, p. 903-923.
- Braile, L.W., and Smith, R., 1975. Guide to the interpretation of crustal refraction profiles. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, v. 40, p. 145-176.
- Båth, M., 1979. *Introduction to Seismology*, Birkhäuser Verlag, Basel, 428 pp.
- Bolt, B.A., 1999. *Earthquakes*, Freeman, New York, 377 pp.
- Bott, M.H., Holder, A.P., Long, R.E., and Lucas, A.L., 1970. Crustal structure beneath the granites of south-west England. En: G. Newall and N. Rast (eds), Mechanism of Igneous Intrusion, *Geological Journal, Special Issue*, v. 2, 93-102 pp.
- Bullen, K.E., 1937, 1938, 1939. The ellipticity correction to travel-times of P and S earthquake waves. *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.* 4, 143-157, 317-331, 332-335, 469-471.
- Butler, R., Lay, T., Creager, K., Earl, P., Fisher, K., Gaherty, J., Laske, G., Leith, B., Park, J., Ritzwoller, M., Tromp, J., and Wen L., 2004. The Global Seismographic Network Surpasses Its Design Goal, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, v. 85, p. 225 and 229.
- Chapman, C.H., 1978. A new method for computing synthetic seismograms, *Geophysical Journal Research of Astronomical Society*, v. 54, p. 481-518.
- Dahlen, F.A., and Tromp, J., 1998. *Theoretical Global Seismology*, Princeton University Press, Princeton, NJ, 1025 p.
- Dennison, A.T., 1960. An Introduction to Synthetic Seismograms Techniques, *Geophy. Prospect.*, v. 8, p. 231-241.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425-478.
- Doyle, H., 1995. *Seismology*, Ed. Wiley and sons, Australia, 218 pp.
- Dewey, J. and Byerly, P., 1969. The Early History of Seismometry (to 1900), *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 59, p. 183-227.
- Durschner, H., 1958. Synthetic Seismograms from Continuous Velocity Logs, *Geophy. Prospect.*, v. 6, p. 272-284.
- Dziewonski, A.M., and Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics, Earth and Planetary Interior*, v. 25, p. 297-356.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A., and Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earth source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 2825-2852.
- Dziewonski, A.M., 1984. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5929-5952.

- Geller, R.J., and Stein, S., 1977. Split free oscillation amplitudes for the 1960 Chilean and 1964 Alaskan earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 67, p. 651-660.
- Grand, S.P. and Helmberger, D.V., 1984. Upper mantle shear structure of North America, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, v. 76, p. 399-438.
- Hartzell, S.H. and Heaton, T.H., 1985. Teleseismic time functions for large, shallow subduction zone earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 75, p. 965-1004.
- Helmberger, D.V., 1983. Theory and application of synthetic seismograms. En: "Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation", p. 174-222, Societa Italiana di Fisica, Bologna.
- Hernández, B.F. Cotton, M. Campillo, and D. Massonet, 1994. A comparison between short-term (coseismic) and long-term (1 year) slip for the Landers earthquake: Measurements from strong motion and SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, v. 24, p. 1579-1582.
- Herrin, E., 1968. 1968 seismological tables for P phases. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 58, p. 1193-1241.
- Isacks, B., Oliver, J., and Sykes, L., 1968. Seismology and the new global tectonics, *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 5855-5899.
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K., and Ogata, Y., 1990. Whole mantle P wave travel time tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, v. 59, p. 294-328.
- Iyer, H.M., and Hirahara, K., 1993. *Seismic Tomography*, Chapman and Hall, London, 842 pp.
- Jeffreys, H., 1939. The times of P, S and SKS and the velocities of P and S. *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.* 4, 498-533.
- Jeffreys, H. and Bullen, K.E., 1935. Times of transmission of earthquake waves. *Bur. Centr. Seism. Internat. A., Fasc.* 11, 202 pp.
- Kanamori, H., 1986. Small Science and Unexpected Discoveries in Seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 76, p. 1501-1503.
- Kanamori, H., Hauksson, E., and Heaton, T.H., 1997. Real-time seismology and earthquake hazard mitigation, *Nature*, v. 390, p. 461-464.
- Kanamori, H. and Steward, G.S., 1978. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3427-3434.
- Kennet, B.L.N. and Engdhal, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, v. 105, p. 429-465.
- Kennett, B.L.N., 2001. *The seismic Wavefield, Vol. 1: Introduction and Theoretical Development*, Ed. Cambridge University Press, 370 pp.
- Langston, C.A. and Helmberger, D.V., 1975. A procedure for modeling shallow dislocation source, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, v. 42, p. 117-130.
- Lay, T., 1987. Structure of the mantle and core. *Review of Geophysics*, v. 25, p. 1161-1167.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1988. Multiple ScS attenuation and travel times beneath western North America, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, p. 2041-2061.
- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of Geophysics*, Ed. Cambridge University Press, United Kingdom, 354 pp.
- Mathisen, M.E., Cunningham, P. Shaw, J., Vasiliou, A.A., Justice, J.H., and Guinzy, N.J., 1995. Crosswell seismic radial survey tomograms and the 3-D interpretation of a heavy oil steamflood., *Geophysics*, v. 60, p. 651-659.
- Morgan, J.V., Christeson, G.L., and Zelt, C., 2002. 3D velocity tomogram across the Chicxulub crater: Testing the resolution, *Tectonophysics*, v. 355, p. 215-226.
- Nolet, G., 1987. *Seismic Tomography—With Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*, Reidel, Dordrecht. 386 pp.
- Oldham, R.D., 1906. The constitution of the interior of the earth, as revealed by earthquakes, *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 62, p. 456-475.
- Peterson, R.A., Fillipponne, W.R., and Coker, F.B., 1955. The Síntesis of Seismograms from Well Log Data, *Geophysics*, v. 20, p. 516-538.
- Robinson, E.A., 1967. Multichannel z-transform and minimum delay, *Geophysics*, v. 31, p. 482-500.
- Romanowicz, B., 1991. Seismic tomography of the Earth Mantle. *Annali Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 19, p. 77-99.
- Romanowicz, B., 1998. Attenuation tomography of the Earth Mantle: A review of current status, *Pure and Applied Geophysics*, v. 153, p. 257-272.
- Roth, E.G., Wiens, D.A., Dorman, L.M., Hildebrand, J. and Webb, S.C., 1999. Seismic attenuation tomography of the Tonga-Fiji region using phase pairs methods, *Journal of Geophysical Research*, v. 104, 4795-4809 pp.
- Schwartz, S.Y., Dewey, J.W. and Lay, T., 1989. Influence of fault plane heterogeneity on the seismic behavior in the southern Kurile Islands arc, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 5637-5649.
- Shearer, P.M., 1991. Constraints on upper mantle discontinuities from observations of long-period reflected and converted phases, *Journal of Geophysical Research*, v. 96, 18147-18182.
- Silver, P. and Chan, W.W., 1991. Shear eave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, 16429-16454.
- Sipkin, S.A. and Jordan, T.H., 1979. Frequency dependence of QScS, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 69, p. 1055-1079.
- Snelson, C.M., Henstock, T.J., Séller, G.R., Miller, K.C. and Levander, A., 1998. Crustal and uppermost mantle structure along the Deep Probe seismic profile, *Rocky Mountains Geology*, v. 33, p. 181-198.
- Spudich, P. and Orcutt, J., 1980. A new look at the velocity structure of the crust, *Review of Geophysical Space Physics*, v. 18, p. 627-645.

- Stein, S., DeMets, C., Gordon, R.G., Brodholt, J., Argus, D., Engeln, J.F., Lundgren, P., Stein, C., Wiens, D.A. and Woods, D.F., 1988. A test of alternate Caribbean Plate relative motion models. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3041-3050.
- Stein, S. and Wysession, M., 2003. An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Ed. Blackwell, 498 pp.
- Su, W., R.L., Woodward and A.M. Dziewonski, 1994. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 6945-6980.
- Sykes, L.R. and Nishenko, S.P., 1984. Probabilities of occurrence of large plate rupturing earthquakes for the San Andreas, San Jacinto, and Imperial Faults, California, 1983-2003, *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5905-5927.
- Triep, E.G. and Sykes, L.R., 1997. Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: Implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazard assessments, *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 9923-9948.
- Udías, A., 1999. *Principles of Seismology*. Ed. Cambridge University Press, United Kingdom, 475 pp.
- Van der Hilst, R.D., Widiyantoro, D., Creager, K.C. and McSweeney, T.J., 1998. Deep subduction and aspherical variations in P-wavespeed at the base of earth's mantle. En: M. Gurnis, M.E. Wysession, E. Knittle, and B. Buffet (eds), *The Core-Mantle Boundary Region*, American Geophysical Union, Washington 5-20 p.
- Wallace, T., Helmberger, D.V. and Engen, G.R., 1983. Evidence of tectonic release from underground nuclear explosions in long-period P waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 73, p. 593-613.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 15115-15128.
- Wysession, M.E., Okal, E.A. and Bina, C.R., 1992. The structure of the core-mantle boundary from diffracted waves, *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 8749-8764.
- Wysession, M.E., 1996. Imaging cold rock at the base of slabs: The sometimes fate of slabs?. En: G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H.
- Young, C.J. and Lay, T., 1987. The core-mantle boundary, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 15, p. 15-46.
- Zhao, L., Jordan, T. and Chapman, C., 2000. Three-dimensional Frechet differential kernels for seismic delay times, *Geophysical Journal International*, v. 141, 558-576.
- IRIS, Consorcio (2004), <http://www.iris.edu/>
- IRIS/PASSCAL (2004), <http://www.passcal.nmt.edu/~bob/passcal/>
- Sismicidad en la Luna, <http://psn.quake.net/dave/moonqk.htm>

Recepción del manuscrito: 24 agosto, 2004

Recepción del manuscrito corregido: 22 de septiembre, 2004

Aceptación del manuscrito: 30 de septiembre, 2004