

LA SISMOLOGIA INVESTIGA EL INTERIOR DE LA TIERRA

JESUS EMILIO RAMIREZ, S. J.

Al querer abordar el interesante tema: *La Sismología y el Interior de la Tierra*, surgen instintivamente en mi imaginación las tres carabelas en las que se embarcó Colón y sus compañeros a descubrir un nuevo mundo. El sismólogo se embarca también con rumbo al interior del planeta en dos clases de ondas que hacen el recorrido a través del globo terráqueo. Ambas se producen al mismo tiempo en el foco sísmico, y se propagan esféricamente en todas direcciones.

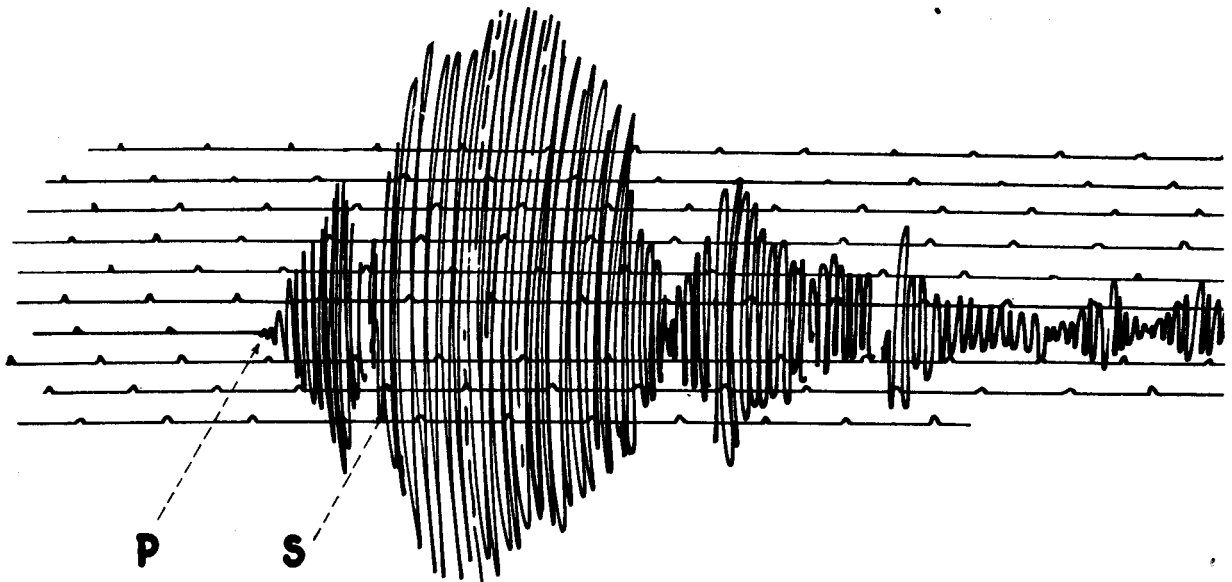
Las carabelas de Colón se llamaban: Santa María, La Pinta y La Niña, nombres cortos y bien definidos. Las dos ondas sísmicas llevan apelativos varios y largos.

Una clase de ondas es llamada *primaria*, porque es la primera que se registra en la estación. sismológica; es sencillamente la más veloz y goza de las mismas características físicas de las ondas propagadoras del sonido. A estas ondas se las apellida ondas *longitudinales*, porque las partículas se mueven en la dirección de propagación, on-

das de *dilatación* y de *compresión*, porque las partículas del medio se comprimen y se dilatan al paso de la onda, y por la misma razón ondas de *rarefacción* y de *condensación*, nombres todos que van a expresar una misma clase de ondas que físicamente implican un cambio de volumen.

La otra clase de ondas recibe los nombres de *secundaria*, porque siempre llega retrasada respecto de la primaria, y de *transversal*, porque las partículas se mueven perpendicularmente a la dirección de propagación. Esta clase de ondas implica físicamente una distorsión sin cambio de volumen y el movimiento de las partículas es semejante al de un corcho que flota en las ondas de un lago cuando se arroja una piedra en la tranquilidad de sus aguas.

Para abreviar la nomenclatura de estas dos clases de ondas los sismólogos llaman onda *P* a la primaria, y onda *S* a la secundaria. Son estas nuestras dos carabelas.



Terremoto del 19 de abril de 1952 a las 4^h 59^m 46^s

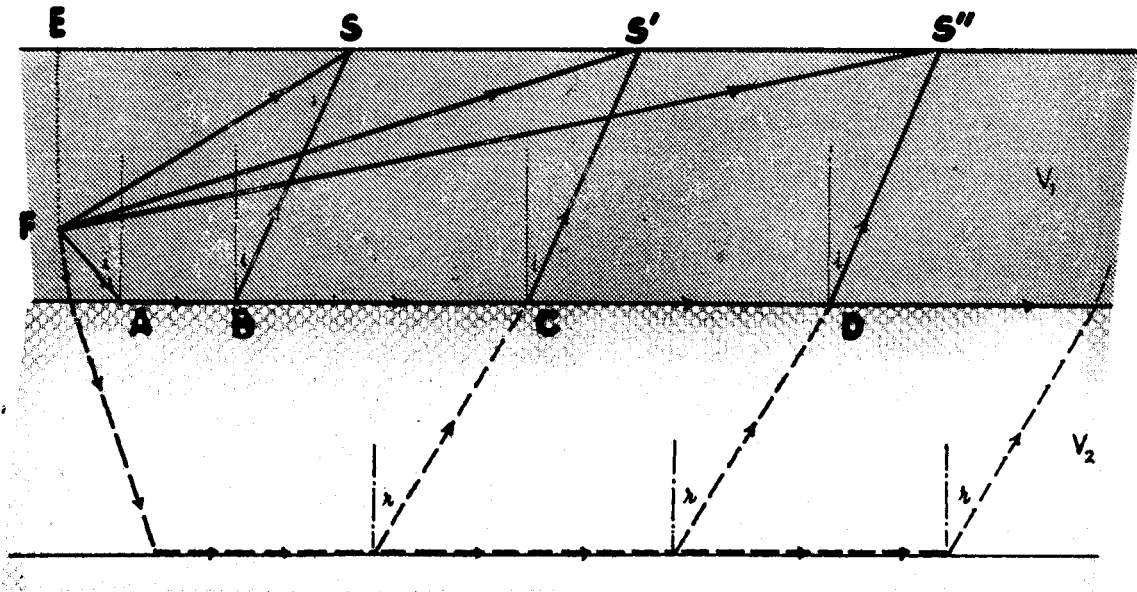
Sismograma del temblor del 19 de abril de 1952 a las 4 h. 59 m. y 46 s. destructor en algunas poblaciones de los Santanderes (Colombia) y del Táchira (Venezuela) y con epicentro (7° N. 71° 5 W.) a 390 kilómetros de Bogotá. Nótese la llegada de las ondas P y S.

La velocidad de las carabelas de Colón dependía de la fuerza de los vientos y de las corrientes marinas. La velocidad de las ondas sísmicas depende únicamente de la elasticidad y densidad de las rocas. Las velocidades de las ondas *primarias* y *secundarias* se suelen representar por V_p y V_s respectivamente.

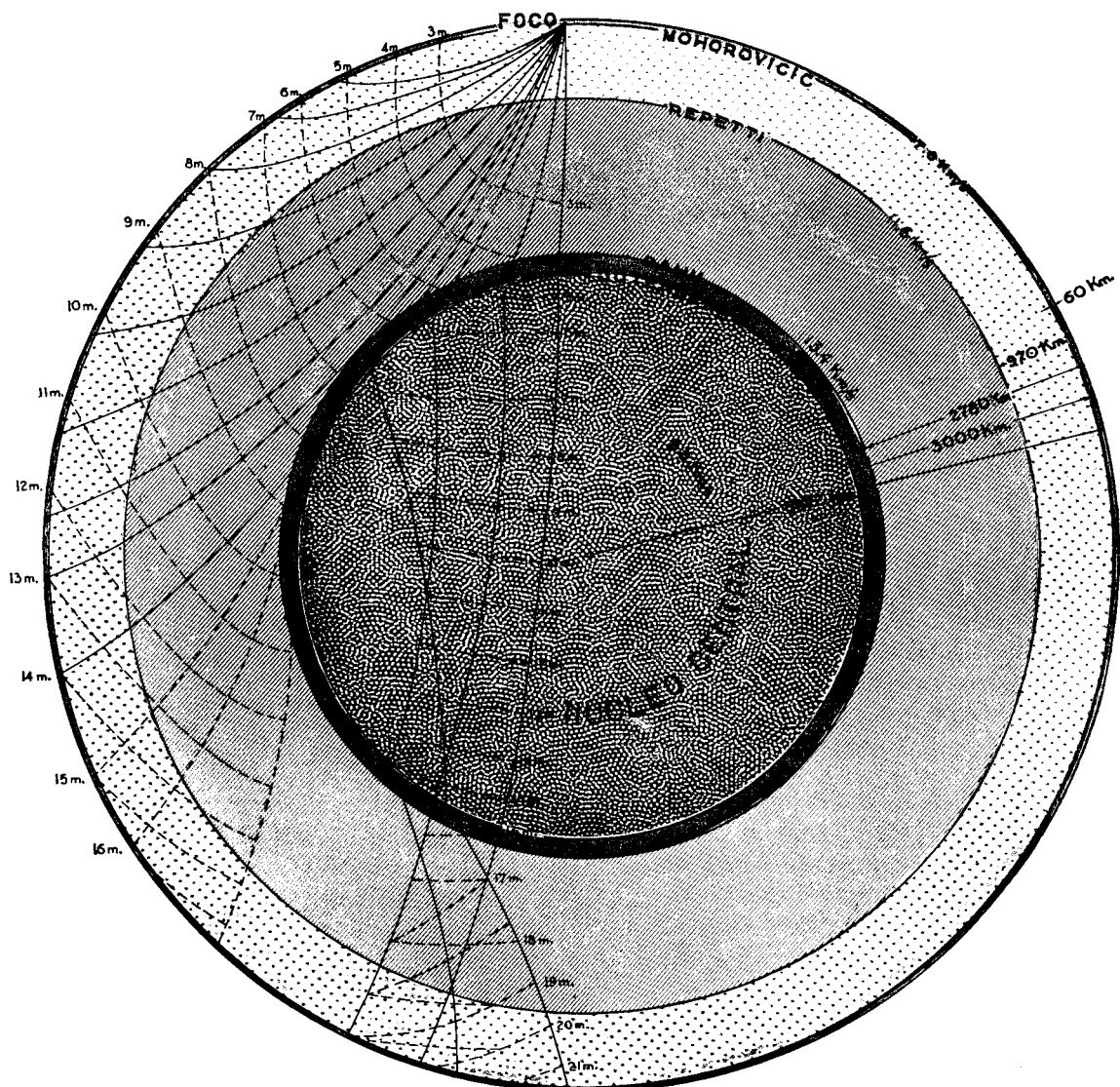
Sus fórmulas son:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

en donde ρ denota la densidad de las rocas y λ y μ son las llamadas constantes de Lamé, que



Refracción de las ondas sísmicas en dos capas de diferente velocidad sísmica V_1 y V_2 y sus varios recorridos desde el Foco F hasta las estaciones S, S' S''.



Superficies de discontinuidad en el interior de la tierra y sus distancias a lo largo del radio terrestre. Ondas sísmicas reflejadas y refractadas en el núcleo central.

están relacionadas con la elasticidad del medio. Cada vez que la tierra tiembla y esto suele ser unas 80 veces al día en todo el mundo (en Bogotá se registran por término medio dos temblores diarios), tenemos barcos grandes y pequeños que parten hacia el interior de la tierra.

En el caso general de un sólido elástico, se requieren 36 constantes para determinar el movimiento. Cada grado de simetría introduce una relación entre algunas de las constantes y permite la eliminación. En el caso de un sólido isotrópico en donde hay el mayor grado de simetría posible, las constantes se reducen a dos.

Así que es posible determinar las constantes elásticas de un sólido elástico isotrópico, si se pueden medir independientemente las velocidades de las dos clases de ondas: V_p y V_s y su densidad.

La tierra, sin embargo, no es un sólido elásticamente isotrópico de extensión indefinida ni es de densidad uniforme en todo él.

Así que la sencilla teoría de un sólido isotrópico no puede ser aplicada a la tierra directamente sin hacer más consideraciones.

Es necesario determinar qué grados de simetría al menos en general se encuentran en ella.

Este problema no se puede atacar directamente pero sabemos que las rocas superficiales están constituidas por estratificaciones de rocas, que se pueden examinar en el laboratorio. Muchas de ellas en general son isotrópicas, según los muchos que las han investigado. Pero otras no pueden considerarse como tales. Por eso, para las rocas heterogéneas de la superficie, nos vemos obligados a determinar las características de los estratos individuales. A mayores profundidades, las propiedades de esas rocas no varían tan radicalmente. La variación es continua interrumpida por planos de discontinuidades.

Pero el sismólogo como Colón, no se lanza a explorar los mundos sin apertrecharse de los conocimientos que le ofrecen otras ciencias afines. Colón estaba convencido de que la tierra era redonda y de que podía aventurarse en su viaje sin caer al abismo.

La Astronomía nos da un conocimiento bastante aproximado de la forma de la tierra con un radio ecuatorial de 6.372 kilómetros y la Geodesia hija de la Astronomía, nos enseña que la tierra se asemeja a una esfera achatada con un radio polar, unos 21 kilómetros más corto que el radio ecuatorial.

Conocida la forma de la tierra y su tamaño, la Física Matemática, nos informa que la densidad media de la tierra es de 5.53, es decir, que la tierra es 5.53 veces más pesada que igual volumen de agua; de aquí provienen también algunos co-

nocimientos sobre la elasticidad y valor de la gravedad.

Viene luego la Geología a enseñarnos ciertos detalles que no ofrecen tan fácilmente las otras ciencias, porque informado el geólogo de que la densidad media de la tierra, es de 5.53, determina a su vez la densidad media del granito, la piedra caliza, el basalto, etc., que constituyen la base principal de las rocas superficiales y encuentra para estas rocas una densidad promedio cuyo valor de 2,7 es casi la mitad del valor de la densidad de la tierra en conjunto y concluye que el material del interior debe ser más denso, dando un valor de 8.

Así de lo conocido arguye a lo desconocido, de lo observado a lo probable. Del hecho de que en las rocas exteriores de la tierra aumenta la temperatura un grado centígrado por cada 50 metros (en las minas del Transvaal la temperatura aumenta un grado C. por cada 75 metros) pasa a la probabilidad de que a 60 kilómetros la temperatura sería de unos 1.260°C. o sea el color blanco de la forja del herrero; de las medidas sobre la elasticidad y compresibilidad de las rocas bajo las altas presiones del laboratorio, a conjeturar lo que pueden ser las propiedades de las rocas a grandes profundidades dentro de la tierra.

Presiones existentes dentro de la tierra a profundidades de 800 a 1.000 kilómetros se han producido por los científicos de la Universidad de Harvard por medio de poderosas prensas hidráulicas. Los metales sólidos, normalmente rígidos y duros, se vuelven plásticos como la cera. Un bloque de 2.5 cm.³ de acero bajo presiones de 300.000 libras se alarga 300 veces su longitud original. En la Universidad de California el mármol a una presión equivalente a la de los 35 kilómetros debajo de la superficie fluye como brea.

También sabe el geólogo que en tiempos pasados la corteza terrestre se rompió, se plegó y se levantó a considerables alturas y se invirtió exponiendo a la superficie lo que en otros tiempos yacía a grandes profundidades. Los volcanes, por su parte arrojan lava, material del interior de la tierra aunque de qué profundidad proviene, es algo que se discute aún y que ignoramos.

Así el científico se dirige a la Sismología para buscar la prueba más decisiva sobre las teorías que tratan de explicar el interior de la tierra en que vivimos, nos movemos y esperamos nuestro descanso final para vivir luego a la vida verdadera.

Para muchos, el terremoto es un fenómeno raro que pasa, aunque de absorbente interés por el momento; para los que los sienten nerviosamente, es una pesadilla. Para el ingeniero es un factor en sus problemas de cálculos de resistencia; para el agente de una compañía de seguros, es un ries-

go; para el periodista, significa negocio; para el geólogo, es un agente tectónico; y para el sismólogo, es eso y algo más.

Nuestra materia requiere que consideremos el terremoto como un desprendimiento de energía, como un agente que despacha una señal, que ha de ser captada por una nutrida red de sismógrafos distribuidos por todo el globo. Las señales se registran después de penetrar a diferentes profundidades, de recorrer distancias variadas y por caminos diferentes. El carácter de esas firmas que deja la tierra en los sismogramas indica los caminos que siguieron las ondas hasta el sismógrafo y las propiedades de los materiales que atravesaron.

El retrato que tenemos de la tierra a pesar de los esfuerzos de los sismólogos para hacerlo lo más nítido posible, es aún borroso en sus líneas generales y confuso en sus detalles. Pero no deja de ser interesante, porque el retrato es el más acabado que nos permiten los conocimientos actuales.

Podemos estar racionalmente ciertos de que la tierra en su corteza exterior, está constituida por una serie de capas concéntricas a la manera de una humilde cebolla.

Penetremos pues a través de las capas sedimentarias hasta el punto más cercano al centro de la tierra hasta donde el hombre haya bajado. La mina más profunda es quizá la mina de oro de Transvaal que alcanza 3.274 metros de profundidad con temperaturas de 40.5°C. Si el radio de la tierra se presenta por una línea recta de 200 kilómetros (200.000 metros), la distancia entre Bogotá y Manizales, entonces el fondo de la mina del Africa del Sur, alcanzaría unos 102 metros de profundidad.

El pozo de petróleo más profundo, se halla en el Estado de Wyoming, Estados Unidos, y tiene 6.254 metros de profundidad. Hemos taladrado un pozo de una profundidad de 196 metros en la línea de los 200.000 metros.

El estudio de las capas sedimentarias pertenece más que todo a la Sismología Comercial, a la Prospección Sísmica. La longitud de onda es tan grande en los terremotos en comparación del pequeño espesor relativo de esas capas que la Sismología pura, o la Sismología de los terremotos tiene que descartarlas, y dejarlas a los que estudian los terremotos artificiales o las explosiones de dinamita de una longitud de onda mucho menor. La fórmula que nos da la longitud de onda es $l = v.p$, en donde l = longitud de onda, v = velocidad de onda y p = período. Como el período de los temblores es generalmente de varios segundos, resulta que la longitud de onda es de varios kilómetros y reflexiones de ondas de esta longitud no son las más apropiadas para

rocas que raras veces tienen 10 kilómetros de espesor.

Siguiendo adelante por debajo de las rocas sedimentarias, ¿cuál es la constitución de la tierra hasta una profundidad de 60 kilómetros? Hay razones de orden Geológico y Geofísico para juzgar que la corteza superior de la tierra está dividida en capas de diferente composición química y de propiedades elásticas diferentes.

Las rocas ígneas forman capas o espesores de varios kilómetros de espesor, separados por límites precisos y algo parecido a la separación de las capas sedimentarias. El sismólogo A. Mohorovic en el estudio de los sismogramas de unos terremotos europeos de 1909, localizó una discontinuidad en la base de la corteza, a una profundidad de 60 kilómetros; existe una transición rápida entre las ondas que están arriba de los 60 kilómetros, y entre las que están abajo de los 60 kilómetros.

Más tarde, Jefeys en Inglaterra interpretó y explicó esta discontinuidad de Mohorovic, y según él, existen tres capas separadas por dos discontinuidades o cambios bruscos de densidad a profundidades de 12 kilómetros y a 37 kilómetros. En otras palabras y en orden descendente esta primera capa de 12 kilómetros de espesor es la capa granítica, y la segunda capa de los 12 kilómetros a los 37 kilómetros, de 25 kilómetros de espesor es la capa basáltica, y la última de los 37 kilómetros a los 60, de 23 kilómetros de espesor, es la capa ultrabásica, indicando así la naturaleza probable de los constituyentes de las rocas. Las tres capas mencionadas se conocen con el nombre de SIAL (Silicio-Aluminio).

Permitidme que os esboce la manera como se puede averiguar estas discontinuidades y las consiguientes velocidades de las ondas en las diversas capas.

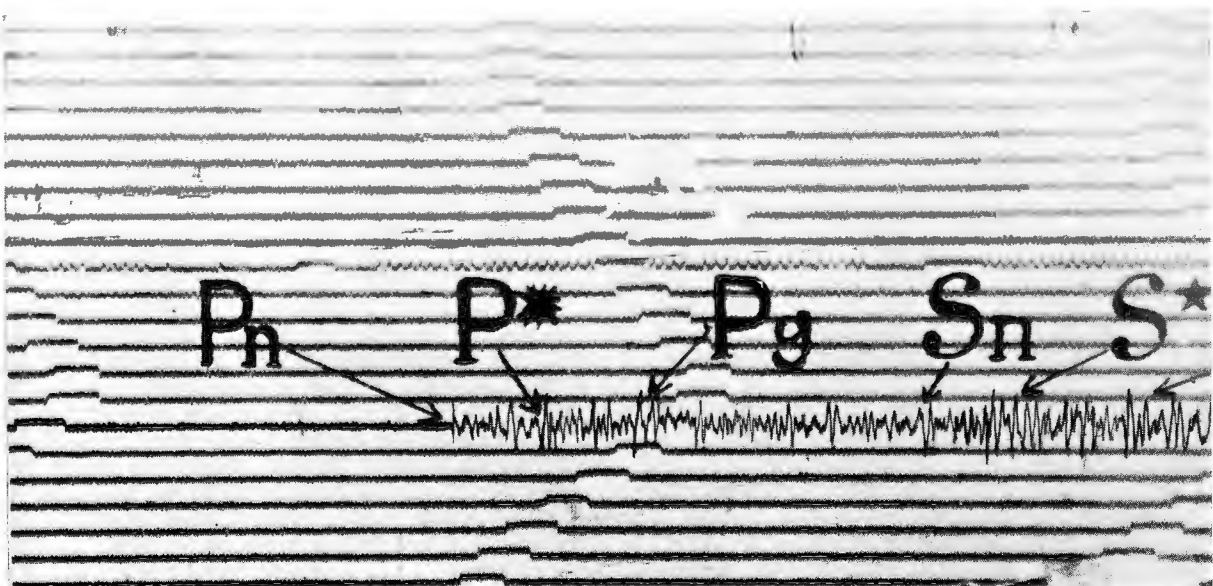
Supongamos por un momento que hay una velocidad constante V_1 , en la primera de las capas de tal manera que el camino recorrido sea la línea recta. El foco del temblor está en F, y el epicentro en E. Los puntos S, S', S'', son estaciones colocadas a varios kilómetros de distancia.

Dos ondas de condensación se registrarán en cada estación, una que viene por la capa superior, otra por la inferior.

En S, por ejemplo, se observa una onda que llega, por la capa superior, y cuyo camino es FS. Esta onda de condensación se ha llamado Pg, porque atraviesa el presunto granito, y se le ha calculado por las observaciones una velocidad de 5.5 kilómetros por segundo, con pequeñas variaciones en diversas partes del globo. Habrá otra onda que seguirá el camino F.A.B.S. para la cual el ángulo de incidencia i es el ángulo crítico; y en S' se observan dos ondas una F S' y otra



Fotografía del interior de la estación sismológica de Bogotá. A la izquierda y sobre la base de cemento el sismógrafo horizontal Sprengnether, en el fondo el sismógrafo vertical Benioff, a continuación el acelerógrafo tipo Montana y a la derecha dentro de la caja de madera el sismógrafo Wiechert.



Identificación de la llegada de las ondas longitudinales P_n, P* y P_g de las ondas transversales S_n, S* y S_g, en el sismograma del temblor del 4 de septiembre de 1943, a las 9 h. 26 m. y 10.5 s.

FABCS' y así para otras estaciones. Es obvio que las posiciones BS y CS' etc. son iguales y que el tiempo que requiere la onda para ir del Foco F a A y de B o C o D a la estación es el mismo. Por tanto, los tiempos de llegada de las ondas diferirán por el intervalo necesario para viajar con velocidad constante de A a B y de B a C etc.; los gráficos de tiempo y distancia serán rectilíneos y toda pequeña inclinación que tengan será índice de la velocidad en las rocas inmediatamente debajo de la discontinuidad.

Siguiendo este método se puede determinar la velocidad de las ondas en las cercanías de un temblor para rocas que están encima y debajo de las discontinuidades. En un sismograma donde se registró un temblor cercano a Bogotá, se puede ver la identificación de las ondas que pasan por el granito, tanto la Pg como la Sg, la que viene por el basalto P* y S*, y las que vinieron por la roca ultrabásica o la Pn y Sn en donde n indica que esas ondas son normales.

Aunque el número y espesor de las discontinuidades parece variar de un punto a otro en la corteza terrestre, (1) los investigadores parece que están de acuerdo con asegurar que debajo de todas ellas existe una discontinuidad mayor, la discontinuidad de Mohorovicic a 60 kilómetros de profundidad. Su existencia es por tanto cierta, aunque no su posición a esa profundidad exacta, y suele marcar el límite superior de la costra de silicio y magnesio o SIMA, de que a veces hablan los geólogos.

Esta discontinuidad de Mohorovicic a 60 kilómetros, no se ha de confundir con la profundidad de la compensación isostática, cuya profundidad varía entre los 10 kilómetros que le ponen algunos, hasta los 110 kilómetros que le calculan otros. Los terremotos ordinarios o normales tienen su origen a una profundidad de 10 a 60 kilómetros; es decir, cerca de la discontinuidad de Mohorovicic donde se reflejan las ondas sísmicas, está la fuente de la energía que produce la mayor parte de los temblores. Si la profundidad del foco es de unos 15 kilómetros es un terremoto superficial, tiene características especiales en los sismogramas, y en igualdad de circunstancias es más destructor pero no afecta a una región muy extensa.

Bajando aún más en nuestro viaje al interior de la tierra con una velocidad inicial de 7.8 kilómetros por segundo para las ondas P, encontramos

(1) A. R. Daly, en su ensayo de correlación entre sus ideas geológicas y las de los sismólogos propone las siguientes capas superficiales:

	Espesor	Profundidad
I Granito	15 Kms.	0- 15 Kms.
II Intermedia	25 "	15- 40 "
III Inferior Cristalización...	20 "	40- 60 "
IV Vítrea (Poca Veloc.)..	50 "	60-110 "
V Vítrea (Mucha Veloc.)..		110 "

una discontinuidad de segundo orden a 970 kilómetros, la cual fue investigada por el jesuita P. Repetti,, Director del Observatorio de Manila, la cual no produce ningún cambio notable en la línea de tiempo y distancia, pero sí es suficientemente abrupta para producir reflexiones de ondas en la superficie. La velocidad de la onda P aumenta gradualmente hasta unos 11.6 kilómetros por segundo. Hay terremotos que se sienten en una grande extensión del terreno por toda clase de personas, no dejan ninguna señal de resquebrajamiento del terreno en la superficie, tienen características especiales en los sismogramas. Esos temblores son de foco profundo, y pueden tener una profundidad máxima de 700 kilómetros.

En 1904, Dutton afirmó en Inglaterra, y ese era el parecer general de los científicos, que la máxima profundidad del foco sísmico yacía a unos 32 kilómetros. Cuando otro sismólogo, Walker dedujo en 1921 que había terremotos con focos de 1.300 kilómetros de profundidad su conclusión no fue aceptada. Sin embargo, esta idea fue defendida por Turner en una serie de artículos, el primero de los cuales apareció en 1922. Desde entonces las pruebas han aumentado la evidencia del hecho de que los terremotos también pueden tener focos a profundidades de 200, 400, 500, hasta 700 kilómetros, lo cual es raro, quizá uno al año, y aún se ha inventado un nuevo nombre para tales terremotos, se les llama "terremotos plutónicos".

Hoy día el hecho de que el foco sísmico u origen del temblor ocurre a diferentes profundidades hasta los 700 kilómetros es de una evidencia irrefutable. Algunos como Walker calculan su profundidad por los ángulos de emergencia de las ondas, otros como Turner notaron que la llegada a los antípodas de las ondas primeras ocurría antes del tiempo calculado, debido a que la distancia que tenían que recorrer las ondas era menor.

Para los terremotos profundos aparecen en los mismos sismogramas señales características como el que las ondas primarias son más fuertes y las superficiales o aquellas que viajan por la superficie de la tierra desaparecen casi completamente, la extensión del territorio que sacude que es mucho mayor, y se notan reflexiones de ondas que aparecen muy prominentemente en los sismogramas.

Siguiendo nuestro viaje hacia el interior, encontramos que las ondas longitudinales adquieren su máxima velocidad de 13.4 kilómetros por segundo a una profundidad de 2.780 kilómetros, en donde hallamos otra discontinuidad descubierta por Cornelius Dahm en 1934. Debajo de esta discontinuidad la velocidad disminuye a 12.5 kilómetros por segundo para las ondas longitudinales.

Finalmente penetremos hasta el núcleo central, a una profundidad de casi 3.000 kilómetros de-

bajo de nuestros pies, cerca de la mitad del radio terrestre. La superficie de discontinuidad del núcleo central está bien establecida. Se caracteriza tanto por una rápida disminución de la velocidad de las ondas P que baja hasta 9.8 kilómetros por segundo de un máximo de 13.4 kilómetros por segundo que pudo alcanzar fuera del núcleo, como por refracciones de ondas en su superficie de tal manera que los sismogramas manifiestan ondas nuevas que coinciden perfectamente con el tiempo que gastan en viajar del foco sísmico al núcleo y reflejarse, con un ángulo de incidencia igual al de reflexión y volver de nuevo a la superficie del globo. Hay todavía otra prueba mayor de ese núcleo central y es lo que se llama la zona sombreada. Los rayos sísmicos que penetran a esa profundidad emergen a 100° a 110° grados de distancia sobre el globo y las características reflexiones aparecen a lo largo de las estaciones situadas a esta distancia del foco sísmico.

Las ondas P disminuyen rápidamente más allá de los 100° grados de distancia; la línea de tiempo y distancia se endereza indicando que las ondas han ido a la superficie de la tierra, después de haberse refractado en la superficie del núcleo.

Una onda P aparece unos 3 minutos después de P, o mejor de donde debiera aparecer P, y es precisamente la que atraviesa el núcleo central, con una velocidad menor. A los 145° de distancia medidos sobre la superficie del globo terráqueo, aparece de nuevo la onda P muy prominentemente. Es el punto de donde alcanza a salir la onda después de refractarse dos veces en el núcleo, una al entrar y otra al salir.

De manera que ese material del núcleo es distinto del que le rodea, y puesto que la velocidad es menor se sigue o que la densidad es mayor porque están en razón inversa, o que la elasticidad ha aumentado o proviene de una combinación de ambos factores.

Y ¿de qué es el núcleo central? Se cree que está compuesto en su mayoría de hierro con algo de níquel. Varias razones militan en este sentido. Si nuestra tierra está hecha del mismo material de los otros astros (asunción bastante razonable) y si los meteoritos que ocasionalmente nos visitan son muestra típica de ese material, podemos conjeturar que una mezcla de hierro y níquel constituye el núcleo central. Además el físico y el astrónomo exigen, una gran densidad en las rocas interiores de la tierra, para compensar las más livianas de la superficie, y esta compensación la obtendría la mezcla de hierro y níquel en el núcleo central. El ferro-níquel tiene una densidad de 8.1.

¿En que estado físico está ese núcleo: sólido, líquido o gaseoso? El asunto es objeto de disputa. El hecho de que la onda S no se transmite a través de los líquidos, o los gases, daría un criterio que debería aplicarse. Pero la aplicación de este criterio, no es tan fácil como podría suponerse. Algunos sismólogos creen que la onda S ha sido identificada después de atravesar el núcleo central, pero la mayor parte opina que no ha sido identificada positivamente; algunos sostienen francamente su opinión de que el centro de la tierra es líquido o gaseoso. Entonces el núcleo sería denso, puesto que está a grandes presiones, pero no sería un sólido elástico.

La velocidad de la onda P es notablemente alta, 13.45 kilómetros por segundo fuera del núcleo. Dentro del núcleo baja a 9.8 por segundo. ¿Se debe esto a que la densidad aumenta rápidamente al pasar el núcleo, o a que la elasticidad disminuye notablemente? Siempre quedarán preguntas no contestadas aún, pero sí contestables. Resumiendo podemos decir que la tierra está constituida por un núcleo central probablemente de hierro y níquel a presiones enormes con un diámetro de 3.000 kilómetros y rodeado por una serie de capas de diferentes densidades y espesores.