

UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE GEODESIA Y TOPOGRAFÍA**

CATEDRA DE GEOFÍSICA

APUNTES DE

SISMOLOGÍA

**PARA ALUMNOS DE INGENIERÍA GEODÉSICA Y GEOFÍSICA
DE LA FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN**

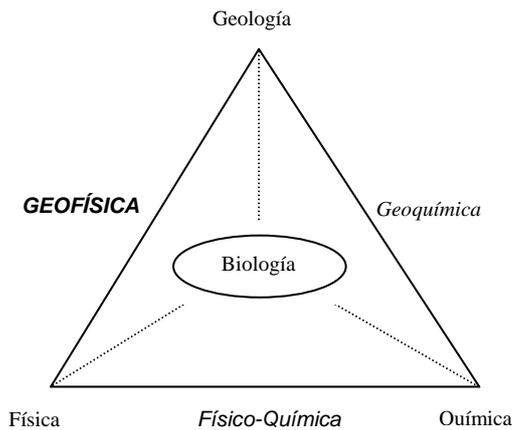
Prof. Ing. Luis A. Estrada

Año 2012

INTRODUCCIÓN A LA GEOFÍSICA

Por definición, Geofísica es la aplicación de los principios y prácticas de la Física para la resolución de los problemas relacionados con la Tierra. Puede decirse que surgió de la Física y de la Geología.

Los primeros filósofos naturales se interesaban por todas las manifestaciones de la realidad, sin embargo, a medida que progresaban las ciencias, comenzaron las especializaciones. Es así que originalmente las ciencias se subdividieron en cuatro ramas fundamentales: La Química que estudia las propiedades de la materia, la Física que estudia las fuerzas que actúan sobre la materia, la Geología que estudia la materia como se presenta en la Tierra y la Biología que estudia la materia en los organismos vivos. Luego se agregaron la Astronomía que se ocupa del resto del universo y las Matemáticas que estudia las formas y los números.



Consideradas así, las ciencias pueden ser representadas en un tetraedro como el de la figura. Toda ciencia comienza con la observación de un fenómeno y luego trata de explicarlo. Con el aporte de tecnología efectúa mediciones y lo justifica. Así la Geofísica surgió como una necesidad de justificar los fenómenos observados por la Geología.

En sus inicios la Geofísica se subdividía en Meteorología, Hidrología, Oceanografía, Sismología, Vulcanología, Geomagnetismo, Geodesia, Geodinámica, Glaciología, Geotermia y Geocronología. Incluso llegó a llamársela Geofísica de Tierra Sólida, Húmeda y Gaseosa. Hoy, muchas de las ciencias mencionadas tuvieron tan rápido crecimiento que les permitió independizarse de la Geofísica.

El objetivo principal y actual de la Geofísica es la determinación de la estructura y composición de la Tierra, así como la historia de sus variaciones pasadas, presentes y futuras. Obviamente este objetivo es compartido por la Geología, se diferencian en la metodología. Los geólogos adquieren el conocimiento de la Tierra mediante observaciones directas de las rocas, mientras que la Geofísica utiliza mediciones indirectas. No hay dudas entonces de que son ciencias complementarias.

También suele dividirse a la Geofísica en Pura y Aplicada, la primera sería aquella que estudia los fenómenos por el simple conocimiento del planeta en que habitamos, y la segunda aprovecharía de manera práctica los fenómenos ya conocidos, utilizando tecnología que le permita obtener algún beneficio para la humanidad. En esta última división no hay acuerdo entre todos los geofísicos.

Origen de la Tierra

Una de las lecciones de la Geología es que la Tierra tal como la vemos hoy es transitoria. Las montañas crecen y se desgastan. Los grandes océanos se forman y luego desaparecen. La materia, considerada como masa o energía aparece como indestructible. Pero las rocas, el agua y el aire que componen la Tierra deben haber existido siempre en una u otra forma.

Cuando nos referimos al origen de la Tierra, no aludimos a la creación de la materia de la cual está compuesta, sino a la apariencia de esta como un planeta con la forma actual. Este tiempo ha sido fijado por la proporción en que se encuentran los elementos sometidos a desintegración radiactiva.

El hecho de que los átomos radiactivos se encuentren actualmente por toda la Tierra y no se hayan desintegrado completamente aún, es una prueba de que la materia debe haberse encontrado en otro tiempo en un medio ambiental distinto. Y el único lugar conocido donde las condiciones serían apropiadas para la formación de elementos inestables, es el centro de las estrellas densas y calientes. Es decir que la Tierra debe provenir de ese origen.

Cuál habrá sido la forma del material que compone la Tierra antes de su estado actual?

Para obtener una respuesta debemos estudiar el universo, pero como no podemos elevarnos mucho de nuestro planeta, obtendremos información de las partículas e incluso meteoritos que ingresan a nuestra atmósfera por un lado, y las radiaciones electromagnéticas que son los rayos de luz que provienen del espacio.

La mayoría de las partículas que ingresan a la Tierra se volatilizan por el calor engendrado en su paso por el aire, pero los meteoritos de mayor tamaño alcanzan la superficie terrestre. Así se ha comprobado que son una sustancia pétreo compuesta de silicatos básicos como las rocas volcánicas o en su mayor parte son metales sin oxidar, generalmente hierro con algo de níquel. También se ha observado estos materiales en los cohetes y naves espaciales que son picadas por el impacto del polvo cósmico en sus superficies.

Estudiando el espectro de luz que emiten las estrellas se vio que están formadas por gases incandescentes donde predomina el hidrógeno y el helio. También se vio que muchas estrellas se presentan en pares girando alrededor de un centro de gravedad común.

Nuestro sol es una estrella relativamente pequeña. La más grande conocida es 27×10^9 veces mayor que el sol. Estas se encuentran diseminadas por el espacio a enormes distancias. Una idea de estas dimensiones las da el ejemplo de colocar una manzana en cada continente.

A los fines comparativos diremos que el radio medio de la Tierra es de 6.371 km, el diámetro del Sol es de 1.390.000 km, la distancia media Tierra-Sol es de 149.500.000 km. La nebulosa más lejana a nuestro planeta se encuentra a 150.000.000 de años-luz.

Una de las características más notables del universo es que se encuentra en expansión. Esto se observa al estudiar como varían las frecuencias de los espectros de la luz que emiten.

En nuestro sistema solar se observa que hay similitudes entre todos los planetas, lo que indica que fueron formados en un mismo proceso. A excepción de Mercurio y Plutón, todos se encuentran en un mismo plano y girando en la misma dirección alrededor del Sol, describiendo una elipse con este como foco. Todos los planetas a excepción de Urano, giran sobre sus ejes en el mismo sentido en que se trasladan.

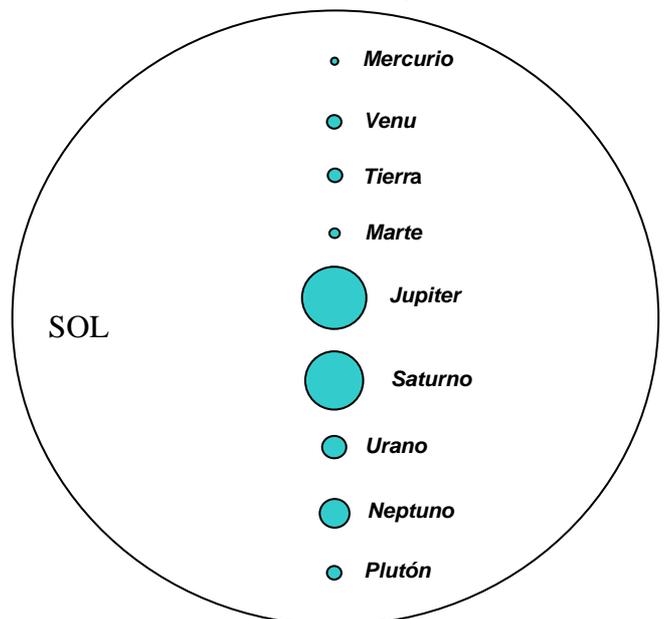
La distancia entre las órbitas de los planetas sigue una progresión geométrica conocida como la regla de Bode:

$$R = (0,4 + 0,3 \times 2^N) R_e$$

$N=0$ para Venus y R_e la distancia Tierra-Sol. Otra característica importante es la variación del tamaño y composición de los planetas. Están los interiores, más cercanos al Sol, como Mercurio, Venus, Tierra y Marte que son pequeños y densos, mientras que los exteriores como Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno son grandes y más livianos. Los primeros casi no tienen hidrógeno y helio, mientras que los segundos los tiene en abundancia.

Esto se explica porque a mayor distancia del Sol los planetas son más fríos y los gases no se escapan con facilidad.

Inicialmente se pensaba que nuestro sistema solar se formó por condensación de polvo y gas que giraba en un plano con centro en el Sol. Al aumentar la velocidad de rotación se formaron anillos que finalmente se desprendían para formar los planetas. Esta fue conocida como la **Teoría de la Acreción**.



Luego surgió la **Teoría de la Fragmentación** por la que los planetas se formaron por el choque o acercamiento a muy poca distancia entre el Sol y otra estrella. Esto requiere la aceptación de un hecho excepcional y casi imposible en el universo.

Así se explica que queden girando los fragmentos o planetas en órbitas elípticas y en un mismo plano. La mayor objeción a esta teoría fue la falta de explicación porqué el Sol solo tiene el 3% del momento angular del sistema, mientras que Júpiter tiene el 50%. La explicación vino por la posibilidad de que el Sol haya sido una estrella binaria o doble.

En el actual estado de la ciencia todavía resulta imposible establecer cual de las teorías explica el proceso de formación de la Tierra. Posiblemente la verdadera sea una mezcla de ambas.

De acuerdo a la Teoría de la Acreción, nuestra Tierra se formó por coagulación de partículas frías. Este origen frío daría una composición uniforme de materiales en el interior, lo que es muy distinto a lo que hoy se conoce. La Teoría de la Fragmentación parte de un origen caliente lo que permitió que los materiales se distribuyan en capas de acuerdo a sus densidades. La forma elíptica sugiere que se solidificó desde un estado líquido. Hasta aquí todo favorece al origen caliente de la Tierra.

En los últimos años todo cambió con el descubrimiento de la radioactividad, al demostrarse que la Tierra pudo haber sido fría al principio y haberse calentado hasta las temperaturas internas actuales. Con el descubrimiento de grandes nubes de polvo en todo el universo, se pensó que todo el sistema solar se había formado por condensación de ese polvo cósmico. Así nació la teoría de la acreción que consistió en que por la gravitación el polvo se condensó, y luego fraccionó en trozos, llamados protoplanetas, que fueron despedidos y formaron los planetas.

Geocronología y temperatura de la Tierra

Nuestro planeta ha existido siempre en la forma en que podemos contemplarlo en la actualidad, pero tomó esta forma en una época muy remota que nos marca el comienzo de la cronología geológica.

El desplazamiento del espectro estelar hacia el rojo, a mayores longitudes de onda, nos lleva a un número que implica la edad máxima. Así se llega a la conclusión de que hace unos 5.000 millones de años toda la materia estuvo concentrada.

Todos conocemos el reloj de arena para medir el tiempo. Si sabemos que transcurren 60 minutos para que la arena de la parte superior pase a la parte inferior, deduciremos que en cada segundo para 1/3.600 partes de arriba hacia abajo. Entonces, para calcular el tiempo transcurrido en un momento cualquiera antes de la hora, debemos medir la cantidad caída en ese tiempo y dividirla en la cantidad que cae por segundo. Para mayor exactitud debemos hacer una corrección por las variaciones en la proporción de arena caída, ya que la velocidad disminuye con la disminución del peso de la arena en la parte de arriba.

De un modo similar se explica la desintegración radiactiva de algunos elementos que nos permitirán determinar la edad de la Tierra.

El isótopo de Uranio 238 se transforma en Torio 234 a razón de $4,9 \times 10^{-18}$ partes por segundo. El Torio a su vez se transforma en protoactinio y así sucesivamente pasando por el Radio y el Radón para convertirse finalmente en Plomo 206.

Entonces, si se mide la cantidad de Uranio 238 y de Plomo 207, y si admitimos que la composición de la corteza de la Tierra no ha variado sustancialmente y que inicialmente no contenía Plomo 207, podremos calcular la edad de la Tierra. Este valor resulta de 5.000 a 5.500 millones de años, cifra máxima probable porque se parte de que no había plomo, y es posible que sí haya existido una cierta cantidad.

Hasta el descubrimiento de la radioactividad se creía que el aumento de la temperatura hacia el interior de la Tierra era debido al efecto de enfriamiento a partir de un estado gaseoso inicial. Se suponía que la Tierra se enfriaba por conducción. Los elementos radiactivos en las rocas, en su desintegración, generan una cantidad de calor suficiente para compensar el calor que partiendo del interior se transmite a la superficie.

La temperatura de la Tierra aumenta con la profundidad. El gradiente o razón de cambio medio es de 1°C cada 30 metros de profundidad. En zonas denominadas geotérmicas este valor aumenta hasta 5 veces, es decir de 1°C cada 6 metros.

Si extrapolamos este valor medio hasta el centro de la Tierra nos dará unos 180.000°C, lo que es improbable que ocurra. Se estima que en esa profundidad la temperatura es de unos 2.000°C.

INTRODUCCIÓN A LA SISMOLOGÍA

La sismología es la ciencia que estudia los terremotos y los fenómenos asociados con ellos. En sus inicios, era una mera ciencia observacional, hasta que en el último Siglo tuvo un gran avance por el desarrollo tecnológico alcanzado. Este desarrollo se ve hoy en la exploración sísmica para el petróleo, la evaluación del riesgo sísmico, la planificación en el uso del suelo, incluyendo la localización segura de plantas de energía nuclear, grandes presas, puentes, etc.

El simple mecanismo de los primeros sismógrafos, instrumentos que registran los terremotos, ha evolucionado hasta los delicados y sensibles instrumentos de registro digital que hoy tenemos en la actualidad.

En los últimos cientos de años, más de 300 millones de personas han muerto por los terremotos, y muchos millones más han perdido sus hogares, tierras y economía en general. El riesgo latente de un terremoto ha motivado a los científicos e ingenieros a estudiar el tema. Con todo, los terremotos son además de una fuente de destrucción, una importante herramienta para conocer el interior de la Tierra.

La Tierra ha sufrido terremotos en casi todo el tiempo geológico y se han registrado de alguna manera desde los últimos milenios. En China existen evidencias en trabajos literarios y templos desde el año 1831 a.C. Estos reportes históricos son tan detallados que los modernos estudios actuales han podido establecer la distribución del daño y hasta determinar el tamaño de esos terremotos. Por ejemplo, el ocurrido el 2 de Setiembre de 1679, fue el más grande que ocurrió cerca de Beijing, China, es mencionado en los registros históricos de 121 ciudades. Cuando se compararon las descripciones del daño a edificios, grietas en el suelo y otras características geológicas, junto con los reportes del mismo sismo sentido a grandes distancias, se pudo establecer que fue similar al gran terremoto de San Francisco de 1906.

A pesar de la cuidadosa información recopilada en todos los lugares de la Tierra, la población mundial no toma real conciencia del riesgo de catástrofes causadas por los terremotos.

En la antigüedad se le atribuyeron cuestiones religiosas a los terremotos. Muchas alusiones pueden encontrarse en la Biblia y otros libros religiosos de la época. Algunos eventos notables como la separación de las aguas del Mar Rojo han sido explicados como el efecto de un gran terremoto por aquellos que no aceptan la intervención de un milagro.

Recién en el Siglo XX se entendió la relación entre las fallas geológicas y los terremotos. Y los primeros pasos en ese entendimiento lo dieron los griegos, puesto que la actividad sísmica es alta en parte del Mar Mediterráneo y por lo tanto en Grecia. Tales en el 580 a.C. ya estaba impresionado por ese poder destructivo, y creía que el globo terráqueo flotaba sobre los océanos y que el movimiento de las aguas producía los terremotos. Sin embargo Anaxímenes (526 a.C.) ya pensaba que las rocas de la Tierra eran las responsables de los movimientos sísmicos, y Anaxágoras (428 a.C.) los atribuía al fuego.

Ninguno de estos comentarios griegos contenía un fundamento racional sobre la génesis de los terremotos, hasta que Aristóteles (384-322 a.C.) los asoció primero a los fenómenos atmosféricos y luego como eventos vinculados al vapor salido de la Tierra (fumarolas), y particularmente a la actividad volcánica. El estaba convencido de que existía como un fuego en el interior de la Tierra que buscaba salir, y cuando no lo lograba causaba ruido y vibraciones. Luego modificó su teoría diciendo que ese fuego quemaba las rocas, lo que generaba cavernas cuyo techo colapsaba generando los terremotos. Llegó a clasificarlos según como sacudían a las construcciones y a la gente, ya sea en forma horizontal o vertical, pero se equivocó al asociarlos a los fenómenos meteorológicos.

Finalmente Séneca (4 a.C-65 d.C) conjeturó que las vibraciones eran el resultado de aire a presión en el interior de la Tierra, el que se desplazaba causando sacudidas y al salir al exterior producía violentas tormentas.

Como vimos, a todas las explicaciones griegas les faltó una concepción teórica sobre el mecanismo de fuerzas requerido para producir la energía que liberan los terremotos.

En la época medieval se tuvo información de los terremotos a través de los artistas con sus obras y de los libros diarios de los viajeros y navegantes. Hasta el Siglo XVIII no se asociaban los movimientos geológicos a los terremotos, porque la Geología no entendía principios físicos. La nueva era comenzó con Newton (1642-1727) quien proveyó las leyes del movimiento y de la gravitación, fundamentos necesarios para entender las fuerzas generadoras de los terremotos. Recién a mediados del Siglo XVIII se afirmaron estos fundamentos en la comunidad científica. Por ejemplo, algunos observadores tomaron en cuenta que las construcciones sobre terrenos blandos eran más dañadas por los terremotos que aquellas asentadas en terrenos sólidos. Se comenzó a llevar y publicar registros de los terremotos.

Los estudios científicos recibieron un estímulo crítico en 1755 después del gran terremoto de Lisboa, Portugal, el 1 de Noviembre. Fue sentido en toda Europa y causó unos 60.000 muertos, la mayoría por la gran ola oceánica (30-40 metros) que alcanzó la costa. Estudios modernos determinaron que el epicentro fue a cientos de kilómetros al Sud-Sudoeste de Lisboa, a lo largo de la Dorsal Oceánica. Este gran terremoto inspiró a uno de los padres de la sismología, el ingeniero inglés John Michell (1724-1793), quien escribió sobre el tema en 1760. El creía que los terremotos eran ondas generadas en el cambio de masa de las rocas, y concluyó que la velocidad de estas ondas podía ser medida desde sus tiempos de arribo a dos puntos diferentes. Pero se equivocó al obtenerla porque resultó muy baja.

La teoría de Aristóteles, que asociaba los terremotos a los volcanes, se mantuvo vigente hasta que se tuvo una visión global de la distribución de los terremotos sobre toda la Tierra. Entonces se vio que también ocurrían en zonas alejadas de los volcanes.

No hubo grandes avances hasta el gran terremoto del 15 de Diciembre de 1857 cerca de Nápoles, Italia, que esta vez motivó al ingeniero irlandés Robert Mallet (1819-1881) a estudiar el tema. El estableció los principios de la Sismología Observacional, publicó un catálogo con 6.800 terremotos, realizó experimentos con explosiones para medir la velocidad de las ondas generadas y fue el primero en estimar la localización del origen del movimiento a partir de la observación directa, algo que 50 años después se precisó con los primeros instrumentos de registración de terremotos.

Con Mallet nació una marcada necesidad de estudiar el tema, por lo que muchos países crearon organismos específicos para realizar mapeos geológicos, clasificación de fósiles, análisis de minerales y por supuesto estudiar los terremotos. Dos de estos primeros organismos, y que mucho contribuyeron al conocimiento de la Tierra, fueron el Geological Survey de Estados Unidos y de la India.

Dos estudios fueron claves: el de los tres terremotos ocurridos a lo largo del Río Mississippi, EE.UU desde 1811 hasta comienzos de 1912 y el del terremoto de 1897 en Assam, India.

Las tres sacudidas afectaron unos 90.000 km². Los reportes de la época comentan que el suelo se levantó y cayó en varias oportunidades como el agua de un lago, y la tierra se onduló como un campo de maíz azotado por el viento. Despertó al presidente Madison en la Casa Blanca y sonaron las campanas de las iglesias en Boston. Fuller (1912) del Geological Survey de los EE.UU. publicó las evidencias de estos terremotos. Las razones de este estudio tanto tiempo después fueron sencillamente porque se trataba de una zona típicamente asísmica.

Oldham (1899) del Geological Survey de la India, publicó un reporte describiendo uno de los más violentos terremotos de la historia, ocurrido en Assam al Noroeste de la India en 1897. Se sintió en un área de unos 3.000.000 km² y murieron unas 1.000 personas porque se trataba de un área poco poblada, pero desbastó unos 20.000 km². El reporte comenta que la gente era arrojada al suelo, las arenas se movían como un líquido, había casas enterradas con solo los techos a la vista y que hubo desplazamientos verticales del suelo de hasta un metro. Oldham vino luego a ser famoso por su descubrimiento de que la Tierra tenía un núcleo líquido.

Luego vino el terremoto de San Francisco, EE.UU., en 1906, que fue inesperado porque la zona no era volcánica. Como había buenas mediciones geodésicas antes del terremoto, se remedió todo después y pudo determinarse que se generó en lo que se llamó la Falla de San Andrés (400 km de largo) que tuvo desplazamientos de un metro hacia el Norte, de un borde respecto del otro. Fue sentido en un área de 180.000 km². Se decía en un primer informe que hubo 700 muertos, pero después se estimaron en el triple. Una de las lecciones que dejó este terremoto fue el conocimiento de cuáles eran las estructuras o construcciones que mejor soportan las sacudidas, y se elaboraron códigos de edificación al respecto. Otra fue que se mapearon las zonas afectadas y se confeccionó una guía básica de riesgo sísmico. Se creó la Sociedad de Sismología para promover la investigación de los terremotos y sus fenómenos relacionados, capacitar a los ingenieros, arquitectos, constructores y población en general sobre la protección y seguridad ante la ocurrencia de un terremoto. Se publicaron los sismos, sus riesgos, precauciones y distribución geográfica e histórica. Esta Sociedad todavía existe y ha contribuido a minimizar el riesgo sísmico. El gran desarrollo de esta ciencia se debe a los efectos espectaculares y al riesgo de pérdidas de vidas humanas y desastres económicos que causan. Se la divide en dos aspectos:

SISMOLOGIA DE OBSERVACION

Analiza los terremotos por la simple observación, es decir sin instrumental alguno. Y aunque parezca increíble, se los puede localizar y estimar su profundidad.

Terremotos

Son movimientos repentinos y transitorios del suelo, que se originan en algún lugar y se propagan en todas las direcciones. Es de destacar que el término proviene del latín y significa movimiento de tierra sin distinguir si es pequeño o grande. Lo mismo ocurre con el término **earthquake** en inglés. Esto viene para aclarar que habitualmente se dice que un temblor es un terremoto pequeño, y que los terremotos solo son los grandes movimientos. Desde el punto de vista científico, un terremoto es una liberación repentina de energía acumulada durante mucho tiempo y proveniente de tensiones y esfuerzos en la parte superior de la Tierra.

Microsismos

Son pequeñas vibraciones del suelo que no tienen principio ni fin bien definido. Es decir que aparecen débilmente, se incrementan en amplitud, pueden durar bastante tiempo y desaparecen gradualmente, contrastando con lo repentino y pasajero de un terremoto. Las causas de los microsismos son el viento que mueve los árboles o edificios, las olas rompientes en zonas costeras, el paso de vehículos o trenes y el funcionamiento de industrias pesadas o mineras.

Origen

Para un mejor entendimiento de los terremotos se los suele diferenciar por su origen, es decir: Naturales y Hechos por el Hombre. Los primeros se clasifican según su origen Tectónico, Volcánico o de Impacto. Los segundos según sean controlados (explosiones o ruido cultural) o inducidos o gatillos (embalses de agua, minería o reinyección de fluidos).

Foco o Hipocentro y Epicentro

La gran mayoría de los sismos son de origen tectónico y por lo tanto ocurren cuando una roca se fractura. Por razones prácticas, se considera que esta ocurre en un punto al que se llama Foco o Hipocentro. A los fines de la información general se define el Epicentro, que es la proyección vertical del hipocentro en la superficie de la Tierra y se le añade la profundidad.

Donde ocurren?

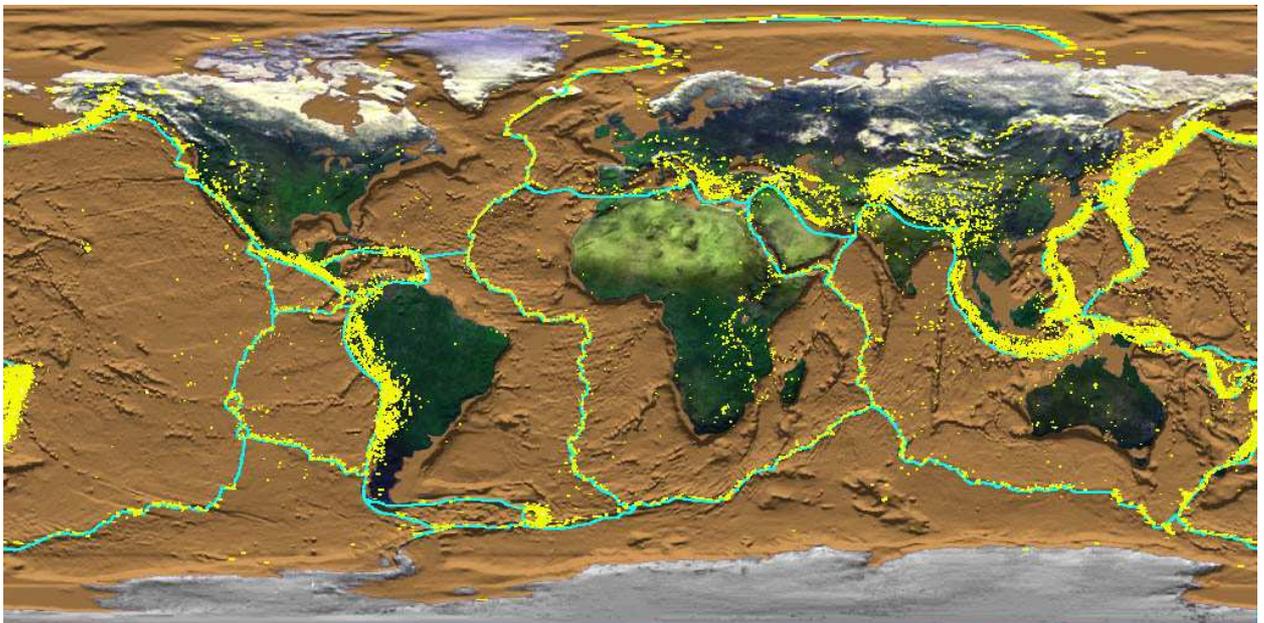
La respuesta a este interrogante es dado por la **Tectónica de Placas**. Esta es una teoría que se origina en el hecho que la parte superior de la Tierra está dividida en dos capas de diferentes propiedades. La superior es una capa rígida de unos 100 km de espesor bajo los continentes y de unos 50 km bajo los océanos, y consiste de rocas de la corteza y el manto superior, anteriores divisiones de la Tierra. La capa inferior se extiende hacia abajo hasta alrededor de los 700 km de profundidad y en ella, particularmente en los primeros 100 km, las rocas son menos rígidas, es decir más deformables que las anteriores.

La capa superior rígida está rota en una docena de grandes placas de forma irregular, no coincidentes con los continentes, y un gran número de placas secundarias de menor tamaño. Estas placas no están quietas. Todo lo contrario, flotan y se desplazan en un complejo itinerario, con una velocidad de unos 2 a 10 cm por año sobre las blandas rocas de la capa inferior, como balsas en un lago. Increíblemente, la idea del vagabundeo de las placas fue originalmente propuesta en 1912 por el científico alemán Alfred Wegener.

Los bordes de las placas son clasificados en las tres siguientes categorías: **Fosas** donde las placas convergen o colisionan, **Dorsales o zonas de distensión** donde las placas divergen, y **Fallas transformantes** donde las placas se mueven lateralmente.

Las fosas son también zonas de destrucción de las placas. Cuando dos placas convergen, una generalmente se dobla hacia abajo y desciende dentro de la capa blanda y caliente, proceso llamado **Subducción**. La placa que desciende, también llamada **Placa de Wadati-Benioff**, es asimilada en el Manto a los 700 km de profundidad, en el límite interno de la capa inferior.

Los focos de los terremotos en una zona de subducción definen la Placa de Wadati-Benioff. Las Dorsales también son bordes de generación de terremotos. Por la grieta donde dos placas divergen está constantemente ascendiendo material del Manto. Resulta obvio entonces, aún desde un proceso de tectónica de placas simplificado, que la mayor acumulación de tensiones tiene lugar en rocas a lo largo de los bordes de las placas y a distintas profundidades.

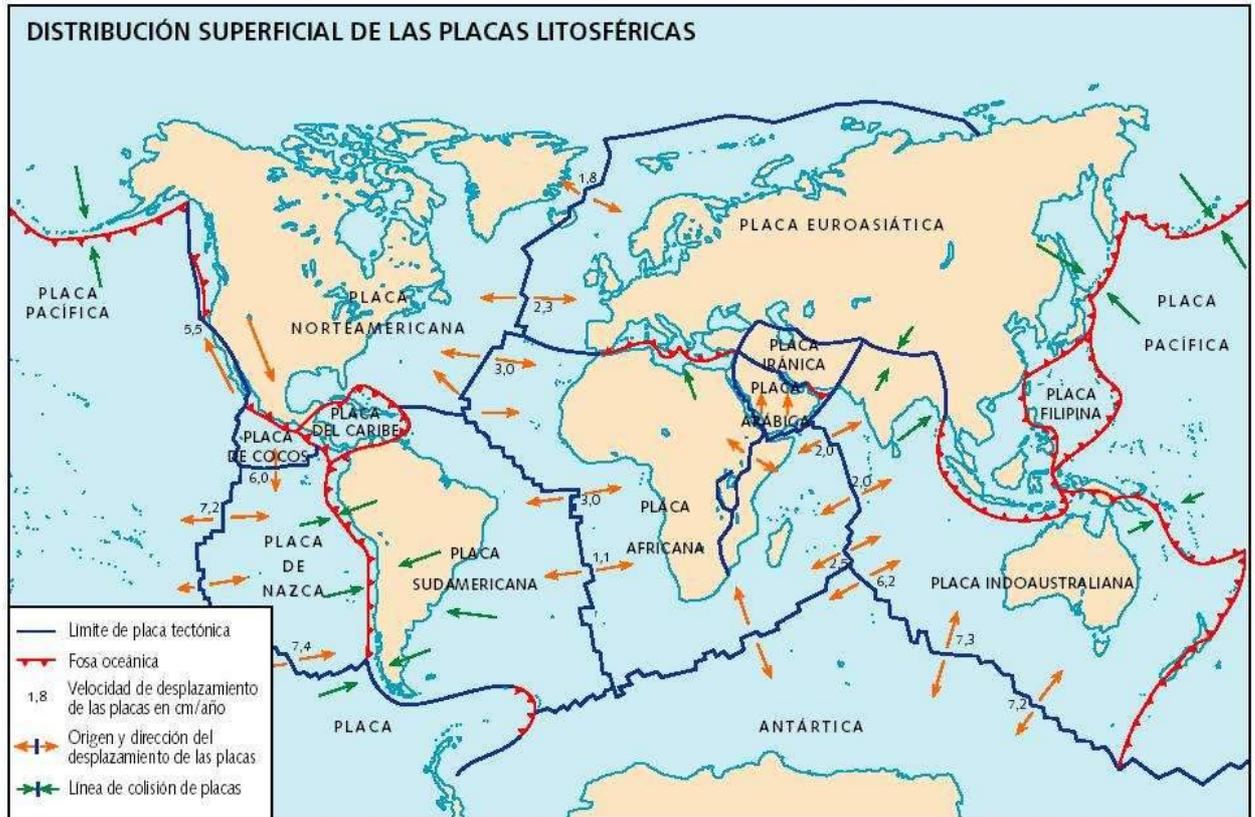


Distribución global de las Placas Litosféricas y de los Epicentros de Terremotos.

La deformación (por tensión y compresión) y la fricción entre placas que colisionan, y el alto gradiente de temperatura en la placa que subduce, contribuyen a la generación de dichas tensiones. Cuando estas exceden la resistencia elástica de la roca, esta se fractura a lo largo de un plano de debilidad, **Plano de Falla**, y nace un terremoto. La roca se desplaza a una nueva posición y se libera parcial o totalmente energía sísmica. La fractura de la roca generalmente comienza en un punto cercano a un borde del plano de la falla, y se propaga a lo largo de ese plano a una velocidad no menor de los 3 km/seg.

De la descripción anterior, esperaríamos que la mayoría de los terremotos no sean generados en cualquier lugar, sino en un estrecho cinturón formado por las **Fosas, Dorsales y Fallas Transformantes**, es decir a lo largo de los bordes de las placas donde tiene lugar la deformación. Una rápida comparación de un mapa con la distribución de las placas y otro con los terremotos, confirma que realmente este es el caso. Algunos lugares del mundo son entonces más propensos a los terremotos que otros. Hay una alta correlación entre la distribución geográfica de los epicentros (terremotos **interplacas**) y los bordes de las placas.

El 80% de los terremotos son energía sísmica liberada en los bordes de la Placa Pacífica, llamada **Cinturón Circunpácifico**. En la Dorsal Atlántica y en el Cinturón Alpino (Europa-Asia) también hay una alta concentración de energía. A veces también ocurren terremotos a grandes distancias de los bordes de placas llamados **intraplacas**, tienen una distribución geográfica difusa y su origen se atribuye a un reajuste local originado a su vez en el desplazamiento de las placas. Son causa de grandes desastres porque son inesperados.



Los grandes terremotos son a veces seguidos de un cierto número de **réplicas**, es decir temblores menores que ocurren después del principal y que se originan en las proximidades de este. A veces se continúan por varios días, semanas, meses y hasta años. Generalmente, la frecuencia en la ocurrencia de las réplicas (que hasta supera los cien por día) decrece con el tiempo. El terremoto principal es precedido a veces durante varios días o semanas por temblores **precursores**, que generalmente son más pequeños. No siempre ocurre el modelo **precursor-principal-réplica**. Otra forma de liberación de energía es la de los temblores **enjambre**. Son un gran número de temblores que ocurren en un área determinada durante semanas o meses. No hay un terremoto principal, aunque suele aumentar la frecuencia hasta un máximo y luego gradualmente desaparecen. También son comunes en zonas volcánicas.

Es de destacar que la **acumulación de energía** es bastante lenta, toma meses, años y a veces décadas (dependiendo de la magnitud del terremoto) hasta que supera la resistencia elástica de la roca. Por otro lado, la **liberación de energía** ocurre en fracción de segundos, segundos o pocos minutos para los terremotos más grandes.

Las más recientes investigaciones revelan que la excepción a la regla es una ruptura suave y continua en el plano de una falla activa. Lo más común es, particularmente para grandes temblores, un proceso irregular de ruptura a través de una serie de rupturas parciales.

Clasificación por la profundidad

De acuerdo a la profundidad del foco, los terremotos son clasificados en tres categorías: **Superficiales** (80% de la actividad total) tienen su foco en los primeros 70 km de profundidad y ocurren en las fosas, dorsales y fallas transformantes; **Intermedios** (entre los 71 y 300 km de profundidad) y **Profundos** (a más de 300 km de profundidad) que ocurren solo en las zonas de subducción. La mayoría de los terremotos se originan en la corteza.

A profundidades más abajo de la Corteza, el número de fallas cae abruptamente y desaparece a los 700 km. Los terremotos a lo largo de las dorsales ocurren a profundidades del orden de los 10 km o menos y son moderados. Las fallas transformantes generan grandes temblores a profundidades de los 20 km. Los más grandes terremotos ocurren a lo largo de la zona de subducción.

Intensidad

La violencia de un sismo, como lo sienten las personas y el daño que causa en la naturaleza y las obras hechas por el hombre constituyen una medida de la intensidad de un sismo. Como se trata de factores arbitrarios y subjetivos, se confeccionaron varias escalas descriptivas de los hechos para una normatización a nivel mundial. La más difundida es la escala de **Mercalli Modificada** que cuenta con doce grados del **I al XII** como se muestra en forma resumida:

- I** – No sentido, excepto por personas bajo circunstancias especialmente favorables.
- II** – Sentido solo por personas en posición de descanso, especialmente en los pisos altos. Pueden oscilar objetos delicadamente suspendidos.
- III** – Sentido muy sensiblemente en interiores, especialmente en pisos altos. Mucha gente no los reconoce como un terremoto. Vibraciones como del paso de un vehículo pesado. Duración apreciable.
- IV** – Sentido en interiores y por algunos al aire libre. Si es de noche algunos se despiertan. Ventanas, puertas y paredes crujen. Sensación como si un vehículo pesado chocara contra el edificio. Automóviles estacionados se balancean.
- V** – Sentido casi por todos. Muchos se despiertan. Ventanas o vidrios rotos. Grietas en el revestimiento de paredes. Objetos inestables volcados. Los péndulos de los relojes pueden pararse.
- VI** – Sentidos por todos. Muchos se asustan y salen al exterior. Algún mueble pesado puede caerse. Caída de revestimientos. Chimeneas dañadas.
- VII** – Todo la gente corre al exterior. Daño considerable en los edificios antiguos y pobremente construidos. Sentido o notado por personas conduciendo automóviles.
- VIII** - Daño leve en edificios sólidos y grande en los antiguos y pobremente construidos. Paredes separadas de la estructura. Caen chimeneas, columnas, monumentos y paredes. Cambios en el nivel de los pozos de agua.
- IX** – Pánico general. Daño considerable en estructuras con armaduras bien diseñadas. Edificios pierden verticalidad. Colapso parcial de edificios mal construidos. Grietas visibles en el suelo. Tuberías subterráneas rotas.
- X** – Algunos edificios bien construidos caen. La mayoría de las paredes de ladrillos caen. Suelo muy agrietado. Carriles o vías férreas torcidas. Deslizamiento de tierra en laderas escarpadas. Movimiento de arenas.
- XI** – Pocas obras de albañilería quedan en pie. Grandes grietas en el suelo. La tierra se hunde o desliza en terrenos blandos. Carriles retorcidos.
- XII** – Destrucción total. Se ven ondas en el suelo. Objetos lanzados al aire.

Suele especificarse el tipo y calidad de construcción de los edificios con letras A, B, C y D.

Isosistas

Para la determinación del epicentro de un terremoto sin instrumental alguno, se realiza una encuesta a personas dispersas en una gran área, que incluya la zona donde se tiene algún conocimiento que fue la de mayor el daño producido. Hay diversos modelos para esta encuesta, pero el que se muestra más abajo es uno de los más usados.

Con la información consignada en dichas encuestas se procede a determinar la Intensidad del sismo en cada una de ellas, previa calificación del encuestado ya que no es lo mismo cómo lo sintió una persona analfabeta que una bien instruida. El valor asignado a cada una se vuelca en la correspondiente ubicación en un mapa de la zona. Se dibujan entonces líneas que unan puntos de igual Intensidad Sísmica, las que se denominan **Isosistas**. Teóricamente, la forma de estas será circular y concéntrica, con la de mayor Intensidad en el centro.

Como el sismo se siente mas fuerte a medida que disminuye la distancia al epicentro, claramente se deduce que este se ubicará en el centro de la línea de mayor Intensidad. Si las encuestas son abundantes y de buena calidad de información, la ubicación del epicentro puede considerarse bastante precisa. A veces las estructuras geológicas de la zona epicentral, particularmente fallas, deforman las isosistas de modo que no es fácil determinar un centro, pero tiene la ventaja que brinda alguna información geológica.

El área de las líneas Isosistas dan una idea de la **profundidad del Foco**, ya que áreas pequeñas indicaran sismos superficiales y áreas grandes corresponderá a sismos profundos.

ENCUESTA PARA CONFECCIONAR ISOSISTAS

Nombre:.....Lo sintió ? SI-NO, a que hora ?.....

Domicilio:..... **Lugar:**.....

1) Ubicación durante el temblor:

- a - En la calle SI-NO, de un pueblo o gran ciudad.
- b - Tipo de suelo: Cemento, ripio, tierra, arena, plano, inclinado.
- c - En el interior SI-NO. Tipo de construcción: Madera, barro, cemento, ladrillos.
- d - Calidad de la construcción: Nueva/vieja, buena o mala.
- e - En el piso número de un edificio de pisos.
- f - Actividad durante el temblor: Caminando, sentado, de pie, acostado, despierto o durmiendo, en vehículo en movimiento o estacionado.

2) Efectos en la población:

- a - Sentido por pocos, varios, muchos, todos.
- b - Atentos: Ninguno, pocos, muchos, todos.
- c - Asustados: Ninguno, pocos, muchos, todos. Pánico.

3) Ruido que se sintió:

- a - Crujir de ventanas, puertas, vidrios, platos, paredes, etc.
- b - Ruido del suelo: Fuerte, moderado, leve.

4) Daños físicos:

- a - En el exterior:
 - 1. Arboles sacudidos, vehículos estacionados se movieron.
 - 2. Suelo agrietado o deslizado, agua de estanques en movimiento
 - 3. Estatuas o monumentos caídos, agua fuera de los estanques.
 - 4. Otros efectos
- b - En los edificios:
 - 1. Objetos colgantes oscilaron suave, moderado, violentamente.
 - 2. Dirección del movimiento
 - 3. Pequeños objetos movidos, caídos, rotos.
 - 4. Muebles movidos o caídos.
 - 5. Revoques agrietados, rotos, caídos.
 - 6. Ventanas o puertas trabadas.
 - 7. Elementos de la estructura, ladrillos, madera, daño leve, moderado o fuerte.

Protección: Qué hacer antes, durante y después de un terremoto

Antes:

Hay acciones que deben llevarse a cabo para reducir nuestra vulnerabilidad ante este fenómeno, y se considerarán cumplidas cuando cada persona sepa lo que debe y no debe hacer. Resulta fundamental confeccionar un **Plan de Emergencia Sísmica**.

Tener radio a pilas, linterna y botiquín de primeros auxilios y que todos sepan donde están guardados. Todos deben saber donde están las llaves de paso de agua, gas y energía eléctrica. No tener objetos pesados en lugares altos. Asegurar al suelo o paredes los muebles u objetos pesados. Tener previsto un plan para reunir a la familia o personal según se trate de una casa, escuela o el trabajo. Encargar la responsabilidad de la emergencia a un integrante del grupo familiar o laboral. Establecer los lugares seguros donde refugiarse, o en su defecto vías de escape de fácil acceso, y que todos sepan cuales son. Resulta conveniente realizar simulacros cada cierto tiempo.

Durante:

Cuando comienza el movimiento, no suponer que puede ser leve y actuar de inmediato. En primer lugar tener calma y tratar todos la tengan. No improvisar y aplicar el Plan de Emergencia previsto. La fase violenta de un terremoto no dura más de un minuto, así que contando hasta sesenta se pueden tranquilizar los nervios. Si se está en el interior de un edificio seguro, permanecer dentro, mantener la calma, no gritar, ni correr. Alejarse de objetos colgantes, superficies vidriadas, pararse bajo el marco de una puerta o contra una pared o columna. Si se corta la luz no usar velas ni fósforos. Usar escaleras y no los ascensores. Protegerse bajo mesas o escritorios sólidos. En todo momento protegerse la cabeza con los brazos, antebrazos y manos o con algún objeto rígido. Si se está fuera no entrar y mantenerse lejos de letreros colgantes, cornisas o cables de tendido eléctrico. Si se va en vehículo detenerse en un lugar seguro.

Después:

Mantener la calma y esperar que todo deje de moverse. Observar si alguien está herido, y en caso afirmativo practicar los primeros auxilios. No trasladar heridos a menos que haya peligro de derrumbe inmediato. Revisar cañerías de agua, gas y energía eléctrica. Si están dañadas cerrar las llaves de paso. Si hay olor a gas abrir puertas y ventanas. Encender la radio para escuchar instrucciones de la emergencia y esperar auxilio si es necesario. Evaluar los daños del edificio, si no son graves y no hay riesgo de caída de mampostería, intentar la salida al exterior con precaución. Estar alerta que pueden ocurrir réplicas del terremoto. Mantenerse lejos de la playa en zonas costeras, porque puede llegar un tsunamis (maremoto) que siempre demora e inunda hasta cientos de metros tierra adentro.

Predicción

El objetivo principal de los sismólogos fue y seguirá siendo predecir la ocurrencia de sismos. Es decir determinar con anticipación el lugar y fecha en que ocurrirá un sismo, con el objeto de prevenir a la población, disponer su evacuación y tomar medidas tendientes a evitar pérdida de vidas y reducir daños materiales.

La primera etapa en el proceso de predicción se inicia con la delimitación de zonas de riesgo sísmico, es decir zonas donde históricamente se registran terremotos. Se hacen predicciones probabilísticas a mediano y largo plazo. Una predicción confiable debe basarse en el mecanismo de foco, en los procesos físicos que acompañan la fracturación de la roca, y fundamentalmente de un conocimiento acabado de la geología de la zona.

Se comprobó que un sismo es precedido por cambios en algunos parámetros geofísicos como:

- a) Cambios en la relación de velocidades de propagación de las ondas sísmicas
- b) Disminución de la resistividad eléctrica de las rocas
- c) Aumento del contenido de gases inertes, especialmente el Radón en los pozos profundos.
- d) Alteración del flujo y nivel de agua freática.
- e) Variaciones en el campo magnético.

También se ha visto una alteración en el comportamiento de los animales, aunque muy poco tiempo antes de la ocurrencia. Una medida de alerta muy precisa es el estudio de los mecanismos de deformación obtenidos por métodos geodésicos, que determinan muy pequeños desplazamientos horizontales y verticales del suelo.

Con éxito se vienen utilizando señales de radio que se propagan más rápido que las ondas sísmicas y alertan que se produjo un terremoto. Estas activan alarmas para que se tomen medidas de seguridad, y aunque llegan pocos segundos o minutos antes que el movimiento del suelo, permiten salvar vidas.

Prevención

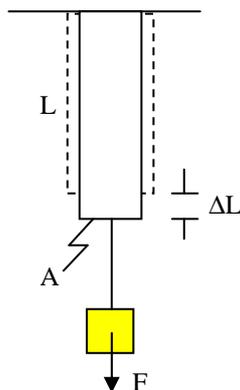
La forma más segura de prevenir la ocurrencia de un sismo es dando seguridad a las construcciones y confeccionando un Plan de Emergencia Sísmica con concientización de la población. En nuestro país el Instituto Nacional de Prevención Sísmica confecciona normas de construcción antisísmica, según el grado de sismicidad determinado también por ese Instituto para cada zona. Estas normas conocidas como **INPRES-CIRSOC**, son de aplicación obligatoria por los organismos nacionales, provinciales y municipales que regulan la materia.

Dicho organismo lleva un registro de los sismos ocurridos en el país, los que son enviados al International Seismological Summary de los EE.UU. para su publicación en un catálogo mensual de difusión mundial.

FUNDAMENTOS FISICOS DE LA SISMOLOGIA

Estudiaremos el comportamiento de los materiales ante la presencia de perturbaciones elásticas, que en adelante serán las ondas sísmicas. Imaginemos la caída de una piedra en el espejo de agua de un estanque. Se generan ondas circulares que se extienden radialmente con centro en el punto donde cayó la piedra. Si el estanque tuviera aceite o mercurio, las ondas circulares tendrían distinta amplitud y velocidad de propagación. Si golpeamos un cubo de acero y otro de madera, la propagación de la perturbación desde la cara golpeada a otra opuesta, será distinta para cada material. Esto nos indica claramente que la propagación de las ondas elásticas depende de las propiedades físicas del material que atraviesan. Más concretamente, estas propiedades son la **compresibilidad** y la **rigidez**.

Los materiales se deforman cuando son perturbados elásticamente, y difieren muchísimo en su capacidad de recobrar la forma original una vez que desaparece la perturbación. Una roca dura es más difícil de deformar que una pelota de goma o un pedazo de plastilina. Unos recuperan la forma original y otros permanecen deformados. Un cuerpo que recobra la forma original se dice que es **perfectamente elástico**, mientras que aquel que queda deformado se dice que es **perfectamente plástico**. Estas son idealizaciones, porque el comportamiento real de los materiales se encuentra entre estos dos límites, que es donde se cumple la conocida Ley de Hooke: el esfuerzo o fuerza aplicada por unidad de área es proporcional a la deformación producida. Fuera de ese límite elástico se produce la fractura del material, lo que se conoce como punto de ruptura. De aquí surge lo que se denomina **constantes elásticas**, que son la relación entre el **esfuerzo** y la **deformación**. Son constantes particulares para cada material.



Si imaginamos una banda de goma sujeta en la parte superior, y le colgamos un peso en su extremo inferior, notaremos que se estira. Se define el esfuerzo ϵ como el peso (fuerza) por área de sección transversal de la goma, F/A . Se define la deformación d como la longitud con peso menos la longitud original sobre la longitud original, es decir $\Delta L/L$. El cociente ϵ/d se conoce como **Módulo de Young (E o Y)**.

Si contenemos los costados de la banda, la banda se extiende menos para el mismo peso. De aquí surge una nueva relación conocida como **Relación de Poisson (σ)**, definida por el cociente entre la deformación lateral (cambio de ancho sobre ancho original) $\Delta a/a$ sobre la deformación longitudinal (cambio de largo sobre largo original) $\Delta L/L$. En este caso se define el **Módulo Axial (Ψ)**, similar al Módulo de Young pero para materiales confinados.

La otra propiedad física que mencionamos es la rigidez. En esta el esfuerzo considerado es cortante y corresponde al desplazamiento de caras opuestas entre las que se aplican fuerzas paralelas y de sentido opuesto. La relación entre este desplazamiento y la separación entre las caras, o la tangente del ángulo formado, será en este caso la deformación. La relación esfuerzo sobre deformación se define ahora como **Módulo de Rigidez o de Cizalla (μ)**.

El accionar de este módulo se aprecia en la agitación o viboreo cuando se "dobla" una cuerda. Tiene la particularidad de ser nulo en los líquidos, razonable ya que los líquidos no se cortan.

Tal como se definió el módulo de Young, se define el **Módulo de Volumen o de Incompresibilidad (k)**, donde el esfuerzo es la presión ejercida P y la deformación es el cambio de volumen sobre el volumen original $\Delta V/V$. Es decir que $k = P/(\Delta V/V)$.

Estas definiciones sencillas de módulos se precisan en la **Teoría de la Propagación de las Ondas Elásticas**, que a través de un análisis con elementos diferenciales de masa, esfuerzos y deformaciones llega a complejas fórmulas en las que se definen las **Constantes de Lamé λ y μ** , donde λ es una expresión matemática extensa sin significado físico, y μ es el mismo módulo de cizalla. De esta teoría surgen relaciones entre todos los módulos y constantes:

$$k = \lambda + (2/3)\mu \quad E = \mu(3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu) \quad \sigma = \lambda / 2(\lambda + \mu)$$

$$\mu = E/2(1+\sigma) \quad k = E/3(1-2\sigma) \quad \lambda = E\sigma / (1+\sigma)(1-2\sigma)$$

Ondas Elásticas

El inicio de una perturbación elástica es una liberación de energía que se disipa en su mayor parte como calor, y en menor medida como ondas elásticas o vibraciones. En el caso de la Tierra, debido a una acumulación de tensiones, la roca se fractura y genera ondas elásticas. Estas ondas, llamadas **Internas o de Cuerpo**, y que se propagan en todas las direcciones produciendo lo que definimos como terremotos, se diferencian claramente en dos tipos:

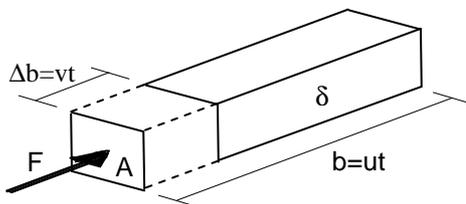
Las **Ondas Longitudinales** son las que producen vibraciones de las partículas en la misma dirección de la propagación, generando compresión y dilatación del material.

Las **Ondas Transversales** son las que producen vibraciones de las partículas en la dirección perpendicular a la propagación, generando esfuerzos cortantes o de cizalla.

Cuando estas ondas internas llegan a un fuerte contraste de densidades y de módulos elásticos, lo que ocurre fundamentalmente en la superficie del material, se genera otro tipo de ondas que se conoce como **Ondas Superficiales**.

Propagación de las Ondas

Como dijimos, la propagación de las ondas depende de las propiedades del medio que atraviesan, y si logramos medir la velocidad a la que se propagan, podremos deducir la naturaleza del medio. Para ello realizaremos un sencillo análisis teórico con un bloque de material de densidad δ , sección transversal de área A , longitud b y masa m . Si el bloque es perturbado o simplemente golpeado en la cara de sección A , ésta se desplazará una distancia $\Delta b = v \cdot t$ comprimiendo el bloque. Pero la onda perturbadora que genera el golpe es aquella que se propaga longitudinalmente por el material, con otra velocidad u y que llega a una cierta distancia en el mismo tiempo t que demora el desplazamiento de la cara. Esto es lo que ocurre cuando la máquina de un tren choca con los vagones. Si uno estuviera en un vagón, sentiría un sacudón producido por la perturbación, y al rato comenzaría el desplazamiento. Esto porque la velocidad de la perturbación es mayor que la del desplazamiento.

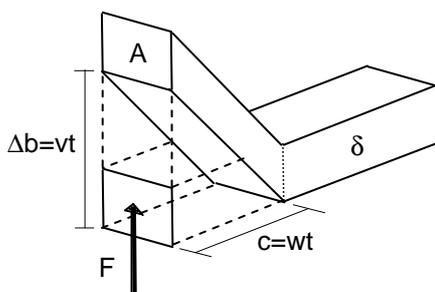


El volumen $V = A \cdot b = A \cdot u \cdot t$, la masa $m = \delta \cdot V = \delta \cdot A \cdot u \cdot t$
 La Cantidad de Movimiento $M = m \cdot v = \delta \cdot A \cdot u \cdot t \cdot v$
 La Fuerza $F = M/t = \delta \cdot A \cdot u \cdot t \cdot v / t = \delta \cdot A \cdot u \cdot v$
 El Esfuerzo $\epsilon = F/A = \delta \cdot A \cdot u \cdot v / A = \delta \cdot u \cdot v$
 La Deformación $d = \Delta b / b = (v \cdot t) / (u \cdot t) = v / u$
 El Módulo Axial $\Psi = \epsilon / d = (\delta \cdot u \cdot v) / (v / u) = \delta \cdot u^2$

Finalmente,

$$u = v_L = \sqrt{\Psi / \delta}$$

Para una onda transversal la perturbación será paralela a la cara de sección A . El desplazamiento de la cara será $\Delta b = v \cdot t$ pero va disminuyendo gradualmente a cero hasta el punto donde está la onda transversal generada, que se encuentra a una distancia $c = w \cdot t$.



El volumen $V = A \cdot c = A \cdot w \cdot t$ y la masa $m = \delta \cdot V = \delta \cdot A \cdot w \cdot t$
 La Cantidad de Movimiento $M = m \cdot v = \delta \cdot A \cdot w \cdot t \cdot v$
 La Fuerza $F = M/t = \delta \cdot A \cdot w \cdot t \cdot v / t = \delta \cdot A \cdot w \cdot v$
 El Esfuerzo $\epsilon = F/A = \delta \cdot A \cdot w \cdot v / A = \delta \cdot w \cdot v$
 La Deformación $d = \Delta b / c = \text{tg} \theta = (v \cdot t) / (w \cdot t) = v / w$
 El Módulo de Cizalla $\mu = \epsilon / d = (\delta \cdot w \cdot v) / (v / w) = \delta \cdot w^2$

Finalmente,

$$w = v_T = \sqrt{\mu / \delta}$$

Surge entonces claramente que la velocidad de las ondas elásticas es directamente proporcional a la raíz cuadrada de los módulos elásticos, e inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la densidad. Aquí se presenta una aparente contradicción, porque es sabido que la velocidad de las ondas sísmicas y la densidad aumentan con la profundidad, lo que no es matemáticamente posible porque son inversamente proporcionales (cuando una aumenta, la otra debe disminuir). La conclusión a esto es que los módulos elásticos aumentan mucho más rápidamente que la densidad. De las relaciones entre módulos, constantes elásticas y velocidades podemos escribir las velocidades longitudinales y transversales en función del Módulo de Young y la Relación de Poisson

$$V_L^2 = \frac{E(1-\sigma)}{\delta(1+\sigma)(1-2\sigma)} \qquad V_T^2 = \frac{E}{2\delta(1+\sigma)}$$

La Relación de Poisson es un número que depende del material y varía entre 0 y 0,5. El valor medio de esta relación (0,25) coincide con el valor de σ para el acero que es similar al de la Tierra. Reemplazándolo en las fórmulas anteriores obtendremos una relación entre ellas:

$$V_L^2 / V_T^2 = (1-\sigma) / (1/2-\sigma) = 3 \qquad V_L / V_T \cong 2$$

Es decir que la velocidad de propagación de las ondas longitudinales es aproximadamente el doble de las transversales. Estas velocidades son determinadas en laboratorio, en pozos o en trabajos de prospección sísmica. Como varían en un cierto rango, según se trate de materiales consolidados o no, se sugieren algunas reglas generales que controlan las velocidades:

- 1 – Los sedimentos no saturados tienen valores más bajos que los saturados.
- 2 – Los sedimentos no consolidados tienen valores más bajos que los consolidados.
- 3 – Las velocidades son similares en sedimentos saturados y no consolidados.
- 4 – Las rocas alteradas tienen valores más bajos que las no alteradas.
- 5 – Las rocas fracturadas tienen valores más bajos que las no fracturadas.

A continuación se muestran algunos valores de velocidades, en metros por segundo, de las ondas longitudinales en los materiales más comunes de la Tierra:

No Consolidados		Consolidados		Otros	
Capa meteorizada	300-900	Granito	5000-6000	Agua	1400-1600
Suelo Vegetal	250-600	Basalto	5400-6400	Aire	331.5
Suelo Aluvional	500-2000	Roca Metamórfica	3500-7000		
Arcilla	1100-2500	Arena y Pizarra	2000-4500		
Arena no saturada	200-1000	Piedra Caliza	2000.6000		
Arena saturada	800-2200				

Otra regla a tener en cuenta es la siguiente:

$$V_T = 0.6 V_L \text{ para rocas cristalinas}$$

$$V_T = 0.5 V_L \text{ para rocas sedimentarias}$$

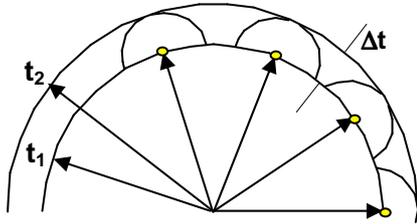
$$V_T = 0.4 V_L \text{ para suelos y materiales no consolidados}$$

Principios y Leyes de la Propagación de Ondas

Todos los principios y leyes están basados en la suposición de que el material o medio por el que se propagan las ondas sísmicas es infinito, homogéneo e isotrópico. Este último concepto implica que las propiedades son iguales en todas las direcciones.

El primer principio a citar es el de **superposición** de las ondas. Esto significa que si arriban dos ondas al mismo lugar, la amplitud de la resultante será la suma de las amplitudes de cada una, la que podrá ser máxima o nula según el signo y momento en que arriban.

Las perturbaciones elásticas se propagan como **Frentes de Onda**, esféricos desde el foco o punto de generación y hasta donde llega la perturbación. Por razones prácticas y de simplicidad matemática, se define el **Rayo Sísmico** como la línea imaginaria que une el foco con un punto cualquiera, generalmente adonde analizamos el arribo.

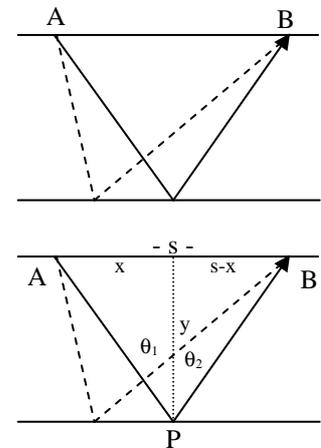


El **Principio de Huygens** establece que todo punto alcanzado en un tiempo t_1 por un frente de onda o un particular rayo sísmico, se comporta como una nueva fuente emisora ondas sísmicas secundarias, y que la envolvente de todos los frentes de onda en un tiempo Δt , componen un nuevo frente de ondas en un tiempo t_2 , y así sucesivamente.

El **Principio de Fermat** o de **Tiempo Mínimo** establece que de todos los caminos posibles de propagación de una onda entre dos puntos **A** y **B**, es aquel para el cual el tiempo sea mínimo.

La **Ley de la Reflexión** establece que si un rayo sísmico incide o choca contra la superficie de un material o medio con distinta velocidad de propagación, es decir de distintas propiedades o constantes elásticas, será reflejado con el mismo ángulo de incidencia, medido desde la perpendicular a la superficie. La demostración de esta ley se logra utilizando el Principio de Fermat. El tiempo total es la suma de los tiempos parciales en los caminos **AP** y **PB**, entonces tendremos:

$$t = \frac{(x^2+y^2)^{1/2}}{V_1} + \frac{((s-x)^2+y^2)^{1/2}}{V_1}$$



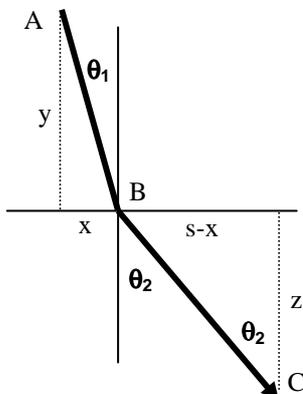
Este tiempo será mínimo cuando la

derivada t con respecto a x sea cero:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{V_1(x^2+y^2)^{1/2}} - \frac{(s-x)}{V_1((s-x)^2+y^2)^{1/2}} = 0$$

como $\text{sen}\theta_1 = x/(x^2+y^2)^{1/2}$ y $\text{sen}\theta_2 = (s-x)/((s-x)^2+y^2)^{1/2} \Rightarrow \text{sen}\theta_1 / V_1 - \text{sen}\theta_2 / V_1 = 0$

Entonces $\text{sen}\theta_1 = \text{sen}\theta_2$ y $\theta_1 = \theta_2$



La **Ley de la Refracción** establece que un rayo que parte de **A**, e incide o choca en un punto **B** contra la superficie de un material con distinta velocidad de propagación, llegará a un punto **C** desviándose de la normal con un ángulo mayor o menor que el de incidencia, según sea un material de mayor o menor velocidad de propagación.

El razonamiento es el mismo que para la reflexión. Si la distancia horizontal entre **A** y **C** es s , y los ángulos de incidencia y de refracción son θ_1 y θ_2 , el tiempo total será la suma de los tiempos parciales en los caminos **AB** y **BC**. Entonces tendremos:

$$t = \frac{(x^2+y^2)^{1/2}}{V_1} + \frac{((s-x)^2+z^2)^{1/2}}{V_2}$$

El tiempo será mínimo cuando $dt / dx = 0$, es decir,

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{V_1(x^2+y^2)^{1/2}} - \frac{(s-x)}{V_2((s-x)^2+z^2)^{1/2}} = 0$$

como $\text{sen}\theta_1 = x/(x^2+y^2)^{1/2}$ y $\text{sen}\theta_2 = (s-x)/((s-x)^2+z^2)^{1/2} \Rightarrow \text{sen}\theta_1 / V_1 - \text{sen}\theta_2 / V_2 = 0$

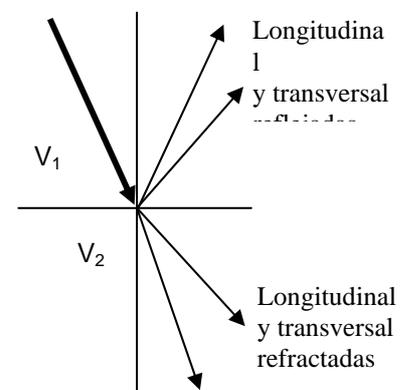
Entonces $\text{sen}\theta_1 / \text{sen}\theta_2 = V_1 / V_2$ relación conocida como la **Ley de Snell**

Es claro ver que si $V_1 = V_2$ entonces $\theta_1 = \theta_2$ y estamos ante una reflexión. El cociente entre V_1 y V_2 se conoce como el **índice de refracción** en óptica.

También puede concluirse que pasado un cierto ángulo de incidencia llamado **ángulo crítico**, la refracción se produce paralela a la separación de los medios, pero por el medio más veloz. En términos físicos esto significa que a medida que aumenta el ángulo de incidencia, también aumenta el de refracción, y hay un ángulo límite a partir del cual, por más que aumente el de incidencia, no puede aumentar más el de refracción que ya está a 90° de la normal.

Otro fenómeno que se presenta es el de la **conversión de ondas**. Como todo punto perturbado por un frente de ondas, o rayo sísmico, es un nuevo emisor de ondas conforme al Principio de Huygens, entonces nacerán los dos tipos de ondas ya vistos.

Cuando arriba una onda a un cambio de medios, se reflejarán dos ondas, una longitudinal y una transversal, y se refractarán otras dos, también una longitudinal y una transversal. Todas deben cumplir con la Ley de Snell, $\text{sen}\theta_1/\text{sen}\theta_2 = V_1/V_2$, donde el ángulo de reflexión o refracción θ_2 dependerá del ángulo θ_1 y de las velocidades V_1 y V_2 según se trate de ondas longitudinales o transversales, en las cuatro combinaciones posibles.



Un último concepto a definir es el de la **Difracción**. Estas son un nuevo tipo de ondas que se generan, también por el Principio de Huygens, cuando un rayo sísmico encuentra un medio con un borde. Estas ondas no cumplen con las leyes de la Reflexión y la Refracción y se expanden radialmente desde el borde con velocidad, amplitud y frecuencia mucho menores. Un claro ejemplo de estas ondas difractadas se presenta en la luz tenue que sale por debajo de una puerta cerrada de una habitación iluminada. Es como si el rayo doblara.

SISMOLOGIA INSTRUMENTAL

Definición y principios básicos

En Sismología de Observación hemos analizado los terremotos principalmente desde el punto de vista macrosísmico. Ahora, para profundizar en el análisis, es necesario utilizar instrumental que nos provea información sobre las características microsísmicas de un terremoto. Para ello comenzaremos por las definiciones elementales:

Sismoscopio: Instrumento que indica la ocurrencia de un terremoto, pero que no lo registra en papel o medio magnético.

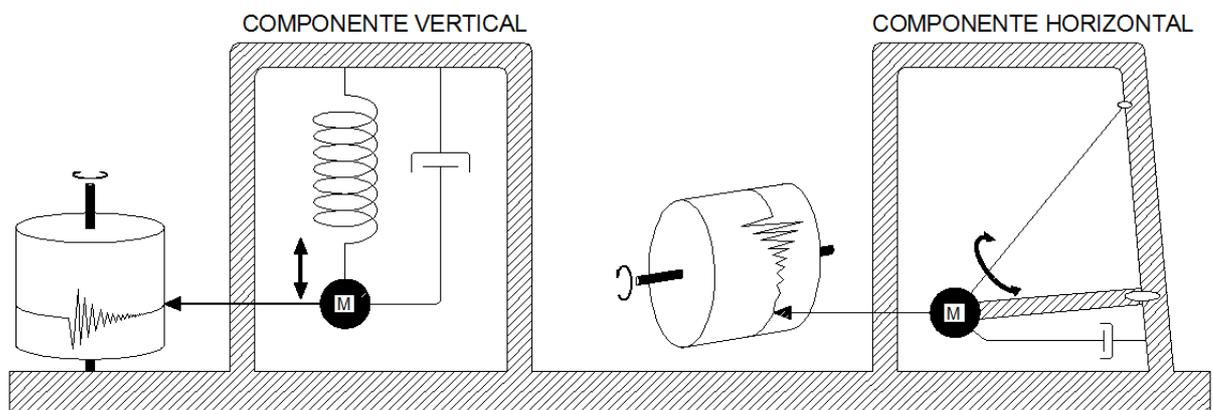
Sismógrafo: Instrumento que registra en forma permanente y continua el movimiento de la Tierra. El registro se llama **Sismograma**.

Sismómetro: Sismógrafo cuyas constantes físicas son conocidas por calibración, de modo que puede calcularse el movimiento del suelo.

El sismoscopio más antiguo que se conoce data del año 132 y fue inventado por el Chino Chang Heng. Era bastante ingenioso y tenía características direccionales. Consistía de un dragón con ocho cabezas dispuestas a 45° unas de otras. En cada una de las bocas había una bolita que caía según la dirección de donde ocurría el sismo. Actualmente se utiliza este tipo de sismoscopio como alarma de terremotos, y el principio es aplicado comercialmente en válvulas automáticas para cortar el gas, agua o electricidad en caso de terremotos fuertes.

El sensor o detector del movimiento del suelo presenta algunas complicaciones mecánicas. Para medir ese movimiento se necesita un punto fijo de referencia, lo que no es posible ya que el terremoto afecta a todo en una gran área. Lo ideal sería tener ese punto quieto y sin contacto con el suelo, lo que obviamente es imposible, aunque en la práctica se logra una cierta aproximación a este ideal. Por el **Principio de Inercia** una masa suspendida de un resorte muy sensible queda quieta unos instantes cuando llega una perturbación, y después comienza a oscilar complicándose la medición. Este es el caso del sismómetro de componente vertical.

Los sismómetros de componente horizontal tienen otro principio de funcionamiento, el que consiste en una masa colgada de un brazo que puede oscilar horizontalmente, pero al estar solidario a un eje desviado ligeramente de la vertical, en las direcciones Norte-Sud y Este-Oeste, estará quieto en esas direcciones y oscilará perpendicular a ellas cuando llegue el movimiento.



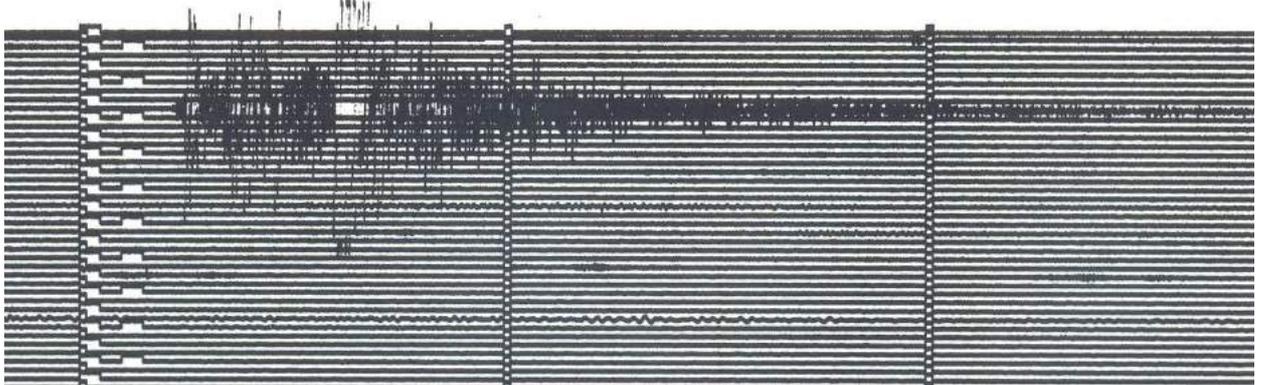
El movimiento de la masa de inercia es conectado a algún tipo de transductor que genera un voltaje alterno por el movimiento relativo entre la masa y una marca solidaria al suelo.

A mediados del Siglo 19 sobrevino una mejora para el instrumento: se le adicionó un reloj para que registre la hora de arribo del movimiento. Recién en 1.880, en Japón primero y en Italia después, se lo perfeccionó hasta tener los elementos que hoy conocemos. Estos son fundamentalmente un tambor que rota, donde una aguja marca el movimiento del suelo y el tiempo. Se han diseñado una gran variedad de sismógrafos, pero el modelo típico consiste de tres elementos conectados con mucha precisión: Un péndulo o sensor, un reloj y un registrador para representar físicamente el movimiento del péndulo junto con la hora de arribo del sismo.

Reloj y Registrador

El sistema registrador clásico consiste de un tambor que rota con una velocidad cuidadosamente controlada, de modo que cada revolución está precisamente coordinada con el reloj. El tambor lleva adosado un papel sobre el cual asienta suavemente una aguja que se desplaza en la dirección del eje del tambor. Cuando no existe movimiento del suelo, el trazo que deja la aguja en el papel es el de una espiral en el tambor, y el de líneas rectas y paralelas cuando el papel está extendido. Cuando ocurre un temblor, la aguja es deflectada hacia los costados. Simultáneamente el reloj envía pulsos al registrador cada un minuto, 30 minutos y una hora, los que se identifican como una marca de uno, dos y tres milímetros respectivamente. Entre las marcas del minuto hay exactamente 60 mm de papel para facilitar la lectura del segundo.

En los primeros registradores la impresión se efectuaba sobre papel ahumado, y una aguja metálica registraba eliminando el humo. Este sistema, además de poco práctico, requería el uso de algún fijador tipo barniz para que el humo se mantuviera inalterable. Los sismógrafos más modernos tenían registradores con papel fotográfico, en los que un rayo de luz velaba el papel. Este tampoco era práctico porque el papel debía ser revelado, con todas las complicaciones de esta técnica. Luego se intentó con papeles comunes y agujas con tinta. Estos tienen menos complicaciones y todavía son utilizados. Luego aparecieron los de agujas térmicas sobre papel termosensible, y finalmente los digitales con registros magnéticos.



Registro de un sismógrafo

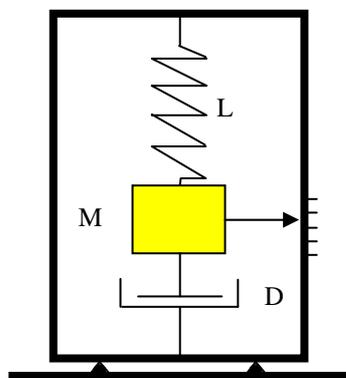
Los registros de un terremoto deben ser leídos con la hora de ocurrencia al décimo de segundo. Para ello es importante que los relojes estén calibrados muy precisamente (dentro de los 10 milisegundos). Esta calibración se realiza generalmente con los Observatorios Navales, pero actualmente se utilizan relojes GPS y no se requiere la calibración citada.

Amplificación y registración

Puesto que los terremotos son movimientos pequeños del suelo, excepto los muy fuertes y locales, se requiere que el mismo sea amplificado ya sea óptica, mecánica, electromagnética o electrónicamente, para obtener registros que puedan ser leídos e interpretados fácilmente. Esta amplificación oscila entre las 100 y 100.000 veces, dependiendo del tipo de suelo y aspectos culturales donde esté ubicado el sismógrafo.

El sistema puramente mecánico implica el uso de palancas. El péndulo debe ser pesado de manera que supere la fricción del sistema de palancas. Cuando la registración es fotográfica, pueden usarse péndulos más pequeños. En este caso la masa tiene un espejo que refleja un rayo de luz que es deflectado, y vela el papel describiendo un trazo negro como de tinta. Estos registradores tienen un aspecto negativo, y es el hecho de que el sismograma no es visible hasta que no está revelado, detalle muy importante cuando se desea saber si un sismo ha sido registrado, o cuando se calibra el sismógrafo y se necesita ver la respuesta del equipo.

Teoría del Sismógrafo



Sensor del Sismógrafo

El sismómetro elemental que responde a la componente vertical del movimiento es una masa suspendida de un resorte. El movimiento de la masa está conectado a un transductor que genera un voltaje alterno por el movimiento relativo entre la masa y una marca solidaria al suelo. La siguiente figura ilustra el comportamiento y la teoría del sistema oscilatorio.

- M** = Masa del péndulo
- L₀** = Longitud original del resorte
- L** = Longitud del resorte cargado y en reposo
- y** = Desplazamiento de la masa desde la posición de reposo
- L - y** = Longitud del resorte cargado y desplazado
- Z** = Desplazamiento del suelo
- F** = Fuerza por unidad de Longitud. Constante recuperadora

La ecuación del resorte cargado se expresa por la ley de Newton $F = m.a$:

$$F(L-L_0) = M.g \quad \text{ó} \quad F(L-L_0) - M.g = 0 \quad (1)$$

Consideramos que la masa está obligada a moverse solo en la dirección del eje Y (vertical), y que la ordenada del centro de masa se mide desde dicho centro en equilibrio hacia arriba.

Z'' será la aceleración ascendente del marco causada por un movimiento de la Tierra. y'' será la aceleración de la masa.

Después del movimiento la masa M pesará más por la aceleración del suelo y de la masa misma. Las aceleraciones en juego son las del suelo, la masa y la gravedad. Las fuerzas intervinientes serán $F.L$ por el resorte y $k.y'$ por el amortiguamiento del platillo D , con k el coeficiente de amortiguamiento. Esta segunda fuerza es obviamente proporcional a la velocidad con que se desplaza la masa. Entonces la (1) tomará la siguiente forma:

$$F(L - L_0 - y) - k.y' = M(g + y'' + Z'') \quad (2) \quad M.g + M.y'' + M.Z'' - F(L - L_0 - y) + k.y' = 0 \quad (3)$$

Reemplazando $F(L - L_0)$ por $M.g$ y reagrupando, la ecuación diferencial de movimiento será:

$$y'' + \frac{k}{M} y' + \frac{F}{M} y + Z'' = 0 \quad (4)$$

Antes de resolver esta ecuación de un movimiento oscilatorio amortiguado y con vibración forzada, analizaremos el sistema oscilatorio comenzando con el resorte cargado y sin líquido viscoso de amortiguamiento, es decir que consideraremos un péndulo en oscilación libre.

El período de oscilación libre es el intervalo de tiempo entre dos pasajes sucesivos de la masa en la misma dirección por la posición de reposo. Para ello supondremos que el movimiento de la masa es del tipo armónico simple. Esto implica en el lenguaje físico que **si hay una aceleración restauradora proporcional al desplazamiento, habrá un movimiento armónico simple**. El desplazamiento y puede ser establecido entonces por la conocida fórmula:

$$y = y_m.\text{sen}(nt+c) \quad (5)$$

Esta ecuación es una solución de la siguiente ecuación diferencial:

$$y'' = -n^2y \quad (6)$$

Para demostrarlo multiplicamos miembro a miembro la ecuación (6) por $2dy$, recordando que $dy = y'dt$ y que $d(y')^2 = 2y'y''dt$:

$$2dy.y'' = 2y'y''dt = d(y')^2 = -2dy.n^2y \quad (7)$$

Integrando los dos últimos miembros de la (7) tendremos:

$$\int d(y')^2 = -2n^2 \int y.dy$$

de la que obtenemos:

$$y'^2 = -n^2 y^2 + c_1$$

Para determinar la constante de integración consideramos la condición de máximo desplazamiento y_m , lo que implica que la derivada sea nula en ese punto. Entonces:

$$-n^2 y_m^2 + c_1 = 0 \quad \text{y por lo tanto} \quad c_1 = n^2 y_m^2$$

Reemplazando el valor de la constante en la ecuación diferencial tendremos:

$$y'^2 = -n^2 y^2 + n^2 y_m^2 = n^2 (y_m^2 - y^2) \quad \text{y por lo tanto} \quad y' = n \sqrt{(y_m^2 - y^2)}$$

Separando variables e integrando miembro a miembro,

$$\frac{dy}{dt} = n \sqrt{(y_m^2 - y^2)} \quad \Rightarrow \quad \frac{dy}{\sqrt{(y_m^2 - y^2)}} = n dt \quad \Rightarrow \quad \text{sen}^{-1} (y/y_m) = nt + c$$

Que es lo mismo que la ecuación (5) $y = y_m \text{sen} (nt + c)$

El período de oscilación T del sistema corresponde siempre a una diferencia de 2π o 360° en el ángulo de la ecuación (5), por lo tanto: $nt = nT = 2\pi$; $f = 1/T$; $n = 2\pi f$ y entonces

$$n = 2\pi / T \quad (8)$$

Reemplazando la (8) en la (6)

$$y'' = - \frac{4\pi^2}{T^2} y \quad (9)$$

La (9) permite calcular el desplazamiento correspondiente a una determinada aceleración. Sin considerar la aceleración del suelo ($Z'' = 0$ e $y' = 0$), la ecuación (4) queda:

$$y'' + \frac{F}{M} y = 0 \quad (10)$$

Sustituyendo y'' de la (9) en la (10) tendremos

$$\frac{4\pi^2}{T^2} = \frac{F}{M} \quad \Rightarrow \quad T^2 = 4\pi^2 M/F \quad \Rightarrow \quad T = 2\pi \sqrt{M/F} \quad \text{pero como} \quad Mg = F(L-L_0)$$

Y obtenemos la conocida fórmula $T = 2\pi \sqrt{\frac{(L-L_0)}{g}}$ (11)

En la mecánica de la vibración de las partículas, se define a $L_e = L - L_0$ como **longitud equivalente** del péndulo y por lo tanto

$$L_e = \frac{g}{4\pi^2} T^2 \quad (12)$$

Para cualquier sistema oscilatorio de período T se puede calcular la longitud teórica de un péndulo que oscilaría con la misma frecuencia. Aplicando esta última ecuación a nuestro caso del resorte con carga, la longitud equivalente será también $L - L_0$, es decir la elongación del resorte por la carga. De esto surge que el sistema es adecuado para períodos cortos, ya que en caso contrario se necesitaría un resorte largo, lo que tiene limitaciones prácticas.

En la teoría que venimos desarrollando no hemos considerado la amortiguación del sistema. Cuando la masa oscila por la influencia de una fuerza externa (movimiento del suelo en nuestro caso), aparecerá una fuerza que tenderá a volver la masa a la posición de equilibrio, entonces se dice que se está realizando una **vibración forzada**.

Un sismómetro sin amortiguamiento ni vibración forzada, oscilará a una frecuencia conocida como **frecuencia libre o de resonancia** cuando se le aplique una perturbación. En otras palabras, un péndulo sin amortiguamiento no seguirá el movimiento que se le aplique, sino que solo registrará el instante de la perturbación y vibrará con su frecuencia natural.

Como en sismología se busca conocer el movimiento del suelo, la masa no deberá vibrar libremente. Esto se logra amortiguando el sistema, así el movimiento libre se absorbe haciendo un trabajo. El sistema de amortiguación es en realidad electromagnético, y no un líquido viscoso en un platillo como esquemáticamente se mostró en la figura del sensor.

Para analizar este movimiento volvemos a la ecuación diferencial (4), que representa una partícula obligada a moverse a lo largo del eje Y con oscilación amortiguada y vibración forzada

$$y'' + \frac{K}{M} y' + \frac{F}{M} y = -Z'' \quad (13)$$

Para simplificar la solución de esta ecuación elegiremos otros coeficientes, de tal modo que:

$$2hn = \frac{K}{M} \quad y \quad n^2 = \frac{F}{M} \quad \text{reemplazados en la (13)} \Rightarrow y'' + 2hny' + n^2y = 0 \quad (14)$$

La solución de una ecuación diferencial como esta ha sido analizada en muchos tratados sobre el mecanismo de vibración de partículas, y su forma normal es:

$$y = A e^{-\alpha t} \cos(\omega t + \beta) \quad (15)$$

Diferenciamos la (15) con respecto al tiempo y lo sustituimos en la (14), recordando que la diferencial de e^x con respecto a x es igual a e^x :

$$y' = -A\alpha e^{-\alpha t} \cos(\omega t + \beta) - A\omega e^{-\alpha t} \text{sen}(\omega t + \beta)$$

$$y'' = A\alpha^2 e^{-\alpha t} \cos(\omega t + \beta) + A\omega\alpha e^{-\alpha t} \text{sen}(\omega t + \beta) + A\alpha\omega e^{-\alpha t} \text{sen}(\omega t + \beta) - A\omega^2 e^{-\alpha t} \cos(\omega t + \beta)$$

Sustituyendo, simplificando y reagrupando:

$$[2\alpha\omega - 2hn\omega] \text{sen}(\omega t + \beta) + [n^2 + \alpha^2 - 2hn\alpha - \omega^2] \cos(\omega t + \beta) = 0$$

Esta ecuación se satisface solo cuando los coeficientes de seno y coseno son nulos simultáneamente:

$$[2\alpha\omega - 2hn\omega] = 0 \quad \text{es decir} \quad \alpha = h.n$$

$$[n^2 + \alpha^2 - 2hn\alpha - \omega^2] = 0 \quad \Rightarrow \quad [n^2 + h^2n^2 - 2h^2n^2 - \omega^2] = 0 \quad \Rightarrow \quad n^2 - h^2n^2 - \omega^2 = 0$$

Es decir

$$\omega^2 = n^2 (1 - h^2) \quad \text{o que} \quad \omega = n\sqrt{(1 - h^2)}$$

Entonces la solución de la ecuación 14 será:

$$y = A e^{-hnt} \cos(\omega t + \beta) \quad (16)$$

Siempre que el **coeficiente de amortiguamiento h sea menor que 1**. Puesto que esta solución tiene dos constantes arbitrarias (A y β), es una solución general de la ecuación.

Esto representa la vibración amortiguada de un oscilador que no está bajo vibración forzada. El factor exponencial indica que la amplitud decrece con el tiempo, cayendo a $1/e$ de su valor original en el tiempo $t = 1/hn$ porque

$$y = A e^{-hn/hn} \cos(\omega t + \beta) = (A/e) \cos(\omega t + \beta) \quad (17)$$

La frecuencia con amortiguamiento, ahora **frecuencia natural** sin vibración forzada, está dada por

$$n^2 = F/M \text{ y } h = K/(2\sqrt{FM}) \Rightarrow n^2 h^2 = K^2/(4M^2) \text{ pero como}$$

$$\omega = n\sqrt{(1-h^2)} = \sqrt{(n^2 - n^2 h^2)} = \sqrt{\frac{F}{M} - \frac{K^2}{4M^2}}$$

Como la frecuencia $\omega = 2\pi/T$ ó $T = 2\pi/\omega$ cuando el movimiento es amortiguado pero sin vibración forzada el período será

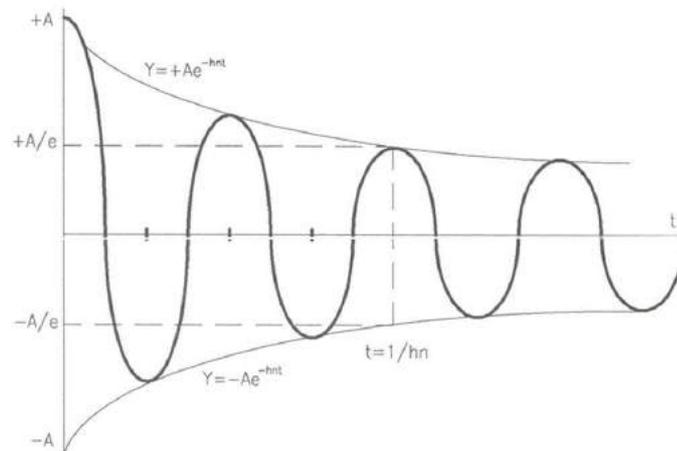
$$T = \frac{2\pi}{\sqrt{F/M - (K/2M)^2}} \text{ recordemos que sin amortiguamiento } T = \frac{2\pi}{\sqrt{F/M}}$$

Volviendo a escribir la frecuencia

$$\omega = \sqrt{F/M - (K/4M)^2} \text{ y comparándola con la que no tiene amortiguamiento } \omega_0 = \sqrt{F/M}$$

Vemos que cuando el sistema es amortiguado, la frecuencia natural es menor que cuando oscila libremente. Obviamente, $\omega = \omega_0$ cuando $h = 0$.

Si construimos una gráfica del desplazamiento y respecto del tiempo t , la curva resultante estará contenida entre dos envolventes correspondientes a los valores máximos y mínimos del coseno.



Oscilación amortiguada de $y = A e^{-hnt} \cos(\omega t + \beta)$

Ahora consideraremos el caso cuando $h > 1$, es decir que la frecuencia angular ω viene a ser un número imaginario. Entonces el movimiento no será oscilatorio, y la solución con una función trigonométrica oscilatoria no será adecuada. Tomaremos como solución

$$y = A e^{-\alpha t} \text{ y diferenciándola: } y' = -A\alpha e^{-\alpha t} \text{ e } y'' = A\alpha^2 e^{-\alpha t}$$

valores que reemplazamos en la ecuación (14) $y'' + 2hny' + n^2y = 0$ para obtener

$$A(\alpha^2 - 2\alpha hn + n^2) e^{-\alpha t} = 0 \quad (18)$$

Ecuación que se satisface para todo valor de t si $\alpha^2 - 2\alpha hn + n^2 = 0$, ecuación cuadrática del tipo $ax^2 + bx + c = 0$ (con $a=1$, $b=2hn$ y $c=n^2$) cuya solución es

$$x = (-b/2 \pm \sqrt{b^2 - 4ac}) / a^2$$

y reemplazando los valores de x por α y todas las constantes tendremos

$$\alpha = hn \pm n\sqrt{h^2 - 1}$$

Entonces la solución general de la ecuación (13) cuando $h > 1$ será:

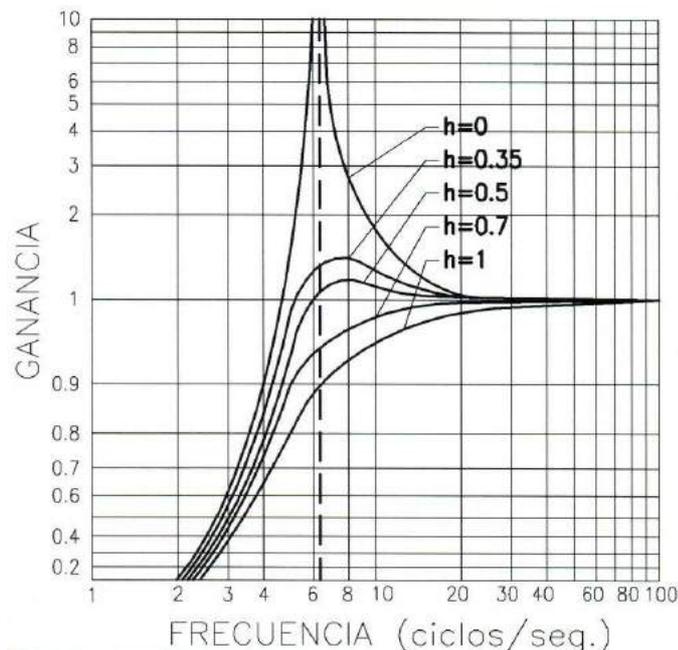
$$y = A e^{-n(h+\sqrt{h^2-1})t} + B e^{-n(h-\sqrt{h^2-1})t}$$

A y B son dos constantes arbitrarias. En esta solución, cuando $h > 1$, el exponente siempre es real y negativo, lo que significa que el movimiento es **aperiódico**. Si la masa de inercia es sacada de la posición de equilibrio y luego soltada, el amortiguamiento es tan grande que la masa nunca pasa al otro lado del punto de equilibrio, pero este movimiento decrece exponencialmente con el tiempo. En este caso, cuando $h > 1$, el sistema es **sobreamortiguado**.

Respuesta de Frecuencias

La siguiente figura muestra la respuesta de un sismómetro, para distintas frecuencias en ciclos por segundo. La frecuencia natural del sismómetro era de **6.5 ciclos por segundo** con una constante de **0.727 volts/cm/seg a 250 Ohms** de resistencia.

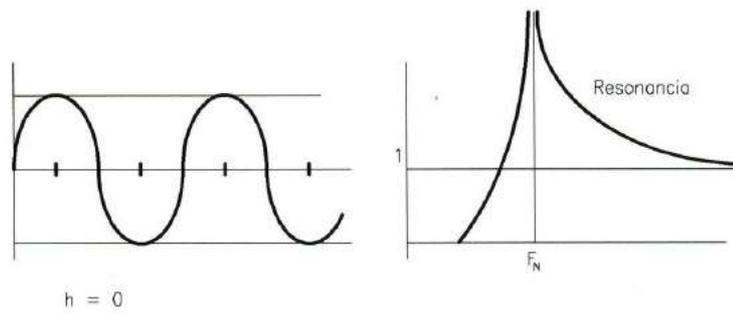
Conforme a la teoría vista, la respuesta tendrá un máximo en las proximidades de la frecuencia natural, cuando el sismómetro esté **bajaamortiguado** para un valor de $h < 0.7$.



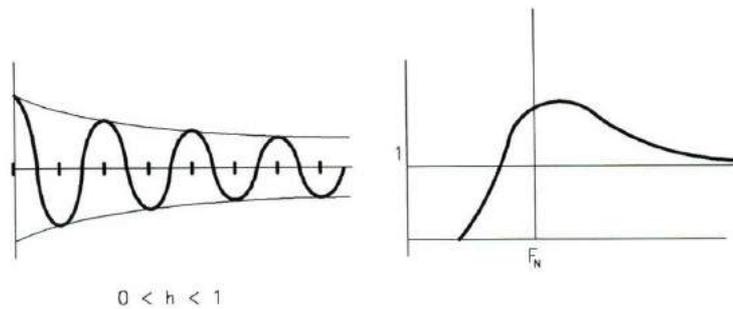
Efecto de varios coeficientes de amortiguamiento en un mismo sismómetro

Cuanto menor sea el coeficiente de amortiguamiento, mayor será el pico de la respuesta. Esto corresponde generalmente a una mayor amplitud de la oscilación de la masa de inercia. Otra particularidad es que el máximo de las curvas para distintos valores de h se va trasladando a la derecha de la frecuencia natural, lo que indica que la frecuencia de resonancia aumenta cuando el coeficiente de amortiguamiento h es mayor. Este es el factor más importante a considerar cuando se diseña un sistema oscilatorio de una determinada frecuencia.

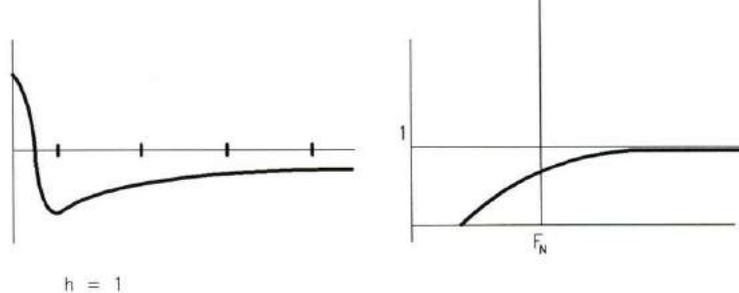
SIN AMORTIGUAMIENTO



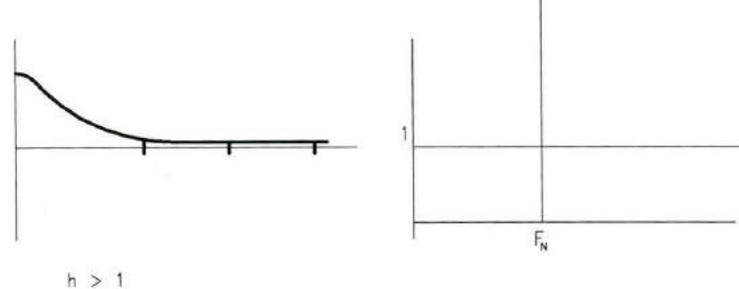
BAJO-AMORTIGUADO



AMORTIGUACION CRITICA



SOBRE-AMORTIGUADO



El coeficiente de amortiguamiento h que generalmente se elige para los sismómetros y galvanómetros es alrededor de **0,7**.

Efectos de la frecuencia natural de sismómetro

Para analizar el efecto de la magnitud del período en el sistema oscilante de un sismómetro, utilizaremos la ecuación (14) para un oscilador lineal amortiguado y en el que existe una vibración forzada:

$$y'' + 2hny' + n^2y = -Z'' \quad \Rightarrow \quad y'' = -2hny' - n^2y - Z''$$

Recordemos que (Péndulo con T grande tendrá ω pequeño, o f pequeño igual a n pequeño)

$$\omega = 2\pi f, \quad \text{que} \quad T = 2\pi / \omega \quad \text{y que} \quad \omega = n\sqrt{(1-h^2)}$$

Si el período T es muy grande, ω será pequeño y por lo tanto el coeficiente n también. Entonces los términos con $2hny'$ y n^2y serán despreciables.

Como $n = \omega = 2\pi/T$ cuando no hay amortiguamiento ni vibración forzada, tendremos que

$$y'' = -Z''$$

Esto significa que la oscilación de la masa será una repetición del movimiento del suelo, y por lo tanto el desplazamiento de la masa será proporcional del desplazamiento del suelo. Sin embargo es imposible construir un péndulo con período tan grande como para que los términos con n se anulen. Por ello no se construye este tipo de sismógrafos.

Los péndulos con períodos T extremadamente cortos harían que los términos y'' y $2hny'$ sean despreciables, quedando

$$y = -Z''/n^2$$

Esto significa que el desplazamiento del péndulo será proporcional a la aceleración de la tierra. Este tipo de sismómetro es llamado **ACELEROMETRO**. En este caso n viene a ser bastante grande y el desplazamiento bastante pequeño, lo que daría poca ganancia en el instrumento.

En síntesis, conforme a la relación entre los períodos T y frecuencias f del péndulo y del suelo, el instrumento servirá para medir:

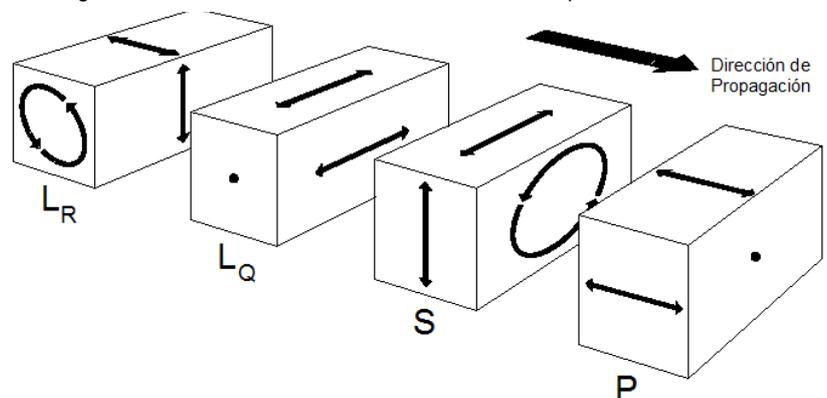
- DESPLAZAMIENTO:** cuando $T_p \gg T_s$ ó $f_s \gg f_p$
- VELOCIDAD** : cuando $T_p \cong T_s$ ó $f_s \cong f_p$
- ACELERACION** : cuando $T_p \ll T_s$ ó $f_s \ll f_p$

Como los sismógrafos de observatorio miden velocidad, la frecuencia natural del sistema debe ser aproximadamente igual a la del suelo, pero al estar amortiguado debe oscilar con un h entre 0 y 1. El valor de h que se elija será aquel cuya respuesta de salida sea 1 para la frecuencia natural. Es la curva de la figura 3 cuya área entre frecuencia natural e infinito y entre ganancia 0 y 1 sea la que mejor se ajuste al área rectangular entre dichos márgenes.

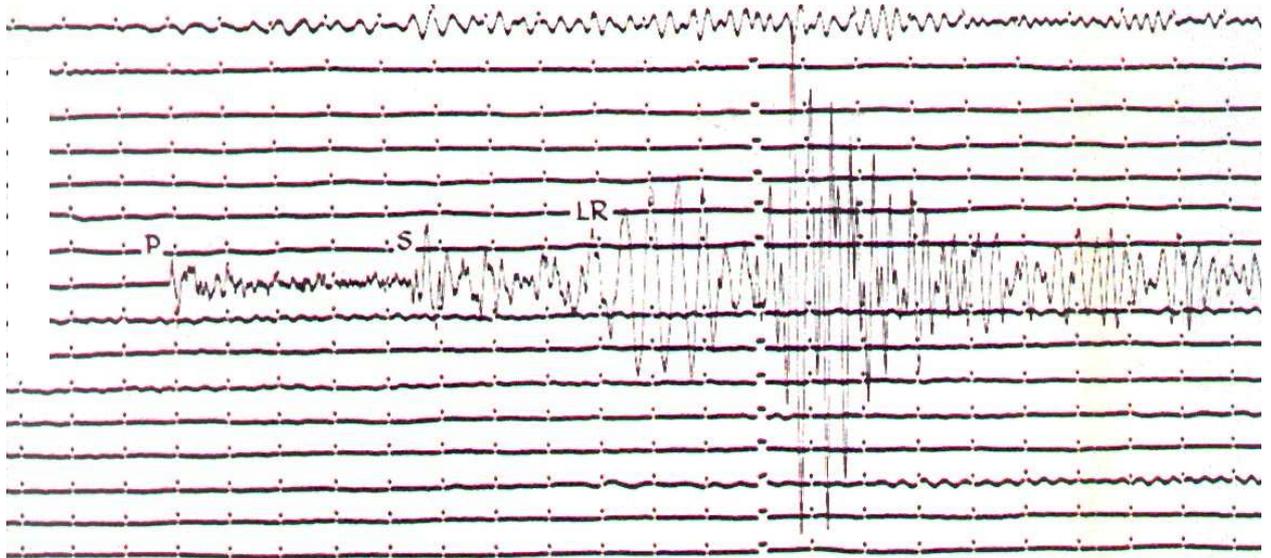
ONDAS SISMICAS

Particularmente en Sismología las ondas tienen otro nombre: Las **Longitudinales** se llaman **Primarias** o simplemente (**P**) y las **Transversales** se llaman **Secundarias** (**S**). Las ondas **Superficiales**, se dividen en dos tipos: **Ondas Love (LQ)** que hacen vibrar el suelo como las Transversales o Secundarias, pero polarizadas en un plano horizontal y **Ondas Rayleigh (LR)**, cuyo movimiento es similar al de las ondas de agua cuando de arroja una piedra, y hacen vibrar las partículas en un plano vertical pero en sentido elíptico retrógrado.

Diagrama ilustrando la forma del movimiento del suelo para las diferentes ondas



Por las velocidades de propagación de las ondas, las **P** son las primeras en llegar a un punto de observación. Transcurrido un cierto tiempo, arriba la **S**, más tarde lo hace la onda **LQ** y finalmente la onda **LR**. Esto es teórico y solo se presenta en algunos sismos, porque, como se verá mas adelante, generalmente arriban varios tipos de ondas **P** y **S** que tornan compleja la lectura e interpretación del sismograma. No obstante, hay características propias de cada tipo de onda que facilitan dicha lectura. La principal es la **frecuencia** de oscilación: Las **P** son de alta frecuencia, las **S** de menor frecuencia que las **P** y las **L** de muy baja frecuencia. Otro aspecto es la **amplitud** del movimiento. Las **S** tienen mayor amplitud que las **P** porque llevan mayor energía, aunque aparentemente en un sismograma pueda verse lo contrario conforme a la ubicación del foco (superficial, profundo, cercano o lejano) y a la componente del movimiento que se esté registrando.



Registro típico de un sismógrafo de período largo

Los edificios son muy susceptibles a las frecuencias de vibración del suelo, pues ésta les puede causar el efecto de **resonancia** si la frecuencia natural del edificio (por la altura y rigidez) coincide con la del suelo. En resumen, cerca del epicentro las **P** y **S** hacen vibrar más intensamente a los edificios bajos y rígidos, mientras que a distancias mayores las ondas superficiales, de largo período o baja frecuencia, hace vibrar más a los edificios altos.

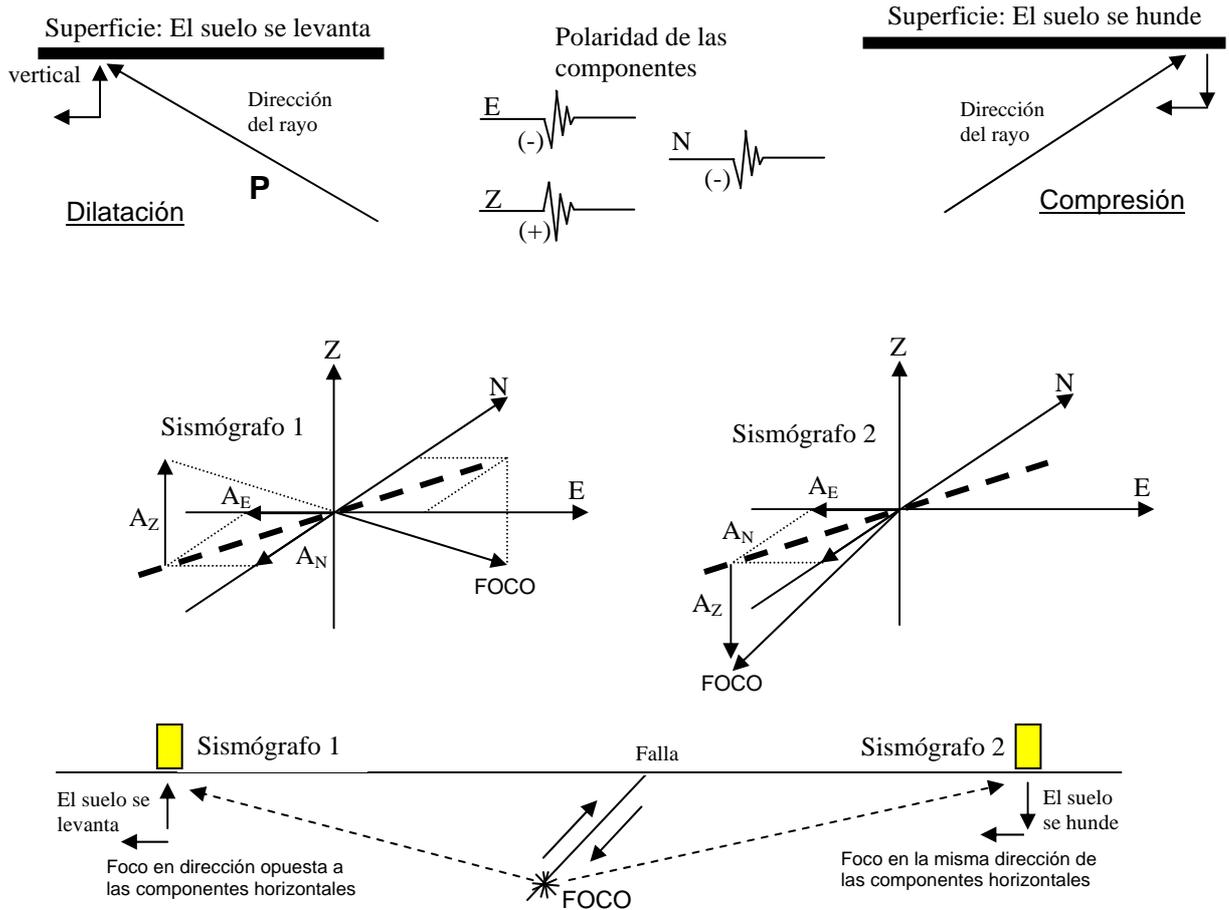
LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS

Es una de las más importantes tareas en un observatorio sismológico. Esto implica determinar las coordenadas del hipocentro y el tiempo origen del sismo. Esta determinación requiere la identificación de fases sísmicas, la medición de sus tiempos de arribo, y el conocimiento de la velocidad de propagación de las ondas entre el hipocentro y la estación.

Con una estación completa

Para esta determinación es imprescindible que se registre el movimiento del suelo en sus tres componentes, es decir las componentes Vertical, Norte-Sud y Este-Oeste.

Puesto que las ondas **P** son polarizadas vertical y radialmente, el vector **P** puede ser utilizado para inferir el azimuth hacia el epicentro. Si el movimiento vertical de la **P** es hacia arriba, lo que implica que el suelo se levanta, la componente radial apunta en dirección opuesta al epicentro pues se trata de una dilatación del suelo. Si es hacia abajo, apunta hacia el epicentro pues se trata de una compresión. La relación de amplitudes entre las componentes horizontales puede ser usada entonces para encontrar la proyección de la **P** a lo largo del azimuth hacia el foco.



La distancia a dicha fuente puede ser determinada a partir de la diferencia de tiempo de arribo entre las fases **P** y **S**. Si el terremoto es local, entonces la distancia puede obtenerse planteando las siguientes ecuaciones:

$$D = V_P (T_P - T_0) \quad \text{y} \quad D = V_S (T_S - T_0) \quad \text{o} \quad T_0 = T_S - D/V_S$$

Reemplazando T_0 en la primera ecuación y sabiendo que $V_P / V_S = \sqrt{3}$ tendremos que

$$D = V_P (T_S - T_P) / (\sqrt{3} - 1) \quad \text{ó} \quad \mathbf{D = 1,37 \times \Delta T \times V_P}$$

Esta ecuación supone para la Tierra un coeficiente de Poisson de 0,25. Para la mayoría de los sismos de Corteza, la regla es $D = 8 \times \Delta T$. A distancias mayores se utilizan tablas de Tiempo-Distancia, que tienen tabuladas las distancias para diferentes $(T_S - T_P)$.

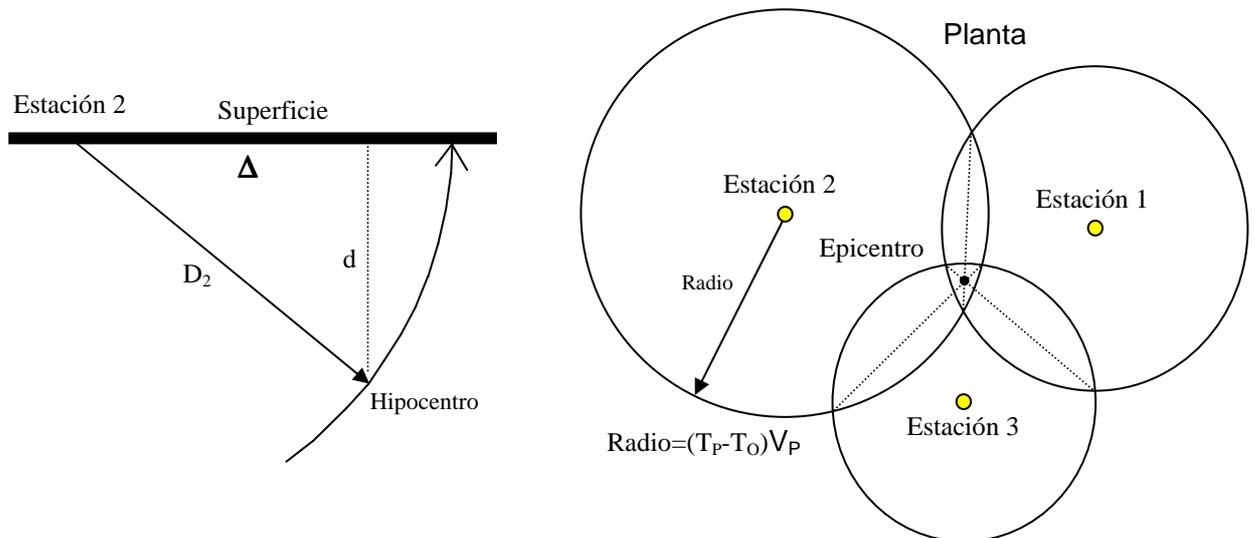
Con varias estaciones

Cuando se dispone de varias estaciones, se tendrá mayor precisión en la determinación.

El **Método de los Círculos** parte del hecho que el epicentro estará en una semiesfera de radio D_i con centro en la estación i , lo que visto en un mapa será un círculo con ese radio. Construyendo estos círculos en cada estación, los mismos deberían interceptarse en un solo punto que serían las coordenadas del epicentro. La profundidad focal d puede determinarse por la raíz cuadrada de la diferencia entre los cuadrados de las distancias de propagación D y al epicentro Δ , es decir, $d = (D^2 - \Delta^2)^{1/2}$

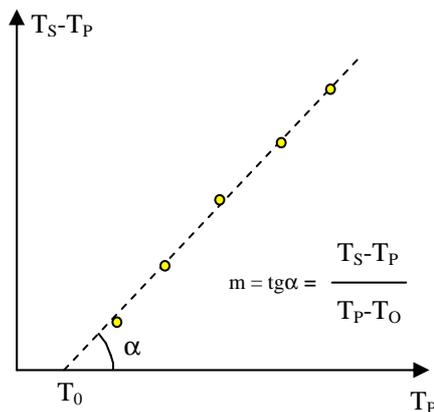
El error siempre está presente, tanto en los datos como en la suposición de que el camino del rayo es rectilíneo y que la velocidad de propagación es conocida.

En el ejemplo hemos supuesto un semiespacio homogéneo, con todo, el método también funciona para una estructura de velocidades inhomogéneas y capas planas.



Esta determinación también se realiza con computadoras utilizando el programa **HYPO71** desarrollado por Williams Lee. Requiere que se ingresen como datos mínimos los tiempos de arribo de las ondas **P** de tres estaciones y por lo menos de una onda **S**, así como las coordenadas geográficas de las estaciones registradoras y la duración del sismo. Previamente debe configurarse el modelo geológico con las velocidades y profundidades de las capas superiores de la Tierra. El programa entrega Latitud y Longitud del epicentro, Profundidad y Magnitud del sismo.

Teniendo datos en varias estaciones puede usarse el **Diagrama de Wadati**, técnica que consiste en graficar puntos cuyas abscisas sean los tiempos de arribo de las ondas **P** a cada estación, y en las ordenadas las diferencias de tiempo entre las fases **S** y **P**. Puesto que la diferencia ΔT tiende a cero en el hipocentro, la intersección de la línea recta ajustada con el eje de las abscisas dará el tiempo origen.



Conociendo la distancia se puede estimar el tiempo de viaje de la onda y por lo tanto el tiempo de origen de ocurrencia. Comparando las diferencias de tiempo entre varios juegos de fases con los tiempos de una curva de Tiempo-Distancia, se puede mejorar la estimación de la distancia. Si hay fases profundas claras, hasta se puede estimar la profundidad del Foco desde una sola estación. Este procedimiento no es preciso para distancias mayores a los 20°, porque el arribo de las ondas **P** vertical y sus componentes horizontales son muy pequeñas para dar un azimut confiable.

La pendiente **m** de esta recta es igual a $\text{tag } \alpha = (T_S - T_P) / (T_P - T_0) = (V_P/V_S - 1)$ también puede ser relacionada con el coeficiente de Poisson de la siguiente manera:

$$\frac{V_P}{V_S} = \frac{(1 - \sigma)}{(\frac{1}{2} - \sigma)} \quad \text{con} \quad \sigma = \frac{1 - n/2}{1 - n} \quad \text{y} \quad n = (m+1)^2$$

Una vez determinado el tiempo origen T_0 , podremos calcular la distancia $D_i = (T_P - T_0) V_P$

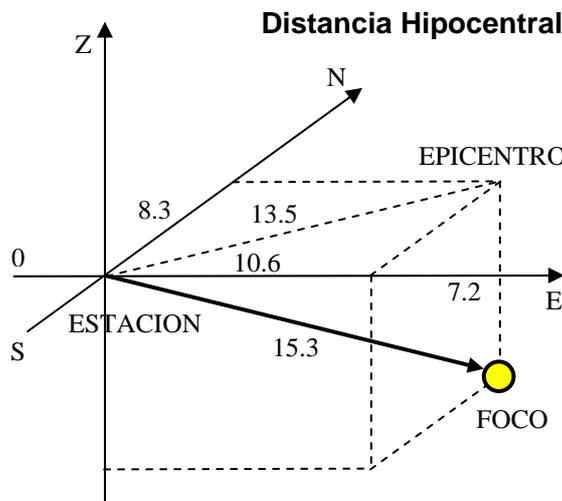
Ejemplo de localización de un sismo con una estación de tres componentes.

Las lecturas se efectúan para cada componente en la amplitud máxima de la onda S, entre los máximos positivo y negativo y se divide en dos. Además se determina la polaridad de la onda P en las tres componentes (positiva si el primer impulso es hacia arriba).

Sismo del 04/11/03 registrado en la Estación HTA (Horco Molle-Tucumán-Argentina):

Polaridad comp. Vertical Z: Negativa (-), Amplitud onda S: 14.4/2=7.2mm
 Polaridad comp. Horizontal N-S: Positiva (+), Amplitud onda S: 16.6/2=8.3mm
 Polaridad comp. Horizontal E-O: Positiva (+), Amplitud onda S: 21.3/2=10.6mm

$T_P=02:24:00,80$ $T_S=02:24:04.25$ $T_S-T_P=3.45\text{seg.}$ Relación de velocidades=1,37
 $V_P=6,5 \text{ km/seg}$



La dirección al epicentro surge de las amplitudes y polaridades de las componentes horizontales, y el cuadrante, de la polaridad de la componente vertical, ya que si es negativa como en este caso, el foco está en el cuadrante determinado por las componentes horizontales. Si es positiva estará en el cuadrante opuesto.

La **Distancia Epicentral** Δ se calcula de la siguiente manera:

$$(8.3^2+10.6^2)^{1/2}=13.5\text{mm y}$$

$$(13.5^2+7.2^2)^{1/2}=15.3\text{mm}$$

Como estos 15.3mm corresponden a los 31km de distancia hipocentral, se puede obtener el factor de escala 2,0065 de la gráfica, que permite resolver todas las distancias:

$$\Delta = 13.5 \times 2.0065 = 27.1\text{km}$$

$$\text{N-S} = 8.3 \times 2.0065 = 16.7\text{km}$$

$$\text{E-O} = 10.6 \times 2.0065 = 21.3\text{km}$$

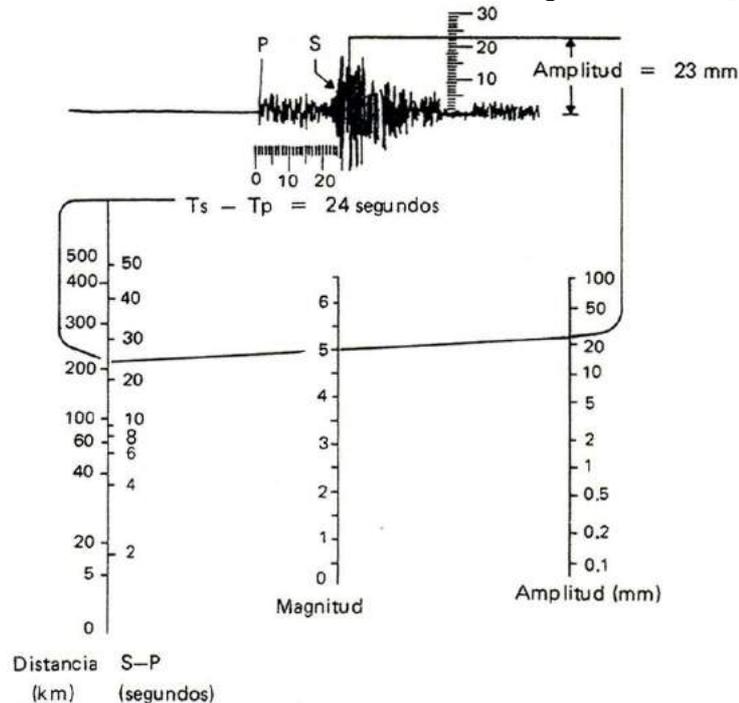
$$\text{H} = 7.2 \times 2.0065 = 14.5\text{km}$$

El sismo tuvo epicentro al pie de la Sierra de Medina, más precisamente sobre el Río Salí unos pocos kilómetros al Sur-Este de la presa del Dique El Cadillal ($\phi=-26^{\circ}38,02'$ y $\lambda=-65^{\circ}07,18'$)

Magnitud

Para medir el tamaño de un terremoto de manera universal, se definió la **Magnitud**, una medida que no es subjetiva como la intensidad y que además no cambia con la ubicación. Esta escala fue ideada por Wadati en 1931 y mejorada por **Richter** en 1935. Richter la definió como el logaritmo en base diez de la amplitud máxima de la onda sísmica (en milímetros), registrada en un sismógrafo patrón a una distancia de 100 kilómetros del epicentro. Esto implica que la magnitud aumente en una unidad cuando la amplitud aumenta 10 veces.

El sismógrafo utilizado como patrón para esta determinación fue del tipo Wood-Anderson o equivalente. Como esto solo valía para sismos locales, y teniendo en cuenta que la amplitud de la onda disminuye con la distancia, Richter desarrolló un método que tiene en cuenta la atenuación con la distancia. Este método es gráfico y tiene tres escalas: dos externas donde se mide la distancia en kilómetros o en tiempo (S-P) a la izquierda, y la amplitud de la señal medida en milímetros a la derecha. La magnitud se obtiene en la escala intermedia al unir los valores de las dos externas. El valor de esta escala da la magnitud local m_L .



Siendo necesario generalizar la determinación para todo tipo de sismógrafo, se obtuvo una fórmula empírica para calcular el tamaño de un sismo. En la práctica se utilizan dos escalas de magnitud, y la razón es porque los registros de terremotos superficiales son distintos de los de foco profundo, aunque la energía liberada sea la misma. Un detalle importante que debe tenerse en cuenta, es que la amplitud de las ondas **P** no está afectada por la profundidad del foco. Por ejemplo, en un registro característico de ondas **P**, **S** y **L**, debe medirse la amplitud máxima de la onda **P** en micrones (milésimas de milímetros) y su frecuencia en segundos para calcular la magnitud m_b (de ondas internas, **P** generalmente). De igual modo, midiendo la amplitud máxima de la onda **L** y su frecuencia puede calcularse la magnitud m_s (de ondas superficiales). Ninguna de estas dos es exactamente la magnitud de Richter, pero la m_s es la que mejor responde mejor a la medida del tamaño de un terremoto:

$$m_b = \log A - \log T + 0,01 \Delta + 5,9$$

$$m_s = \log A + 1,66 \log \Delta + 2,0$$

Donde **A** es la amplitud, **T** el período (inversa de la frecuencia) y Δ la distancia al epicentro

La relación entre estas dos magnitudes es $m_b = 2,5 + 0,63 M_s$

La m_s es la que mejor refleja el tamaño de un terremoto, pero como los sismos profundos, los pequeños y los cercanos no producen ondas superficiales importantes, se hace necesario utilizar la m_b . Por definición la escala de magnitudes es una escala abierta, es decir que no tiene límite superior, pero los terremotos más grandes del mundo no alcanzaron el valor de 9.

El **INPRES** utiliza una fórmula también empírica para determinar la magnitud local de un sismo, la que se obtiene midiendo el tiempo total **T** que dura la perturbación en un registro analógico, hasta el momento en que la amplitud del registro tiene un milímetro. Esta es:

$$m_L = 1,09 + 0,41 (\log T)^2 \quad \text{o} \quad m_L = -0,90 + 2,12 (\log T)$$

Como la magnitud es una medida de la energía **E** liberada por el terremoto, suele ser conveniente determinar ese valor de energía. Ella surge de la relación:

$$\log E = 11,8 + 1,5 m_s$$

La energía es una medida del trabajo realizado por cualquier máquina y que se mide en ergios. Por ejemplo, el calor que se desprende anualmente de la Tierra y se pierde en el espacio es del orden de los 10^{28} ergios. Un terremoto de magnitud 5,5 libera una energía de 10^{20} ergios. Estas magnitudes no funcionan muy bien para valores superiores a 7,5, por ello se hizo necesario introducir el concepto de **Momento Sísmico (M_0)**. Determinar este Momento es simple, pero requiere conocer dos elementos que solo pueden obtenerse en lugares muy estudiados. Estos son el área **A** de la falla que sufre la ruptura, la separación media **D** entre los planos la falla y el módulo de rigidez μ de la roca, es decir $M_0 = \mu \cdot D \cdot A$. Conocido el Momento, se puede obtener la **Magnitud Momento M_w**

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 6.0$$

INTERIOR DE LA TIERRA

No existe forma de observar el interior de la Tierra más abajo de unos pocos kilómetros. Lo único que se conoce en forma directa es el resultado de los grandes plegamientos y posteriores volcamientos, que han dejado a la vista rocas de profundidades algo mayores. También están los materiales lanzados por los volcanes, pero todos son siempre provenientes de la corteza, es decir no más de 30 km, lo que significa alrededor del 0,5% del radio terrestre. Para una mejor comprensión es interesante la siguiente relación: Si la Tierra fuera un globo de 45 cm de diámetro, las perforaciones para petróleo del orden de los 10 km por ejemplo, no alcanzarían a pinchar el globo, es decir no atravesarían la pared de la goma..

Mediante experimentos en laboratorio se puede investigar el comportamiento de muestras de rocas de superficie, a temperaturas y presiones equivalentes a las de profundidades mayores. Pero la incertidumbre aumenta considerablemente con la profundidad.

Un claro ejemplo de esto es el **Gradiente Geotérmico** medio de 1°C cada 33 metros de profundidad (30°C/Km) en los primeros kilómetros, que extrapolado al centro de la Tierra daría una temperatura de 180.000°C. Algo imposible.

El conocimiento del Interior de la Tierra siempre fue importante para los científicos y tuvo su mayor desarrollo al descubrirse el comportamiento dos parámetros físicos de la Tierra:

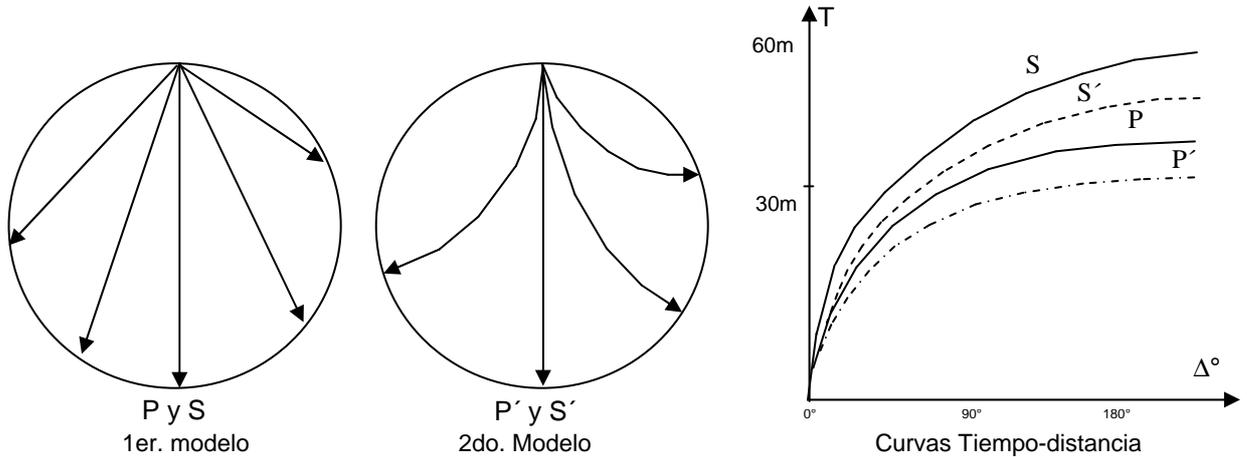
- 1) La Densidad media de la Tierra de **5,5 Tn/m³** provista por la determinación de la gravedad, resultó ser mucho mayor que la superficial medida de **2,7 Tn/m³**.
- 2) El Momento de Inercia de una esfera uniforme de radio **R** y masa **M** que gira alrededor de su eje es de **0,4MR²**, mientras que el real de la Tierra es de **0,33MR²**. La disminución del Momento de Inercia es debida al aumento de la densidad con la profundidad y a su mayor concentración en el centro de la tierra, donde alcanzaría las **12,3Tn/m³**.

Asimismo, el análisis de los meteoritos atrapados por el campo gravitatorio de la Tierra muestra que algunos tienen alta proporción de hierro y densidades mucho mayores que las de la superficie terrestre. Esto partiendo del supuesto que los meteoritos son parte de nuestro sistema solar y quizás de un planeta faltante y desintegrado.

Pero, de todas las evidencias físicas con las que se intentó estudiar el Interior de la Tierra, la transmisión de las ondas provenientes de los terremotos, fue la que más información precisa dio al respecto. Oldham en 1906 fue el primero en estudiarlos.

Primer modelo de Tierra: Muy elemental por cierto, surgió de determinar velocidades con la densidad y módulos elásticos de rocas en superficie, y calcular los tiempos de viaje a distintos lugares de la Tierra para rayos sísmicos rectilíneos. Estos tiempos resultaron mucho mayores que los reales de los terremotos de epicentros conocidos.

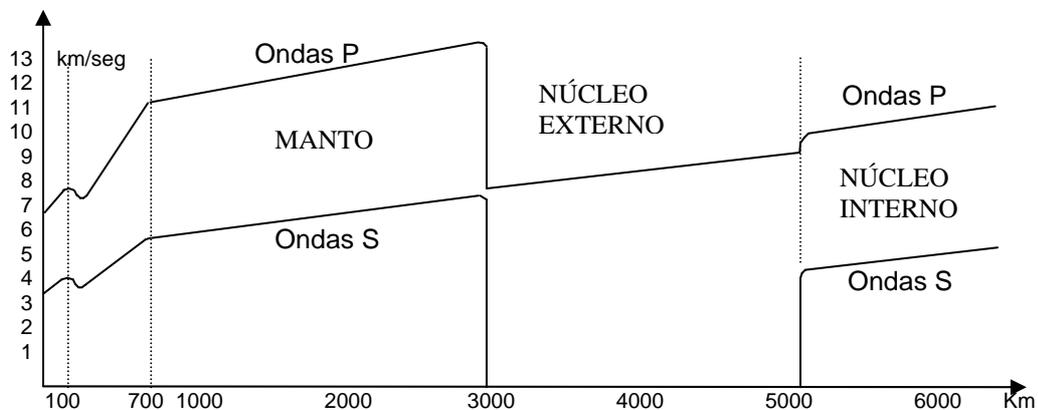
Segundo modelo: Consideró un aumento de estos parámetros con la profundidad, implicando capas concéntricas de diferentes velocidades de propagación hacia el interior de la tierra, y por lo tanto los rayos sísmicos se refractaban de manera tal que la trayectoria resultaba curva. Si bien aumentaba el camino recorrido, aumentaba mucho más la velocidad. Ello permitió ajustar valores para que los tiempos calculados fueran consistentes con los observados.



Como los tiempos de viaje reales mostraban grandes diferencias con las de estos modelos, se comenzó el análisis para justificar el porqué de estas diferencias. Se observaban cambios bruscos en las velocidades y hasta la desaparición de algunas ondas a ciertas distancias.

En las primeras décadas del Siglo XX se contó con instrumental más preciso para los observatorios sismológicos, los que instalados sobre toda la Tierra permitieron un análisis más profundo de los sismos con epicentros conocidos. Entonces comenzó el estudio de la variación de las velocidades con la profundidad, o del tiempo de viaje de las ondas con la **Distancia Epicentral Δ** , medida en grados de arco o en kilómetros sobre la superficie de la Tierra.

Esto incentivó la instalación de más observatorios sismográficos, lo que permitió construir una gráfica que reflejara la distribución de las velocidades en el interior de la Tierra con más precisión. Gutenberg (1938), Jeffreys (1939) y nuevamente Gutenberg en 1958 construyeron curvas muy parecidas excepto para la profundidad de unos 5000 Km.



Variación de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad

De esta gráfica surgió una primera subdivisión del Interior de la Tierra en dos partes: **Manto** y **Núcleo** separados por la llamada **Discontinuidad de Gutenberg** a los 2.900 Km. de profundidad. Asimismo, como el núcleo mostraba un claro aumento de la velocidad de las ondas longitudinales en una zona alrededor de los 5.000 Km de profundidad, y con la desaparición de ondas transversales entre los 2.900 y los 5.000 Km, se concluyó que el núcleo podría subdividirse a su vez en **Externo Fluido** e **Interno Sólido**.

El comportamiento de las ondas a profundidades menores de los 100 kilómetros, fue estudiado independientemente por **Mohorovicic** en 1909. Le llamó la atención que un temblor registrado a unos cientos de kilómetros de distancia y profundidad menor de unos 40 Km, generaba dos conjuntos de ondas **P** y **S**. El concluyó que el primer conjunto de **P** y **S** (más rápidas) eran ondas refractadas con ángulo crítico en una discontinuidad que lleva su nombre o simplemente **MOHO** y que el 2º conjunto eran las **P** y **S** directas que él originalmente esperaba.

Esta discontinuidad vino a crear otra división en la Tierra, que quedó compuesta por tres grandes capas: **Corteza**, **Manto** y **Núcleo**. Un análisis más profundo de las curvas de tiempo distancia, siempre sobre la base de una mayor cantidad de observatorios sismológicos y más sismos registrados, permitió precisar aún más esta subdivisión.

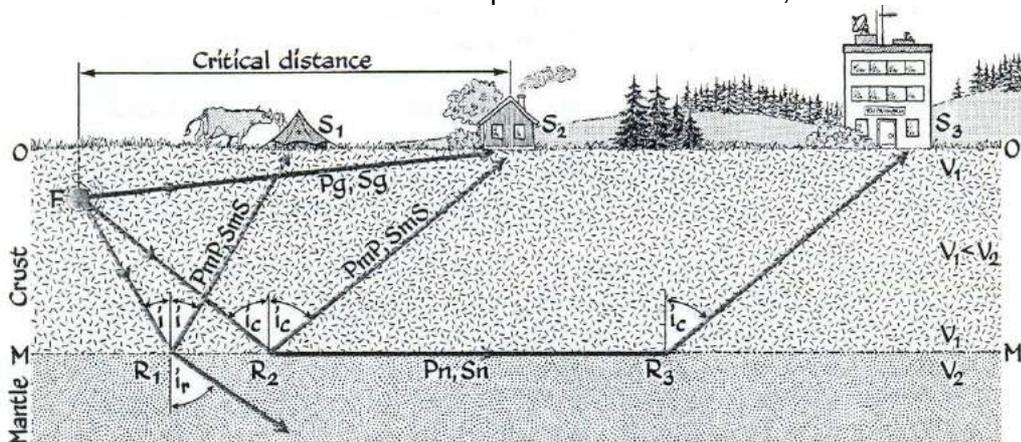
Caminos de propagación de las ondas

Se definen tres categorías de eventos sísmicos. La clasificación se basa en la distancia entre el evento y la estación registradora (distancia epicentral Δ en kilómetros), que de alguna manera define los caminos de propagación de las ondas a través del interior de la Tierra. La razón de esta clasificación es que las ondas pueden ser distinguidas más fácilmente por su aspecto diferente en los sismogramas.

Primero consideraremos ondas de eventos regionales, con distancias epicentrales no mayores que 10° . Para este rango de distancias, la mayoría de las ondas registradas se propagaron por la Corteza y/o por la discontinuidad de Mohorovicic, por ello llamadas **onda de corteza**. La segunda categoría incluye ondas registradas con distancias epicentrales entre los 10° y los 103° . En este rango de distancias, los sismogramas son simples y donde predominan las ondas que han viajado por el **Manto**. El camino recorrido por la corteza, si el foco es superficial, es relativamente corto e insignificante en el sismograma. La última categoría trata de los sismogramas obtenidos a distancias epicentrales mayores que 103° . Los registros a estas distancias vienen a ser complicados nuevamente, y contienen fases de ondas que han viajado a través del Núcleo de la Tierra (**Ondas de Núcleo**) o que son difractadas por el Núcleo. Los terremotos registrados a menos que 10° son llamados **eventos locales o regionales**, y los restantes se conocen como **eventos telesísmicos** o simplemente **telesísmos**. Algunos sismólogos llaman a los eventos entre 10° y 20° como **locales**, y a los de mayor distancia como **regionales**.

Ondas de la Corteza ($0^\circ \leq \Delta \leq 10^\circ$)

Primero estimamos un modelo estructural simplificado de la Corteza, sin curvatura terrestre.



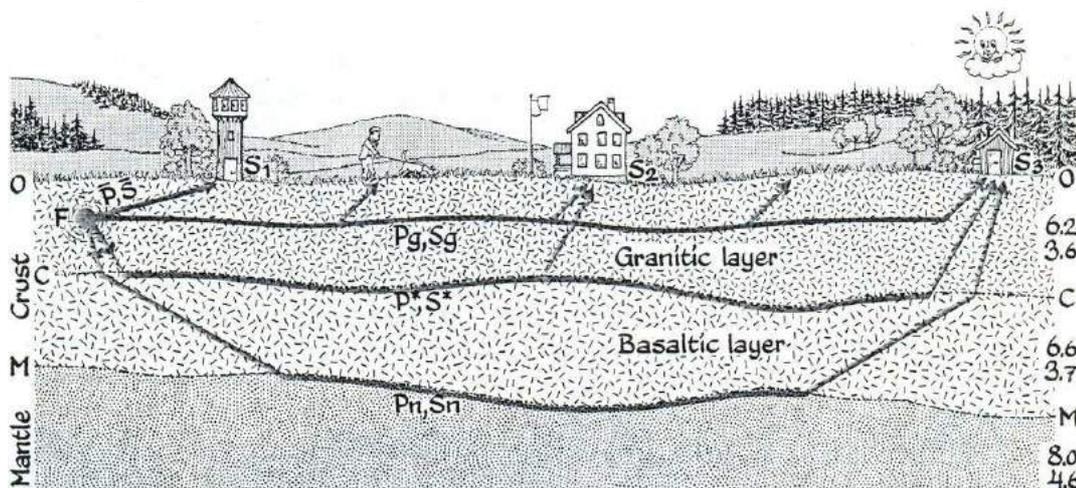
Consideramos las ondas o rayos sísmicos partiendo del Foco hasta alcanzar las estaciones registradoras S_1 , S_2 y S_3 . Puesto que la fuente irradia tanto ondas P como S, se registran tanto ondas longitudinales como transversales. Estas ondas pueden tener caminos como FS_2 codificado como P_g y S_g o a veces P y S. El subíndice g indica capa granítica. Un rayo reflejado (FR_1S_1), también es posible en el Moho, y las correspondientes ondas P y S reflejadas se codifican como P_mP y S_mS respectivamente.

En este caso solo una parte de la energía incidente es la registrada en S_1 . El resto de la energía es refractada en el Manto y nunca aparecerá en el registro de S_1 . Como se ve en la figura, el ángulo de incidencia aumenta a medida que aumenta la distancia epicentral. A una cierta **distancia epicentral crítica**, $i_r = 90^\circ$, la energía del rayo refractado no penetra en el Manto, sino que viaja a lo largo de la discontinuidad ($FR_2R_3S_3$). El ángulo de incidencia para esta refracción se denomina i_c . Las ondas P y S, conocidas como primer arribo en S_3 , se codifican como P_n y S_n respectivamente. Las que se propagan a lo largo de discontinuidades que separan dos capas con diferentes velocidades, viajan con la mayor de las velocidades. Entonces P_n y S_n viajan con la velocidad del Manto. P_g y S_g existen para toda distancia epicentral incluso $\Delta = 0^\circ$, mientras que las fases P_n y S_n no existen a distancias menores que la crítica, que para la corteza continental es del orden de los 100 km.

Un modelo estructural como el de la figura anterior debe ser simple, de modo que permita una fácil interpretación del sismograma. Por otro lado, el modelo debe ser suficientemente preciso de modo que refleje la actual estructura. Evidentemente, estas dos condiciones son opuestas y debe por lo tanto tomarse una decisión comprometida en cada caso particular para lograr una adecuada interpretación del registro. Debe aclararse que en el modelo de dicha figura se hicieron varias simplificaciones a saber:

Primero, suponer una única capa homogénea en la Corteza, es una pobre aproximación a la verdadera estructura. Es común emplear dos capas corticales separadas por la discontinuidad de Conrad. A veces se usan modelos de corteza de capas múltiples.

Segundo, las discontinuidades de Moho y Conrad no son planas ni estrictamente horizontales. En realidad tienen una cierta inclinación y ondulación. Por lo tanto, un modelo estructural de Corteza como el de la siguiente figura será un poco más realístico que el anterior. Un mayor refinamiento del modelo ya será un tema de investigación y no necesario para la interpretación diaria de sismogramas.



Propagación de las ondas en un modelo simplificado de dos capas. C designan la Discontinuidad de Conrad

Finalmente, la suposición de que P_g y S_g viajan como ondas directas para distancias largas como se vió, es también una gran simplificación. En realidad, las ondas directas P y S solo se registran en los eventos locales, es decir a distancias epicentrales no mayores de unas decenas de kilómetros. Las ondas P_g y S_g son en realidad consideradas como que viajan refractadas en una discontinuidad de límites menos pronunciados dentro de la capa granítica.

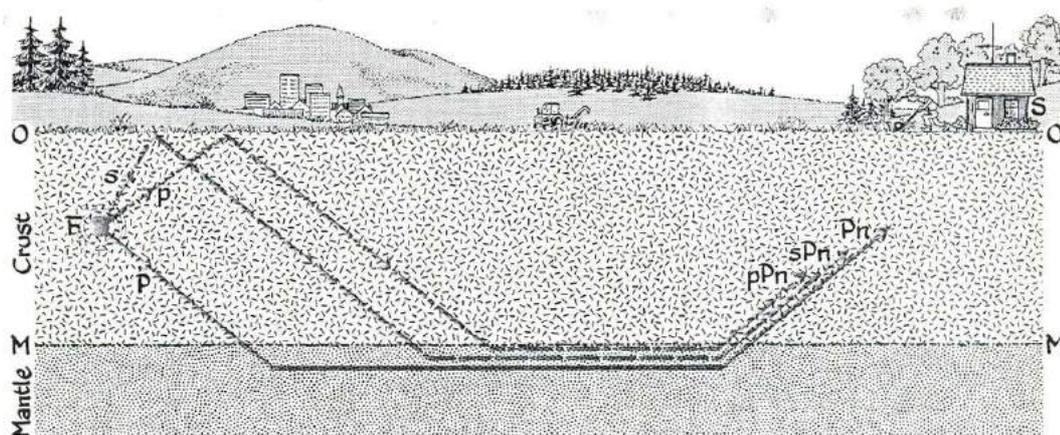
Aceptando el modelo de la figura anterior, a una distancia epicentral de unos 100 km registraremos entonces nuevas fases, es decir las **P** y **S** refractadas en la discontinuidad de Conrad. A estas se las codifica como **P*** y **S***. A veces se las identifica como **P_b** y **S_b**, con el subíndice b que indica basáltica.

A muy cortas distancias, menos que 150 km, la primera onda que llega es la **P** o la **P_g** que viajan a una velocidad del orden de los 6 km/seg. Para distancias mayores que la crítica, y siempre menores que 150 km, estas son seguidas por la **P*** y la **P_n**, en ese orden. La **P*** y la **P_n** viajan con velocidades del orden de los 6,6 y 8,0 km/seg respectivamente, es decir que son más rápidas que las **P_g**. Entonces, a distancias mayores, dependiendo de la verdadera velocidad de propagación y del espesor de la capa granítica, las ondas de la Corteza pueden cambiar su orden de arribo. Para distancias mayores que 200 km, la primera fase que arriba es la **P_n**, seguida por la **P*** y luego por la **P_g**. Obviamente, esto es verdad solo en trayectorias continentales. Los sismogramas de terremotos bajo del fondo del mar, registrados en islas o estaciones costeras, no tendrán las fases **P_g** o **S_g** puesto que no hay capa granítica. Igualmente, los terremotos originados en la Corteza Continental bajo la discontinuidad de Conrad, tampoco producirán las fases **P_g** o **S_g**. Por lo tanto los primeros arribos de estos terremotos serán las **P_n** o las **P***.

Para facilitar la identificación de fases, en vez de usar la distancia epicentral que por supuesto no puede ser factible, podemos usar la diferencia de tiempo entre los arribos de varias fases. Por ejemplo, si la diferencia en tiempo de arribo entre la **S** y la **P** es menos que 20 segundos, la primera onda en arribar del grupo **P** o **S** será probablemente la **P_g** (o **P**) y la **S_g** (o **S**) respectivamente. Si la diferencia es más que 25 segundos, lo más probable es que el primer arribo sea una **P_n**. Debe remarcarse que no siempre pueden identificarse todas estas fases en el registro. Generalmente alguna o varias de estas ondas son muy débiles o están ocultas en el ruido del subsuelo.

Las ondas **S** arriban en el mismo orden que las **P** pero con un cierto retraso proporcional a la distancia epicentral. Entonces, para eventos locales (terremotos, explosiones en minas o canteras, etc.), el orden en las **S** será **S_g**, **S***, **S_n**, mientras que para eventos a distancias mayores que 300 km observaremos primero las **S_n** seguidas por las **S*** y las **S_g**.

En lo que a ondas **P** y **S** reflejadas en el Moho se refiere, los correspondientes arribos son bastante difíciles de identificar. La mejor oportunidad para registrar **P_mP** o **S_mS** es a muy cortas distancias donde ni hay mucha contaminación con **P_g** y **P_n** (o **S_g** y **S_n**). En raras ocasiones aparecen unas fases llamadas profundas, que arriban entre la **P_n** y la **P_g**. Estas dejan el foco como ondas **P**, viajan hacia arriba con un pequeño ángulo de incidencia, son reflejadas como **P** en la superficie libre y continúan como **P_n**. La notación para esta fase es **pP_n**, y **sS_n** como se muestra en la siguiente figura. Tanto la **pP_n** como la **sS_n** son de gran importancia para la determinación de la profundidad del foco, pero son bastante difíciles de identificar en el sismograma.



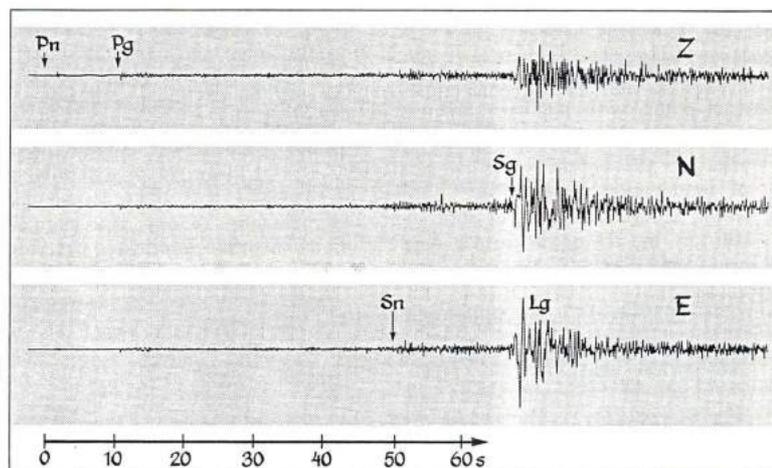
Propagación de las ondas Pn, pPn y sPn en un modelo simplificado de una capa.

Las ondas **S** de corto período y múltiple reflejo entre la superficie libre y el Moho u otra discontinuidad de la Corteza, se interfieren entre si y dan lugar al grupo codificado como **L_g** que arriba después de la **S_g**. Se recuerda que el subíndice g indica capa granítica. A distancias de varios cientos de kilómetros o más (en camino continental), las ondas **L_g**, que se propagan como ondas guiadas, críticamente incidentes en el Moho con reflexión múltiple en la Corteza, y con una velocidad típica de 3,5 km/seg, pueden dominar el sismograma, especialmente los canales horizontales. La **L_g** es registrada generalmente a distancias mayores de 5°. Se conocen casos donde se propagaron por distancias de varios cientos de kilómetros y fueron registradas como fases prominentes en el sismograma.

Eventos regionales cerca de la superficie (terremotos, explosiones industriales, voladura de rocas, etc.) también generan ondas superficiales de corto período tipo Rayleigh, codificadas como **R_g**. La presencia de estas ondas en un sismograma es un buen indicador de un evento superficial con una profundidad de uno o de pocos kilómetros. Si la onda **R_g** está ausente (distancia epicentral de unos cientos de kilómetros) seguramente es un evento natural más profundo, es decir a una profundidad entre 5 y 25 km. ya que los eventos producidos por la mano del hombre no existen a esas profundidades.

Las ondas **R_g** que viajan como ondas guiadas por la corteza continental a 3 km/seg o un poco más, están expuestas a más atenuación que las ondas de cuerpo en Corteza, y su rango de propagación es por lo tanto limitado para distancias de alrededor de los 600 km. Sin embargo, para distancias epicentrales cortas, digamos menos que 100 o 200 km, las fases **R_g** de eventos superficiales, dominan el tren de ondas registrado.

Las ondas sísmicas de terremotos locales y regionales y de magnitud baja o moderada, son de corto período y por lo tanto solo registradas por sismógrafos de corto período. La longitud del sismograma depende de la magnitud, pero generalmente no supera los 5 minutos. El número pulsos visualizados claramente en el registro, indicando arribos de varias ondas **P** y **S**, es generalmente mayor que el esperado en el modelo de las tres figuras anteriores, demostrando lo irreal o simplificado del modelo de estructura usado. Para caminos de viaje continentales, la fase más prominente es generalmente la **S_g** que se registra mejor en sismógrafos de componente horizontal. Los arribos **S_g** comienzan con gran amplitud que disminuye con el tiempo formando la coda del evento. La duración de la oda depende de la magnitud. La fase **R_g**, que se registra mejor en los equipos de componente vertical, a menudo muestra una clara dispersión. Como ejemplo puede verse el registro de la siguiente figura. La primera fase débilmente registrada es la **P_n** en el equipo de componente vertical. Le siguen la **P_g**, la **S_n** y la **S_g** que son claramente reconocidas en las tres componentes. La mayor amplitud registrada corresponde a la **L_g** en los dos canales o componentes horizontales. La profundidad de foco del orden de 15 km previene la aparición de ondas **R_g**. Note la alta frecuencia de todas las fases registradas.



Registro en tres componentes de un mismo sismo ($M=4.6$, $h=15\text{km}$) obtenidos en Uppsala a 490 km del epicentro.

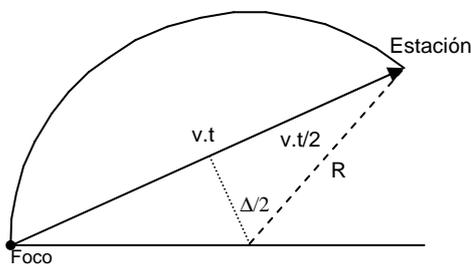
De todo esto se ve que para distancias epicentrales menores que 10° , la propagación de las ondas es bastante complicada. El aspecto de un sismograma variará de un lugar a otro debido a las diferentes estructuras de la Corteza y, consecuentemente, por el rango de distancias, es difícil listar reglas válidas para la interpretación de sismogramas. Sin embargo, algunos de los siguientes principios pueden servir de guía en la lectura correcta de sismogramas de terremotos locales y regionales:

- 1) Los períodos predominantes en las fases P_g , P^* , P_n , S_g , S^* , S_n , etc., en registros de Corteza, son generalmente menores de un segundo, y por lo tanto mejor registrados en instrumentos de corto período.
- 2) A menudo las S_g observadas tienen la mayor amplitud y se ven mejor en los registros de componente horizontal.
- 3) Para distancias epicentrales menores que 200 km (dependiendo de la estructura de la Corteza y la profundidad de foco), la fase que arriba primero es la P_g . Para distancias mayores es la P_n .
- 4) Los eventos cercanos a la superficie y a distancias menores que 600 km generan R_g de corto período con clara dispersión, y se ven mejor en registros de componente vertical.
- 5) Los terremotos locales y regionales de Magnitud baja a moderada están caracterizados por registros de corta duración, generalmente no mayores de varios minutos.

No siempre es posible identificar correctamente fases de la Corteza en registros de una única estación, lo que se facilita si se leen registros de varias estaciones a la vez. Si hay duda acerca de una correcta interpretación, una fase simplemente debería ser identificada como **P** o **S**.

Propagación de las ondas sísmicas en medios esféricos. Inversión de Herglotz-Wiechert

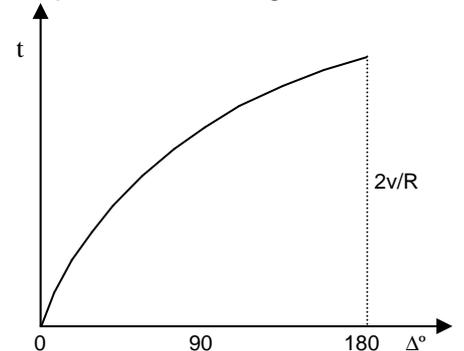
Previo a la formulación de ecuaciones que determinen este tipo de propagación, analizaremos lo que ocurre cuando la superficie que recibe las ondas es esférica y la velocidad es constante. En este caso, aunque el rayo sea rectilíneo, la gráfica del tiempo versus el ángulo al centro (Distancia Epicentral Δ) será una curva.



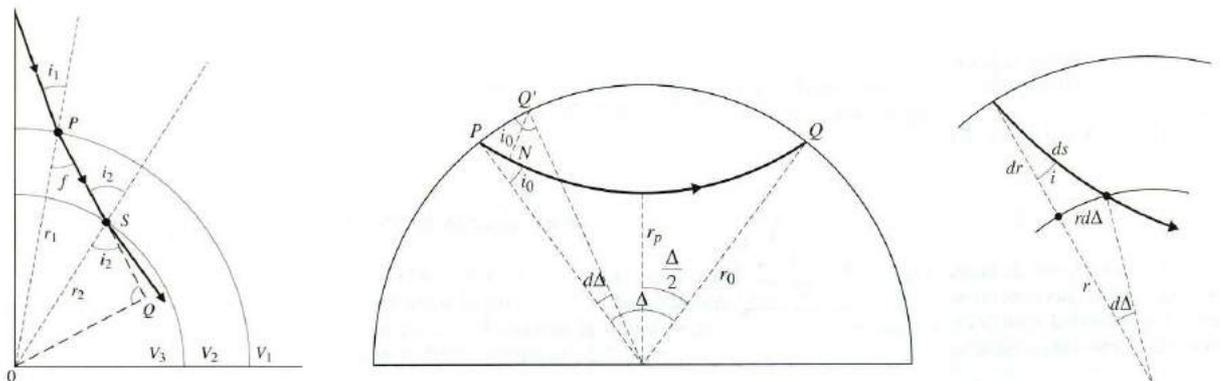
$$\text{sen}(\Delta/2) = (vt/2)/R$$

Por lo tanto:

$$t = (2R/v) \text{sen}(\Delta/2)$$



Si la velocidad aumenta con la profundidad tendremos casquetes de velocidades y radios diferentes (v_i , r_i), donde el rayo incide con ángulo i_i y se refracta con ángulo i_{i+1} . Si el cambio de radio fuera infinitesimal, el rayo ya no sería una recta quebrada sino una curva. Analicemos las siguientes figuras:



Del triángulo OPQ: $\text{sen } f = \text{OQ}/r_1 \Rightarrow r_1 \cdot \text{sen } f = \text{OQ}$

Del triángulo OSQ: $\text{sen } i_2 = \text{OQ}/r_2 \Rightarrow r_2 \cdot \text{sen } i_2 = \text{OQ}$

Entonces $r_2 \cdot \text{sen } i_2 = r_1 \cdot \text{sen } f$

Y por la Ley de Snell: $\text{sen } i_1 / \text{sen } f = v_1 / v_2 \Rightarrow \text{sen } f = (v_2 / v_1) \text{sen } i_1$

Reemplazando $\text{sen } f$ tendremos $r_2 \cdot \text{sen } i_2 = r_1 (v_2 / v_1) \text{sen } i_1$

Entonces

$$\frac{r_1 \cdot \text{sen } i_1}{v_1} = \frac{r_2 \cdot \text{sen } i_2}{v_2} = \frac{r \cdot \text{sen } i}{v} = p \text{ (Parámetro del rayo)}$$

Si v aumenta en forma continua con la profundidad, $d\Delta = \text{PQ}' / r_o$ o $\text{PQ}' = r_o \cdot d\Delta$

Si NQ' es perpendicular al rayo equivale al frente de onda en un instante dt $\therefore \text{PN} = v_o \cdot dt$

En el triángulo PQ'N: $\text{sen } i_o = \text{PN} / \text{PQ}' \Rightarrow \text{sen } i_o = (v_o \cdot dt) / (r_o \cdot d\Delta)$

$$\frac{r_o \cdot \text{sen } i_o}{v_o} = \frac{dt}{d\Delta} = p \text{ (Parámetro del rayo)}$$

Entonces p es la pendiente de la curva dromocrona (t, Δ)

Analizando la última figura podemos escribir las siguientes relaciones:

$$ds^2 = dr^2 + (r \cdot d\Delta)^2 \quad \text{y} \quad \text{sen } i = (r \cdot d\Delta) / ds$$

como $p = (r \cdot \text{sen } i) / v$, reemplazando $\text{sen } i$ tendremos:

$$p = (r \cdot r \cdot d\Delta) / v \cdot ds \quad \text{o} \quad \boxed{d\Delta / ds = (p \cdot v) / r^2}$$

Definimos una nueva variable $\eta = r / v$ y dividimos por ds^2 la relación $ds^2 = dr^2 + (r \cdot d\Delta)^2$

$$1 = dr^2/ds^2 + r^2 \cdot d\Delta^2/ds^2 \Rightarrow dr / ds = \sqrt{1 - r^2 \cdot d\Delta^2/ds^2}$$

Como $d\Delta/ds = (p \cdot v) / r^2 \Rightarrow d\Delta^2/ds^2 = (p^2 \cdot v^2) / r^4 \Rightarrow dr / ds = \sqrt{1 - (p^2 \cdot v^2) / r^2} = \sqrt{1 - (p^2 / \eta^2)}$

$$ds / dr = 1 / \sqrt{1 - (p^2 / \eta^2)} \quad \text{o} \quad \boxed{ds / dr = \eta / \sqrt{\eta^2 - p^2}} \quad (*)$$

Reemplazando η por r/v y ds por $(r^2 \cdot d\Delta) / (p \cdot v)$ en la última ecuación tendremos:

$$(r^2 \cdot d\Delta) / (p \cdot v) \cdot (1/dr) = (r/v) / \sqrt{\eta^2 - p^2} \quad \text{o} \quad (r \cdot d\Delta) / (p \cdot dr) = 1 / \sqrt{\eta^2 - p^2}$$

Entonces $d\Delta / dr = p / (r \cdot \sqrt{(\eta^2 - p^2)})$

Integrando entre r_p y r_o tendremos:

$$\Delta = 2 \int_{r_p}^{r_o} \left(\frac{p}{r \cdot \sqrt{(\eta^2 - p^2)}} \right) \cdot dr \quad (**)$$

El camino del rayo surgirá entonces de integrar la (*) desde la superficie (r_o) hasta la máxima profundidad (r_p), es decir que

$$s = 2 \int_{r_p}^{r_o} \left(\eta / \sqrt{(\eta^2 - p^2)} \right) \cdot dr$$

y como $v = s / t$ o $t = s / v$

$$t = 2 \int_{r_p}^{r_o} \left(\eta / (v \cdot \sqrt{(\eta^2 - p^2)}) \right) \cdot dr$$

Como Δ es la distancia angular a la que aflora el rayo cuyo punto más profundo está a $r = r_p$, y como r_p corresponde al punto donde $i = 90^\circ$,

$$(r/v) \cdot \text{sen}(i) = p \quad \Rightarrow \quad p_{i=90^\circ} = r / v$$

Si derivamos t con respecto a r:

$$dt / dr = 2 \eta / (v \cdot \sqrt{(\eta^2 - p^2)})$$

Si derivamos Δ con respecto a r:

$$d\Delta / dr = 2 p / (r \cdot \sqrt{(\eta^2 - p^2)})$$

y dividiendo miembro a miembro:

$$dt / d\Delta = (\eta/v) \cdot (r/p) \quad \text{pero como} \quad p_{i=90^\circ} = r / v \quad \Rightarrow \quad dt / d\Delta = \eta_p$$

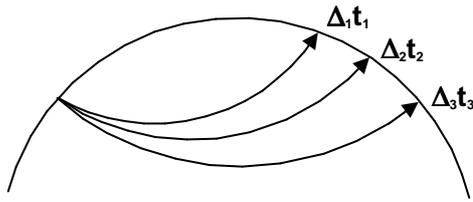
Esto quiere decir que a una determinada distancia Δ_1 , la pendiente de la dromocrona es η_p . Si multiplicamos ambos miembros de la (**) por

$$\int_{\eta_p}^{\eta_o} (p^2 - \eta_1^2)^{-1/2} \cdot dp$$

e integramos por partes, siempre que v sea función monótonamente creciente con la profundidad, y cambiando los límites de integración obtendremos:

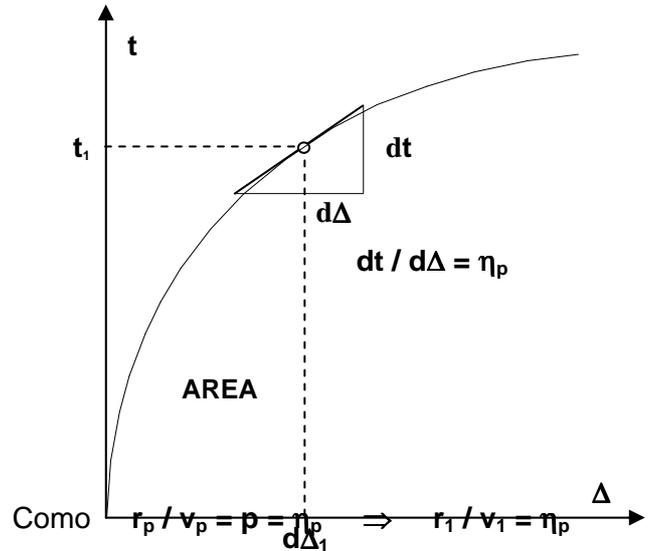
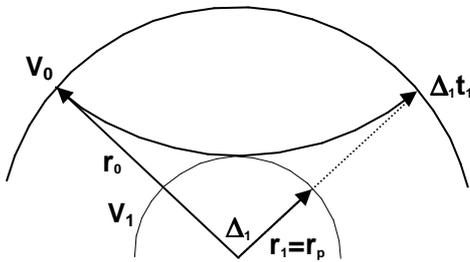
$$\int_0^{\Delta_1} \cosh^{-1}(p/\eta_1) \cdot d\Delta = \pi \cdot \ln(r_o / r_1)$$

Esta fórmula es conocida como la **Inversión de Herglotz-Wiechert**, donde $\eta_1 = dt / d\Delta$ es la pendiente de la curva para la distancia Δ_1 . La solución a esta integral es gráfica, es decir que se calcula el área que encierra la curva hasta Δ_1 . La única incógnita será entonces r_1 o r_p que es la máxima profundidad que alcanza el rayo.



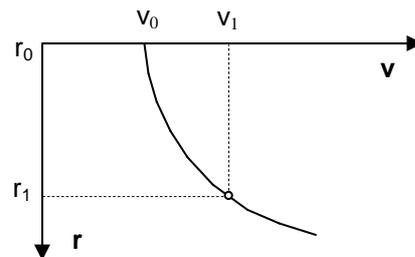
Área = $\pi \cdot \ln (r_0 / r_1)$

Conocida el área de la curva (gráficamente) y el radio terrestre r_0 , se obtiene el radio r_p , o la profundidad hasta la cual penetrará el rayo considerado.



Entonces $v_1 = r_1 / (dt/d\Delta)_{\Delta_1}$

Y podemos construir una gráfica de variación de la velocidad con la profundidad. Es decir,



Ondas de cuerpo ($10^\circ \leq \Delta \leq 103^\circ$)

Sismológicamente hablando, el Manto difiere de la Corteza, también en el hecho que, este puede ser considerado como lateralmente homogéneo, es decir como un cuerpo simétricamente esférico. La velocidad de las ondas sísmicas en realidad aumentan con la profundidad, sin embargo, las irregularidades regionales (laterales) típicas de la Corteza están ausentes en el Manto. Algunos sismólogos consideran que el rango entre 10° y 103° es el ideal para registrar, no solo las ondas **P** y **S** directas, sino también la totalidad de la familia de ondas reflejadas y convertidas. Los caminos de viaje de estas ondas están dominados por el Manto, y los correspondientes sismogramas son relativamente simples.

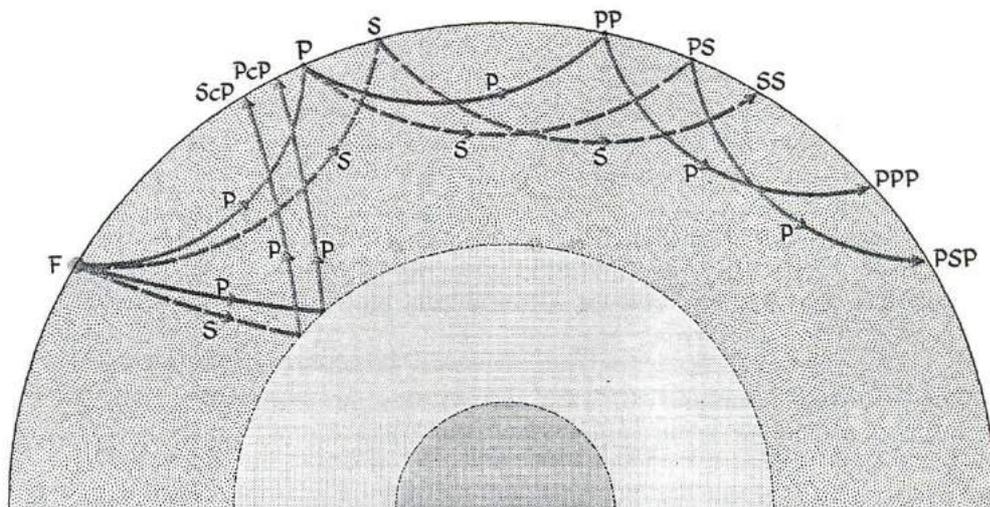
Para explicar varias características de las ondas que viajan a través del Manto, consideremos una sección transversal de la Tierra, un evento de foco superficial y los caminos de viaje de las ondas de cuerpo más importantes como se muestra en la siguiente figura. Note que para las distancias del rango analizado, debemos tener en cuenta la forma esférica de la Tierra. El modelo de Tierra plana ya no es apropiado. Como se mencionó antes, los rayos sísmicos en la Tierra no son líneas rectas sino curvadas hacia arriba, debido al aumento de la velocidad con la profundidad. Esto significa que las ondas viajan mayor distancia porque deben penetrar a mayor profundidad. A causa de la mayor profundidad, la velocidad es mayor, es decir que las **P** y **S** alcanzan estaciones más distantes más rápido que lo esperado. En otras palabras, no hay una relación lineal entre la distancia y el tiempo de viaje.

A distancias de unos 10° , las **P_n** y las **S_n** son más difíciles de identificar, excepto en escudos o regiones con estructuras relativamente uniformes, en cambio, las fases telesísmicas **P** y **S** son más visibles. La **P** es generalmente más fuerte en el sismógrafo de componente vertical, mientras que la **S** es más clara en los de componente horizontal.

Las **S** a menudo exhiben trenes de ondas con períodos más largos en comparación a las **P**. Las ondas **S** tienen gran amplitud cuando son registradas a distancias de hasta unos 100°. Las ondas de cuerpo que viajan dentro del Manto y no sufren reflexión entre el foco y la estación registradora, son codificadas como simples **P** y **S**. Los rayos correspondientes al camino de estas **ondas directas (P o S)** son llamados de **ondas elementales o principales**. Ellos representan caminos de menor tiempo de viaje entre el foco y la estación.

Las ondas directas, cuando son reflejadas una o más veces en la superficie libre, dan lugar a reflexiones simples o múltiples que se las llama **PP** o **PPP**, etc. Igualmente para las **S**. Cada letra define un tramo del camino de propagación. Considerando la conversión de **P** a **S** o vice versa, observaremos por ejemplo la onda **PS** que viaja del foco a la superficie libre como **P** y de allí a la estación como **S**. Las **PS** y **SP** solamente solo aparecen a distancias mayores de los 40°. Para ondas que salen del foco como **P** y son reflejadas y convertidas dos veces en la superficie libre habrá cuatro posibles tipos codificados como **PPP**, **PPS**, **PSP** y **PSS**.

Esa codificación valdrá también para más reflexiones y conversiones. La experiencia muestra que más de tres reflexiones raramente son visibles en el sismograma. Para distancias mayores de 40°, las fases reflejadas en la superficie libre son muy distintas. A distancias de unos 100° y mayores, las **PP** y **SS** a menudo pertenecen a las ondas de cuerpo más grandes registradas.



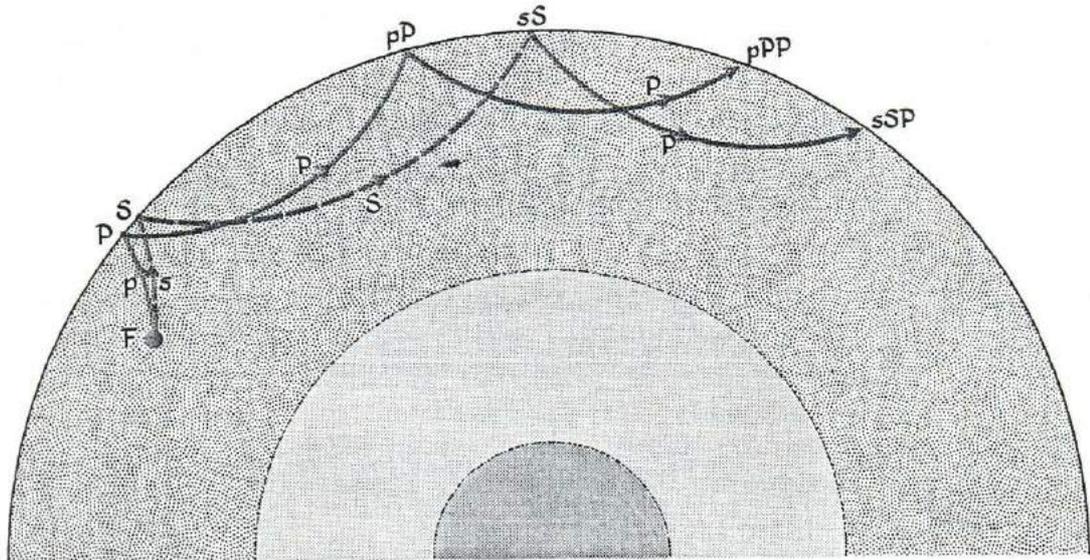
Ejemplo de caminos de propagación de ondas directas y reflejadas en el Manto. Las líneas sólidas son ondas P y las de trazo son S.

El símbolo **c** se usa para indicar una reflexión hacia arriba, es decir una reflexión en la discontinuidad Manto-Núcleo. Por ejemplo, **ScP** corresponde a una onda **S** que viaja hacia abajo desde el foco, se refleja en el Núcleo y convertida en una onda tipo **P** es registrada en la superficie. Del mismo modo se generan las **PcP**, **ScS** y **PcS**. Estas fases emergen escalonadamente pero las **ScP** son generalmente más fuertes que las **PcS** en componente vertical. Las fases reflejadas en el Núcleo son más fuertes cuando la distancia epicentral es menor de 40°. A distancias de unos 39°, las **ScP** y las **PcS** (Foco superficial) están todavía contaminadas con las **S** directas, por lo que la detección es bastante difícil. La **PcP** que roza tangente el Núcleo y se combina con la **P**, es conocida como **P difractada**.

Las ondas que ascienden desde el foco a la superficie libre y son reflejadas de vuelta la Manto se las llama **fases profundas** y se las codifica con los prefijos **p** y **s** según se trate de longitudinales o transversales. Así tendremos cuatro posibilidades de reflexiones que son las **pP**, **sP**, **pS** y **sS**. El primer caso, por ejemplo, indica una onda **P** que parte del foco hacia arriba (primer tramo), y se refleja hacia abajo en la superficie libre también como onda **P** (segundo tramo). Las fases profundas, principalmente las **pP**, son las más usadas para estimar la profundidad del foco. Es bastante obvio que cuanto más profundo es el foco, la **pP** demorará cada vez más en llegar que la **P**. Por lo tanto, las diferencias en tiempo de arribo **pP-P** son buenos indicadores de la profundidad del foco.

En el caso de focos más profundos, es posible reconocer varias reflexiones en la superficie libre, que si son **P** en su primer tramo, se registrarán como **pPP**, **pPS**, **pSP** y **pSS**, y si arrancan como **S** llegarán como **sPP**, **sPS**, **sSP** y **sSS**. La interpretación de todas estas fases debe hacerse con mucho cuidado ya que, por ejemplo, la **pP** de un terremoto profundo puede ser interpretada erróneamente como **P** cuando el primer arribo (P) es débil.

Dependiendo de la orientación del foco y de otros factores, la **sP** puede ser más fuerte que la **pP**, razón por la que se las puede mal interpretar. Las fases profundas a veces son más fuertes que las principales P, lo que las hace aparecer como primer arribo.



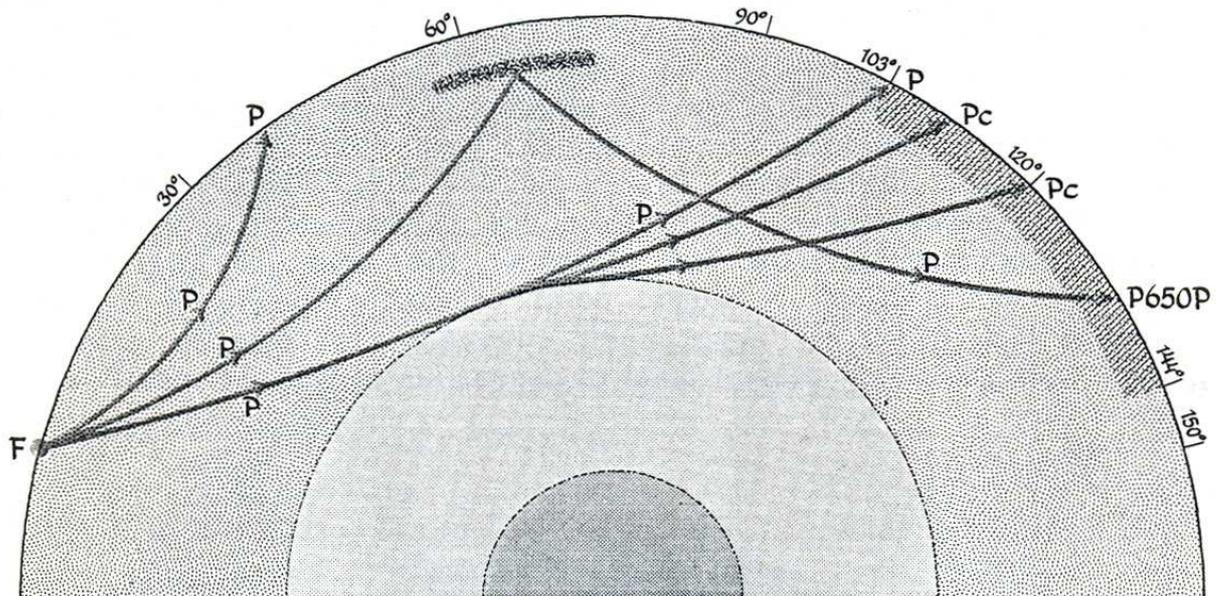
Ejemplo de caminos de propagación y fases.

B. A. Bolt introdujo el símbolo **d** (o su valor en km) entre **PP**, **SS**, etc., para indicar ondas reflejadas en discontinuidades secundarias del Manto Superior.

Por ejemplo, la **P400P** o **P650P** denotan una onda **P** reflejada en el lado de abajo de una discontinuidad a la profundidad de 400 ó 650 km respectivamente. Estas fases llegan a la estación antes que las **PP**, y son generalmente interpretadas como reflexiones en discontinuidades en el Manto Superior (es decir, **PdP**). Sin embargo, cuando los tiempos de arribo no pueden ser explicados en términos de discontinuidades conocidas como una **PdP**, se los define como **arribos tempranos PP** o **precursores** a las **PP**.

Ondas de cuerpo ($\Delta \geq 103^\circ$)

La amplitud de ondas **P** directas decae dramáticamente a distancias mayores de 100° , y reaparecen a distancias mayores de los 140° . Este rango $103^\circ < \Delta < 140^\circ$ es llamado **zona de sombra**. En esta zona no hay penetración de las ondas **P** directas debido a la difracción alrededor del Núcleo. La última onda **P** alcanza la superficie de la Tierra a los 103° , donde comienza la zona de sombra. Las **P** que alcanzan esta zona son difractadas en la Discontinuidad Manto-Núcleo y han perdido gran parte de su energía allí, de modo que son débiles. Al igual que la Dispersión, la Difracción también depende del período (o de la frecuencia). Las ondas más largas son más difractadas que las más cortas. Las **P** difractadas son codificadas como **Pc** (o **Pdif**). Los centros sismológicos como el National Earthquake Information Center (NEIC) en Golden, Colorado o el ISC en Inglaterra, usan **Pdif**. Las ondas **Pc** tienen amplitudes pequeñas, arribos emergentes o graduales y la energía cambia para períodos más largos. Las **Pc** de largo período son a veces observadas a distancias de hasta 160° o más. Las **S** son afectadas de un modo similar y se las identifica como **Sc** o **Sdif**. La zona de sombra de las ondas **S** se extiende 257° , es decir hasta los -103° .



Ejemplo de caminos de propagación de las ondas difractadas en el límite Manto-Núcleo, y de una onda P reflejada en una discontinuidad a los 650 km. Esta discontinuidad y la zona de sombra (103°-144°) están remarcadas.

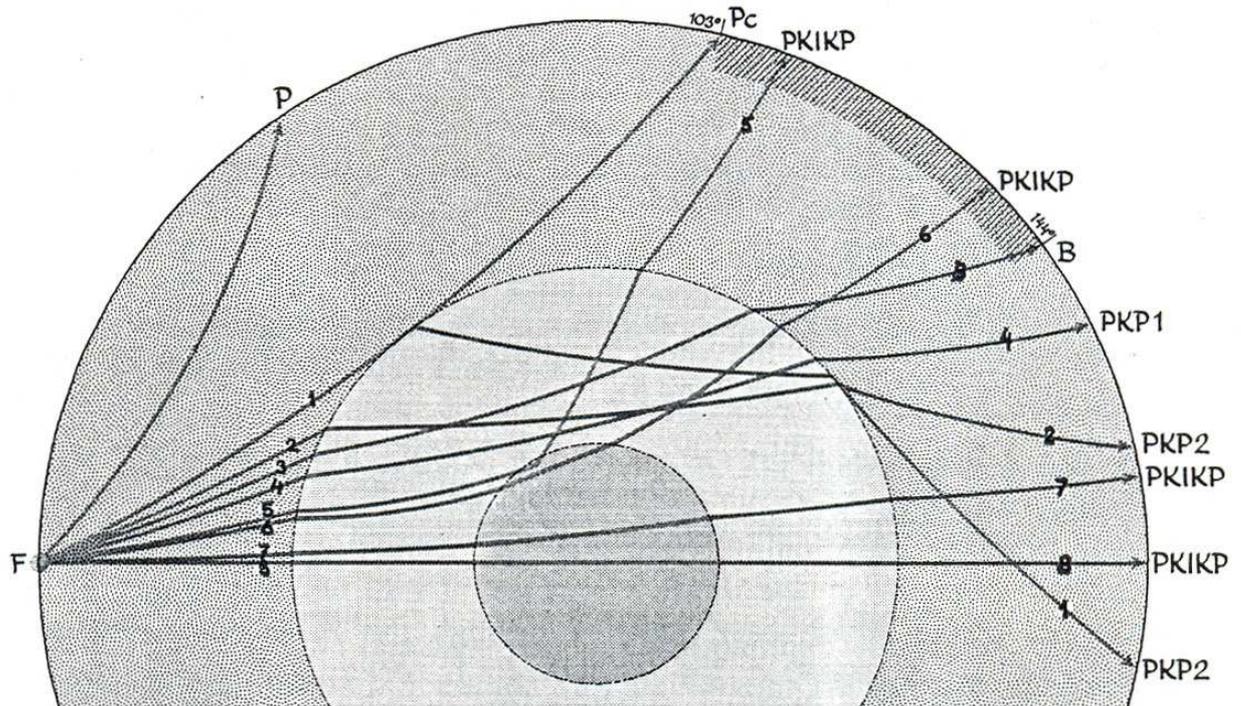
Las **P** y **S** directas, así como sus reflexiones son fácilmente diferenciadas de las superficiales. Las primeras ocupan un intervalo de entre 1 y 5 segundos, mientras que las últimas muestran grandes amplitudes (en sismos superficiales) y se registran durante un intervalo de entre 10 y 100 segundos. El período de las ondas **S** aumenta con la distancia, y en el caso de una reflexión múltiple, puede alcanzar varias decenas de segundos.

Como se mencionó anteriormente, el camino límite del rayo que es tangente al Núcleo, es el correspondiente a una distancia epicentral de 103°. Las ondas que inciden más verticalmente el Núcleo son divididas en reflejadas y refractadas. Las primeras vuelven al Manto como **PcP**, **PcS**, **ScP** o **ScS**, mientras que las últimas, llamadas **fases del Núcleo**, son refractadas hacia dentro del Núcleo. La refracción es bastante aguda a causa de la brusca caída de la velocidad de las ondas **P** al entrar al Núcleo.

Una onda **P** que penetra en el Núcleo Externo se simboliza con una **K**. Después de viajar a través del Núcleo Externo y sufrir otra división (Reflexión o Refracción) en el límite del Núcleo, emergen a la superficie de la Tierra de cuatro formas: **PKP**, **PKS**, **SKS** y **SKP**. Por ejemplo, la **PKS** corresponde a una onda que nace en el Manto como onda **P**, es refractada como onda **P** en el Núcleo Externo, y finalmente, después de una conversión en **S** es nuevamente refractada al Manto. La fase **SKP** es más fuerte en un sismógrafo de componente vertical que la **PKS**.

Algunos de los rayos sísmicos que atraviesan el Núcleo se muestran en la Figura 16. Es de destacar que el símbolo **K** siempre representa una onda **P**, ya que las ondas **S** no entran al Núcleo. La notación **PKP** suele abreviarse a veces como **P'**.

Para rayos que inciden con un ángulo ligeramente menor que aquel que roza tangente el Núcleo, la onda **PKP** correspondiente emerge a la superficie más allá de los 180°. Cuando el rayo entra al Manto cada vez más verticalmente, la refracción en el Núcleo es cada vez menos abrupta, y el rayo emerge a menor distancia epicentral. Esta disminución de la distancia ocurre hasta los 144°. Si continúa disminuyendo el ángulo de incidencia, comienza nuevamente a aumentar la distancia epicentral a la que emerge el rayo en la superficie, pero no pasa de los 165°. Este fenómeno se ve si se analizan dos **PKP** identificadas como **PKP1** y **PKP2** para el primer y el segundo arribo respectivamente. Exactamente a los 144°, las ondas de las dos ramas coinciden, dando lugar a una concentración de la energía cerca de esa distancia, que se conoce como **punto cáustico**. Es de destacar que ni la **PKP1** ni la **PKP2** penetran al Núcleo Interno, es decir que ambas ondas tienen su punto de mayor penetración en el Núcleo Externo.



Ejemplo de caminos de propagación de onda P que viaja a través del Núcleo de la Tierra. B es llamado punto cáustico (límite de la sombra a 144°). Los rayos están numerados en orden creciente del ángulo de incidencia.

Si seguimos verticalizando el rayo incidente, penetrará en el Núcleo Interno. Para una incidencia menor, mayor será la distancia epicentral de emergencia, desde unos 110° hasta el que atraviesa diametralmente la Tierra hasta el punto antípoda a 180°. Las ondas que atraviesan el Núcleo Interno se simbolizan como I, dando lugar a fases como las **PKiKP**, **PKiKS**, **SKiKS** y **SKiKP**, aunque a menudo se las llama simplemente **PKP**, **PKS**, etc.

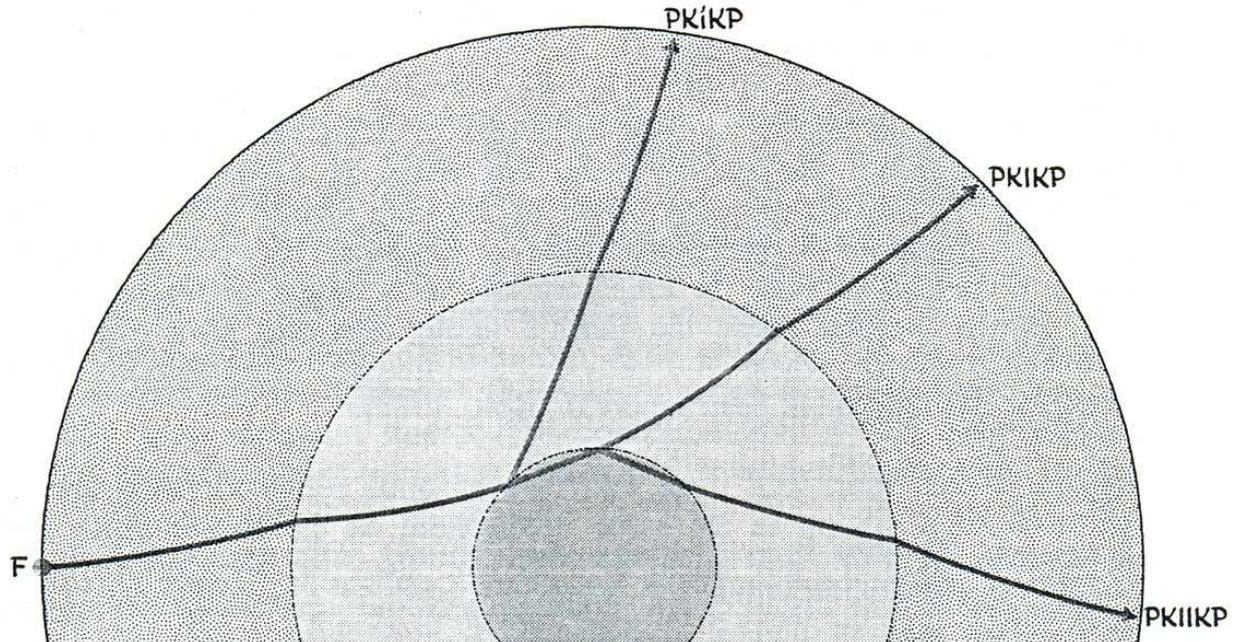
Las fases con un tramo **S** en el Núcleo Interno incluirían la letra **J**, tal como la **PKJKP**, pero estas no han sido claramente identificadas en los sismogramas. Los tramos **I** y **J** siempre van acompañados a ambos lados por la **K**. Los rayos correspondientes a ondas reflejadas en la cara exterior e interior del Núcleo Interno son simbolizadas como **PKiKP** y **PKIKP** respectivamente.

Si el evento estudiado es débil, no se observará ninguna **Pc** desde $\Delta > 103^\circ$ y el primer arribo en el registro será una **PKP**. A distancias epicentrales entre 105° y 120°, la **PKiKP** generalmente da un claro arribo en el sismograma.

En la región del punto cáustico, es decir alrededor de los 144°, el tren de ondas de fases del Núcleo viene a ser bastante complicado. A distancias mayores del punto cáustico es donde los arribos observados pueden ser separados en ramas **PKP**. La distribución de la energía cambia con el aumento de la distancia. La **PKP1** es la rama dominante desde dicho punto hasta los 153°.

En los registros de eventos débiles (entre 144° y 153°), el primer arribo visible es la **PKP1**, puesto que la **PKiKP**, teóricamente precediendo a la **PKP1**, es demasiado débil para ser observada. Cuando aumenta la distancia, la **PKP1** viene a ser más débil y se desvanece alrededor de los 160°. Para distancias mayores, 157°, la **PKP2** domina el sismograma.

Algunos sismólogos prefieren la nomenclatura adoptada en las curvas tiempo-distancia con ramas **AB**, **BC** y **DF**. Estos arribos son codificados como **PKP_{AB}**, **PKP_{BC}** y **PKP_{DF}**, que corresponden a arribos **PKP2**, **PKP1** y **PKiKP** respectivamente. La rama **CD** (**PKP_{CD}**) está relacionada a los arribos **PKiKP** que son debidos a reflexiones en el exterior del Núcleo Interno.



Caminos de propagación de ondas P en el Núcleo de la Tierra: Reflejadas PKiKP y refractadas PKIKP.

En el rango de distancias entre los 125° y el punto cáustico, las **PKIKP** son precedidas por arribos precusores muchos segundos antes de la fase principal. Estos son explicados por el fenómeno de dispersión (scattering) en o cerca del límite Manto-Núcleo.

De un modo similar a lo anterior, se pueden formar nuevos símbolos para toda la familia de ondas que se propagan a través del Núcleo. Por ejemplo, la **PKKP** es una onda **P** que ha sido reflejada en el interior del límite Manto-Núcleo. Esta es generalmente muy pronunciada en los registros tomados entre los 60° y 80° . Su arribo puede ser a veces mal interpretado como una onda **P** de otro evento. Las ondas **P** atrapadas dentro del Núcleo líquido, y con múltiples ramas **K**, son llamadas **PmKP**, donde m-1 significa el número de reflexiones. Se han registrado casos de una **P4KP** y **P7KP**.

Las **PKPPKP**, o **P'P'**, son ondas **PKP** reflejadas una vez en la superficie libre de la Tierra y que llegan a una estación en el mismo hemisferio del foco. Puesto que las **PKP** tienen el punto cáustico a 144° , se supone que la reflexión más fuerte ocurre a esa distancia, y por lo tanto se observará mejor una **P'P'** a los $2 \times 144^\circ = 288^\circ$ ó a los 72° . La **P'P'** es bien registrada a unos 30 minutos de la fase **P** cuando la amplitud de las fases precedentes decae, y es a veces mal interpretada como otra **P** o **PKP**. La distancia de 72° es también equivalente a $3 \times 144^\circ = 432^\circ$, ó $360^\circ + 72^\circ$, por lo que la fase **P'P'P'** también es detectada a esta distancia y puede ser observada en terremotos fuertes a unos 20 minutos después de la **P'P'**.

A fines de los años '60 se detectaron las precursoras de las **P'P'**. Al igual que las **PdP**, las ondas **P'dP'** no son reflejadas en la superficie opuesta de la Tierra, sino en alguna discontinuidad del Manto Superior. Por ejemplo, la onda **P'650P'** viaja del hipocentro hasta el otro lado de la Tierra, donde es reflejada de vuelta hacia la estación desde una capa a 650 km de profundidad. La **P'650P'** pasa dos veces a través del Núcleo y precede en unos 2 minutos a la **P'P'** en el sismograma. De reflexiones asimétricas pueden surgir algunas precursoras cercanas a los 30 minutos del principal arribo **P'P'**.

Volviendo a las **P** y **S**, igual que las **PKP**, hay ondas **SKS** que viajan hacia abajo a través del Manto. Incidentes en la Discontinuidad Manto-Núcleo, continúan convertidas en **P** (rama **K**) atravesando el Núcleo Externo líquido. Convirtiéndose nuevamente en **S** al entrar al Manto, emergen a la superficie como **SKS**. Igual que la fase **PmKP** ocurre con la **SmKS**. Las primeras **SKS** son observadas desde los $60\text{-}70^\circ$ hasta los 180° .

Las **SKS** tienen un punto cáustico a los 80°, dependiendo del modelo estructural, de modo que entre los 70-90° es la mejor región para su análisis. Sin embargo, la fase de identificación debe ser hecha con mucho cuidado porque a esa distancia las **SKS** están todavía contaminadas con ondas **S** directas. A los 82° la **SKS** comienza a llegar antes que la **S**. Para distancias menores que los 95°, la **SKS** es más pequeña que la **S**, pero a distancias mayores la **SKS** es más grande. Confundir **S** con **SKS** y viceversa afectará la determinación del epicentro, puesto que la diferencia en tiempos de arribo **S-P** es directamente proporcional a la distancia epicentral. Las ondas **S** y **SKS** son registradas más claramente en equipos de componente horizontal de largo período, sin embargo, también son observadas en equipos de corto período, aunque el arribo de la segunda no suele ser muy claro por la contaminación con la coda de la **S**.

El período de la fase **SKS** puede alcanzar varias decenas de segundos, y es, por lo tanto, bien registrada en sismógrafos de componente horizontal de largo período. Por otro lado, el mejor sensor de **PKP**, **PKKP**, **PKIKP**, etc., es el instrumento de corto período de componente vertical.

Ondas de cuerpo de terremotos de foco intermedio y profundo

En los inicios de la sismología, la determinación de la profundidad de foco de los terremotos era un tema de especulación, aún cuando había muchos indicios (fallas superficiales) de que muchos de ellos provenían de eventos poco profundos. Por otro lado, varios investigadores encontraron a principios de este siglo un cierto número de eventos con profundidad focal mayor que 100 km. Un poco después, científicos japoneses mostraron evidencias de sismos ocurridos a más de 500 km. Ellos basaron sus conclusiones en las diferencias de tiempo **S-P**, en la distribución de intensidades y en la apariencia diferente entre los terremotos de foco intermedio o profundo y los superficiales. Se notó primero que los sismogramas de eventos intermedios y profundos tienen una fase **S** bastante impulsiva y grande, donde predominan los períodos cortos y codas poco desarrolladas. En este contexto, es interesante mencionar que durante los años '20 la Agencia Meteorológica de Japón ya operaba una excelente red regional de estaciones sismográficas.

Estudios posteriores confirmaron las conclusiones de Wadati, que terremotos de foco intermedio y profundo producen sismogramas con ondas de cuerpo impulsivas excepcionalmente bien registradas, y que la amplitud de las ondas superficiales decrece cuanto más profundo es el foco. Las fases fuertes y profundas como las **pP** y **sS** son también diferentes en los registros de eventos profundos. Pero, la duplicación de la fase principal por reflexiones superficiales a menudo complica la interpretación del sismograma. Otra característica importante que acentúa la diferencia entre focos superficiales y profundos son las réplicas. Mientras los superficiales son generalmente seguidos por numerosas réplicas, los profundos (aunque pueden ser de eventos múltiples) virtualmente nunca desarrollan series de réplicas.

Los terremotos fuertes de foco intermedio y profundo ocurren en regiones sísmicamente activas, tales como: los arcos insulares de Tonga-Kermadec, Las Marianas, New Hebrides o el Arco Aegean; los bordes continentales con fosas profundas de Centro y Sudamérica y las cadenas montañosas del Himalaya o Carpathians. La quinta parte de los terremotos registrados ocurren a profundidad mayor que 70 km. Entre los más profundos conocidos hay tres en el área del Mar de Flores, el 25 de Agosto de 1.933, el 29 de Junio de 1.934 y el 30 de Junio de 1.943. Sus profundidades son dadas por Gutenberg y Richter (1.938) como 720 km. Hay cuatro registros de eventos en el área de Fiji-Tonga con profundidades mayores a 750 km. Dichos eventos eran pequeños por lo que no se registraron en más estaciones, y sus profundidades, particularmente la de los dos más profundos no deben considerarse como bien determinadas. Ocasionalmente, los terremotos de foco profundo ocurren en áreas geográficas inesperadas. Por ejemplo, hasta 1.954, era generalmente aceptado que estos terremotos ocurrían solo en el Cinturón Pacífico, pero el 29 de Marzo de 1.954 hubo un terremoto aislado en el Sud de España a 630 km de profundidad, y posteriormente ocurrió otro más pequeño en el mismo foco el 30 de Enero de 1.973.

Aunque hubo varias hipótesis en el pasado para explicar los terremotos profundos (Por ejemplo contracción de la Tierra por enfriamiento), hoy casi todos los sismólogos coinciden que estos eventos son asociados con la placa litosférica que subduce, lo que se ajusta perfectamente con la teoría de la tectónica de placas. Por supuesto, hay algunos terremotos aislados como el del 29 de Marzo de 1.954, que no están relacionados con la subducción.

A pesar de la Tectónica de Placas, es probable que todos los eventos sísmicos sean generados por diferentes modos de fractura de las rocas. Por ejemplo, es posible que los focos profundos no estén asociados con desplazamientos a lo largo de fallas de superficies cuasiplanas.

Algunos investigadores ahora asocian los terremotos profundos con transiciones de fase que ocurren en el Manto Superior, o en otras palabras, a repentinos cambios de volumen (densificación) debidos al colapso de las moléculas del olivino (mineral que predomina en el Manto) desde un estado de baja presión a una forma más densa. Sin embargo, la relación entre transiciones de fase, la generación de terremotos profundos y la mecánica de fractura asociada con estos es todavía poco entendida y debatida. Se han propuesto otros modelos plausibles que explican estos eventos, tales como la deshidratación de minerales o la generación abrupta de calor por fricción.

Con todo, las características de los terremotos de foco intermedio y profundo registrados a distancias telesísmicas, son la simplicidad del sismograma, amplitudes pequeñas, la ausencia de ondas superficiales y la forma impulsiva de las ondas de cuerpo. Con alguna experiencia, todas estas características pueden ser detectadas al observar un sismograma.

Ondas Superficiales

El decrecimiento de la amplitud para las ondas de cuerpo (**P** y **S**) es inversamente proporcional a la distancia propagada, mientras que para las ondas superficiales lo es a la raíz cuadrada de la distancia. Por ello, con excepción de distancias epicentrales muy cortas, las ondas superficiales llevan la mayor cantidad de energía radiada por terremotos superficiales e intermedios.

En 1.885, Lord Rayleigh demostró teóricamente que un tipo especial de onda superficial (hoy llamada **Rayleigh** y codificada como **LR**) podía propagarse a lo largo, pero debajo, de la superficie libre de la Tierra. Contrario a los otros tipos de ondas superficiales, las **LR** no están limitadas a medios estratificados, sino que también pueden ser transmitidas a través de un medioespacio (o medio seminfinito). Como se vio anteriormente, el movimiento de las partículas sigue una órbita elíptica retrógrada en el plano que contiene a la dirección de propagación. En la superficie de la Tierra, las amplitudes en las direcciones vertical y horizontal tienen una relación de 3 a 2. Por ello las Rayleigh se detectan mejor en los sismogramas de componente vertical y sus amplitudes decrecen exponencialmente con la profundidad del foco.

Por ejemplo, a una profundidad igual a una longitud de onda, las amplitudes vertical y horizontal caen a 0,11 y 0,19 de su valor en la superficie libre, respectivamente. La velocidad de las ondas Rayleigh en un medio homogéneo, c_R , varía entre 0,87 y 0,96 veces la velocidad de las **S**, v_S en el medio espacio. Para muchas rocas la **Relación de Poisson** es aproximadamente **0,25**, lo que da una relación $c_R = 0,92 v_S$

En 1.911, A. E. H. Love resolvió el problema teórico de la propagación de ondas a través de una delgada capa superficial superpuesta en un semiespacio homogéneo. Suponiendo que la velocidad de las ondas **S** en la capa sea menor que en el material de abajo, puede transmitirse otro tipo de onda (llamada **Love** y codificada como **LQ**) sin penetración significativa de energía en el medio de mas abajo. Estas ondas pueden ser consideradas ondas de canal, atrapadas en este caso por la capa superficial. En contraste con las ondas **Rayleigh**, las ondas Love no muestran movimiento vertical ya que las partículas excitadas por esta vibración están polarizadas en el plano horizontal perpendicular a la dirección de propagación. En consecuencia, el trazo de las ondas Love solo se ve en los registros de sismógrafos de componente horizontal. Las ondas Love se propagan a mayor velocidad que las ondas Rayleigh en la capa delgada y el semiespacio. La velocidad media de estas es de 4.43 y 3.97 km/seg para las **LQ** y **LR** respectivamente.

El intérprete tiene dos pistas para distinguir las ondas **LQ** de las **LR**. Primero el movimiento de las partículas: Mientras las Rayleigh muestran generalmente mayor amplitud en los registros de componente vertical, las Love son mejor registradas en los de componente horizontal. Segundo la diferente velocidad de propagación: Tanto las **LQ** como las **LR** se propagan más lentamente que las **P** y **S**, pero como las **LQ** son más rápidas que las **LR**, se las registra antes.

Interior de la Tierra el tipo de rocas o comportamiento químico

Corteza

Su espesor varía entre 25 y 40 Km (30-35) bajo los continentes, aumentando hasta 70 Km bajo las altas montañas, y se hace mucho más delgada (hasta 5 Km) bajo los profundos océanos. Es una imagen especular de la topografía aunque exagerada en su escala vertical.

La velocidad de las ondas **P** aumenta gradualmente con la profundidad desde 6 Km/seg hasta alrededor de 8 Km/seg, inmediatamente debajo de la discontinuidad de **Mohorovicic** o simplemente **MOHO** en donde comienza el manto.

La parte superior de la corteza (hasta Conrad) está compuesta por rocas graníticas donde predomina el Silicio (Si) y el aluminio (Al) por lo que vino a ser llamada SIAL o **capa SIALICA**.

La parte bajo la discontinuidad de Conrad está compuesta de rocas basálticas.

El basalto se asemeja al granito, porque también contiene sílice y aluminio, pero difiere en que tiene un alto contenido de magnesio, razón por la que se le llamó SIMA o **capa SIMATICA**.

Manto

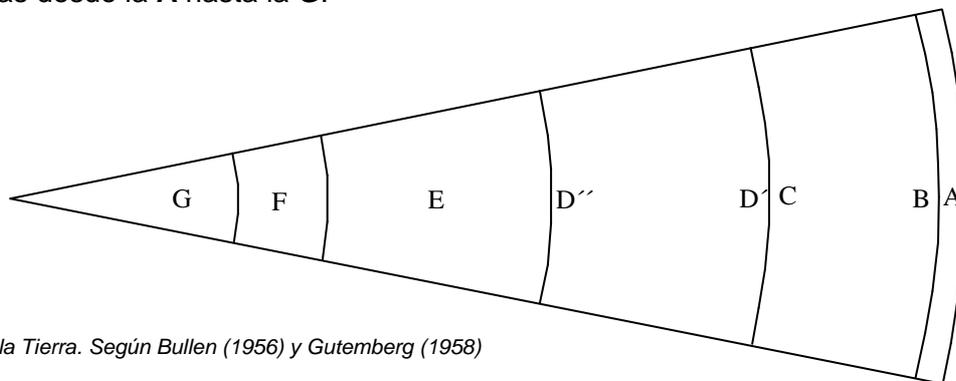
Comienza justo bajo la discontinuidad de Mohorovicic donde la velocidad de las ondas longitudinales aumenta desde 8 Km/seg hasta un máximo de 13,7 Km/seg a los 2.900 Km de profundidad. Allí se producía la zona de sombra de las ondas directas que vino a llamarse **Discontinuidad de Gutenberg** en honor a quien la descubrió.

Núcleo

Desde la discontinuidad de Gutenberg hacia adentro hay un claro aumento de la velocidad de las ondas longitudinales hasta los 5.000 Km de profundidad, y desaparecen las ondas transversales para volver a aparecer en el centro de la Tierra. Se concluyó que el núcleo podría subdividirse a su vez en **Externo Fluido** e **Interno Sólido**, estando compuesto de Hierro y Níquel en su mayor parte.

Modelo de Bullen

Un análisis más profundo de las curvas de tiempo distancia, siempre sobre la base de una mayor cantidad de observatorios sismográficos y más sismos registrados, permitió determinar Subdivisiones de 2º orden que Bullen en 1953 sugirió se los identificara como capas o regiones con letras desde la **A** hasta la **G**.



Capas de la Tierra. Según Bullen (1956) y Gutenberg (1958)

Región A: Coincidente con la **Corteza** hasta la Discontinuidad de Mohorovicic.

Región B: Desde el **MOHO** hasta unos 250 Km de profundidad tiene la particularidad que desde los 100 Km de profundidad la velocidad de las ondas cae en el orden del 6%, lo que se denominó **Capa de Baja Velocidad** o **Discontinuidad de los 20°**, porque es claramente apreciada en sismos a distancia epicentral de 20°. Esto implica baja rigidez o rocas parcialmente fundidas. En laboratorios se confirmó que la peridotita funde a la temperatura correspondiente a esas profundidades. Basta con un 5% de este mineral fundido para justificar la reducción de velocidad que muestran las curvas.

Un cambio de fase implica un cambio de las propiedades físicas, como el caso del grafito (baja densidad) y el diamante (alta densidad) que son fases formadas a bajas y altas presiones del carbono.

A la presión y temperatura presentes en el manto superior, la peridotita (3,3 Tn/m) compuesta de silicatos de magnesio y hierro, olivino y piroxeno, es el material que cumple con los cambios de fase y de velocidades citados. La lava de los volcanes bajo la corteza oceánica tiene abundante peridotita.

Región C: Originalmente Bullen (1956) ubicó esta región a 1.500 m. en base a un marcado cambio de pendiente en la curva de tiempo-distancia, lo que implicaba disminución del gradiente de velocidad. Posteriormente Gutenberg la ubicó a los 1.000 m de profundidad en 1958 y Bolt en 1982 la ubica definitivamente a los 700 metros de profundidad.

Concretamente, esta Región surge del cambio de pendiente en la curva de velocidad. Lo que no hay acuerdo entre los geofísicos es en los materiales y condiciones que justifiquen este cambio de velocidad. Lo más razonable, y en lo que coinciden la mayoría, es que se producen también cambios de fase o de estabilidad de minerales por las condiciones particulares de temperatura y presión a esas profundidades.

Algunos simplemente la interpretan como una zona de transición entre la región de fase de baja presión, justo bajo la Corteza, y la región profunda donde la fase de alta presión se completa. El límite inferior de esta región coincide con los terremotos de foco profundos registrados.

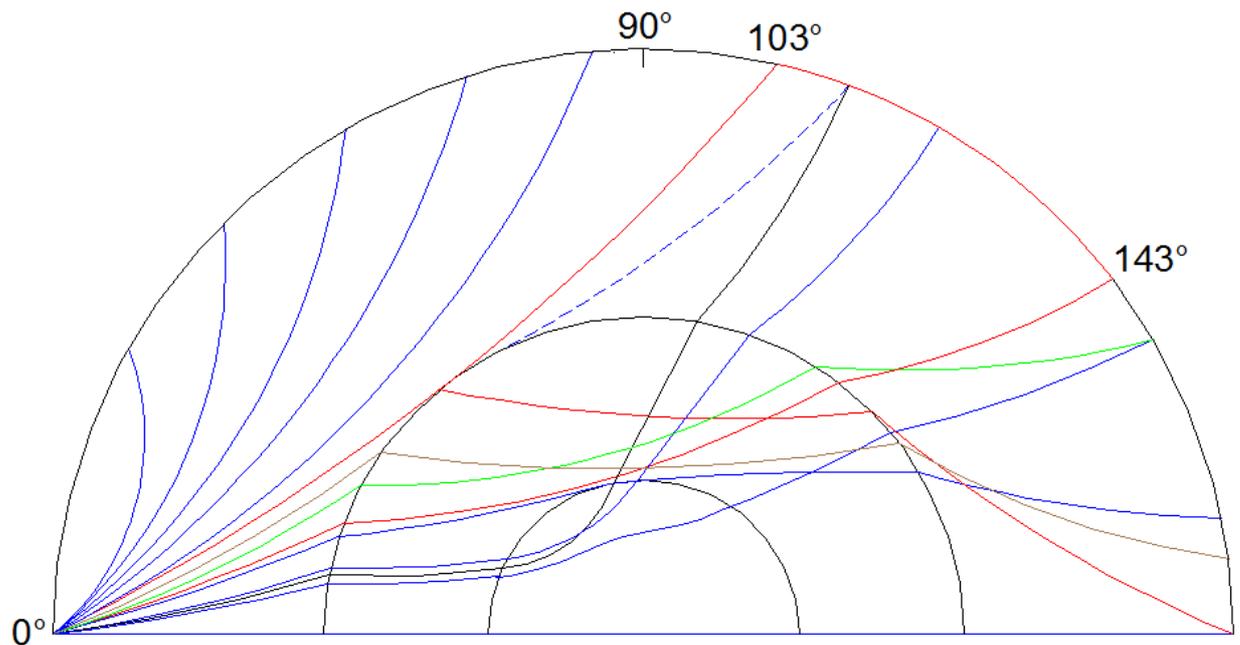
Las corrientes de convección generadas en el manto inferior mezclan todos los materiales y homogeneizan o uniforman el comportamiento elástico.

Región D: Ubicada por Gutenberg entre los 1.000 y 2.900 km y por Bolt desde los 750 km de profundidad. Esta sería la región más estable de la Tierra donde la velocidad aumenta a un ritmo constante, debido fundamentalmente a un aumento en igual medida de la presión con la profundidad. La excepción a esta regularidad estaría al comienzo y final de la región, que fueron diferenciadas como **D'** y **D''**, justamente como consecuencia de la transición con las regiones antes y después de esta.

Región E: Esta región es la ya analizada y descubierta por Gutenberg con la zona de sombra de las ondas directas a partir de los 103° de distancia epicentral. Aquí se presenta un contraste muy fuerte de velocidades, debido fundamentalmente a que esta región se comporta como un líquido. Aquí comienza el Núcleo de la Tierra.

En esta región se propagan tres tipos de ondas: Las **PKP** y **PKIKP**, ondas puramente longitudinales; las **SKP**, **PKS**, **SKIKP** y **PKIKS**, ondas de cualquier tipo que atraviesan el núcleo como longitudinales y se convierten nuevamente al salir, y las **SKS** y las **SKIKS**, ondas puramente transversales que se convierten en longitudinales para atravesar el núcleo.

A raíz de la curvatura del Núcleo y el fuerte contraste de velocidades se presenta una situación muy particular: La onda **PKP** que incide con un ángulo ligeramente menor que aquella que roza tangente el Núcleo, emerge a la superficie más allá de los 180°. Cuando el rayo penetra al Manto cada vez más verticalmente, la refracción en el Núcleo viene a ser cada vez menos abrupta, y el rayo emerge en la superficie a menor distancia epicentral. Esta disminución de la distancia ocurre hasta los **144°**. Si continúa disminuyendo el ángulo de incidencia en el Núcleo, comienza nuevamente a aumentar la distancia epicentral a la que emerge el rayo en la superficie, pero no pasa de los **165°**. Este fenómeno conoce como **Punto Cástico**.



Diferentes caminos de propagación de las ondas en el Manto y el Núcleo de la Tierra

Es de destacar que ninguna de las ondas PKP penetra al Núcleo Interno, es decir que tienen su punto de mayor penetración en el Núcleo Externo.

El gran descubrimiento en esta región fue el hecho que las ondas transversales no se propagaban, concluyéndose que se comporta como un fluido.

Región F: Como no hubo acuerdo entre los estudiosos de la región se la llama zona de transición. Algunos opinan que la velocidad de las ondas aumenta y otros que primero cae y recién aumenta.

En razón de lo difícil que es estudiar los tiempos de las ondas que atraviesan esta región, las conclusiones fueron obtenidas de análisis en laboratorio, donde se comprobó, con vidrio en estado plástico y resinas, que efectivamente existe una zona de transición cuando se pasa de un estado líquido a uno sólido, y particularmente a las temperaturas de esas profundidades.

Región G: Aquí se presenta otra particularidad y es que aparecen nuevamente las ondas transversales, lo que implica que la región se comporta nuevamente como sólida.

Al límite de la precisión con la que puede medirse la velocidad de las ondas se notó que para $\Delta > 150^\circ$ había un ligero aumento de la velocidad, lo que podía justificarse con un núcleo interno sólido de unos 1.250 km de radio, pero no se detectaba el cambio de fase necesario para identificar otro tipo de onda.

Recién en los años 60 se pudo confirmar esto gracias a las ondas reflejadas en el límite del núcleo externo-interno y que aparecían a unos 110° de distancia epicentral. Y si todavía quedaba alguna duda al respecto, esta desapareció en los años 70 con las explosiones nucleares cuyas ondas (**PKiKP**) tenían una muy clara reflexión en el núcleo interno. Además se comprobó hasta 13 rebotes internos en el borde del núcleo.

Todo esto llevó a conclusiones acerca de las propiedades físicas del núcleo. Las ondas **P** que atraviesan el núcleo tienen arribos agudos en el sismograma, es decir que no se amortiguan a pesar de pasar por un líquido, y esto solo es posible para aleaciones de hierro en estado fluido.

Interior de la Tierra según el comportamiento de las rocas o Dinámico

Litósfera

Con dijimos, la caída del orden del 6% de la velocidad de las ondas permitió definir la Capa de Baja Velocidad. Esto debido a que probablemente la roca está parcialmente fundida y por lo tanto disminuye la rigidez.

Este material en estado viscoso permite el desplazamiento y flotación propuesto por la Teoría de la Tectónica de Placas, y demostradas por la Gravimetría (Isostasia) y el Paleomagnetismo respectivamente.

Justamente en esta capa se basa la nueva subdivisión del interior de la Tierra. Los Geofísicos están convencidos que esta discontinuidad es más significativa que la de MOHO. La Litósfera entonces, contiene a la Corteza y parte del Manto Superior de la anterior división y se extiende hasta los 100 km de profundidad, límite superior de la capa de baja velocidad.

Desde el punto de vista tectónico, la corteza terrestre junto con la parte superior del manto forma la capa rígida flotante que deriva, y se extiende hasta los 100 km de profundidad.

Astenósfera

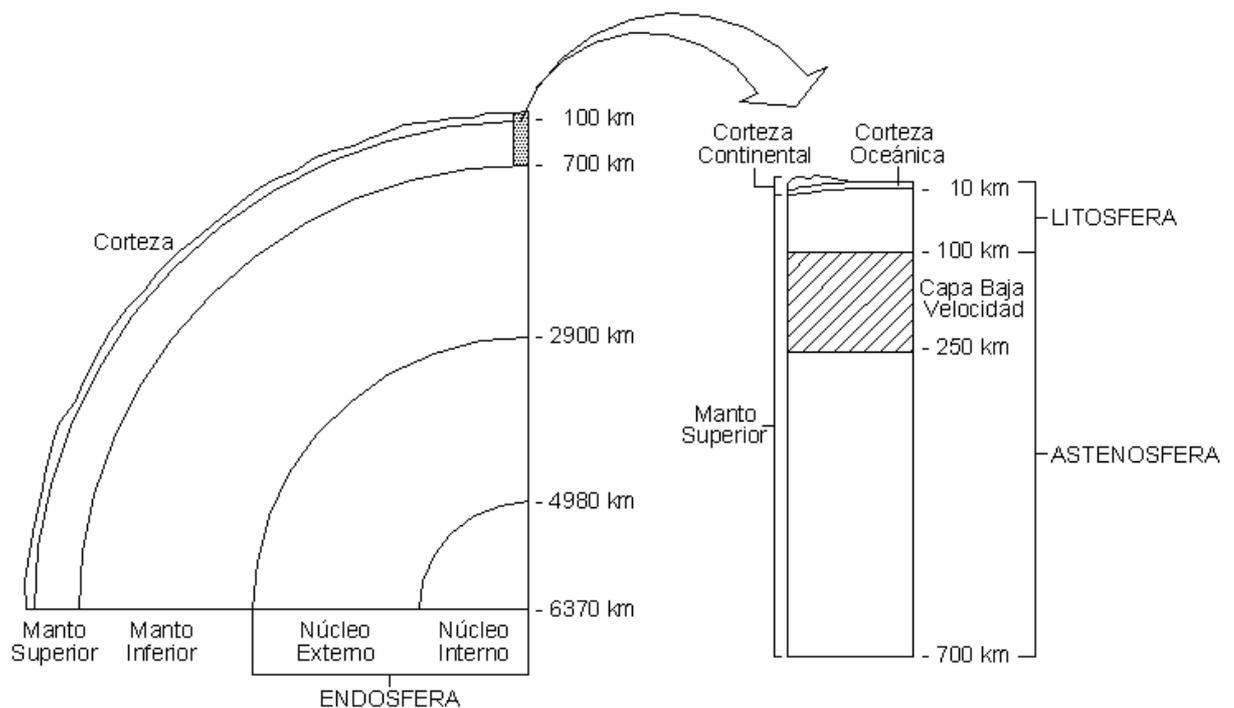
Continuando el análisis de las velocidades con la profundidad, se observa que después de la caída mencionada a los 100 km de profundidad, las velocidades crecen rápidamente hasta los 700 km, y dieron lugar a definir otra importante división del interior de la Tierra.

Mesósfera

Esta zona comienza en los 700 km, límite de la Astenósfera, y se extiende hasta la Discontinuidad de Gutenberg, es decir en el límite Manto-Núcleo a los 2.900 km.

Endósfera

Coincide totalmente con el Núcleo



Corte esquemático mostrando en Interior de la Tierra con las divisiones anterior y actual.

Bibliografía

- Modern Global Seismology** - Thorne Lay – Terry C. Wallace - Academic Press -1995
- Manual de Prevención Sísmica** – INPRES – 1995
- Earthquakes and Geological Discovery** - Bruce A. Bolt - Scientific American Library - 1993
- Anatomy of Seismograms** - Ota Kulháněk - IASPEI/UNESCO - 1990
- Introducción a la Geofísica** – Benjamín F. Howell, Jr. – Ediciones Omega - 1962
- Exploration Geophysics** - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957