

UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN

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

CATEDRA DE GEOFÍSICA

APUNTES DE

SISMOLOGÍA

**PARA ALUMNOS DE GEOLOGÍA
DE LA FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES
DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN**

Prof. Ing. Luis A. Estrada

Año 2012

INTRODUCCIÓN

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. Thales 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. Él 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 de 1857 cerca de Nápoles, Italia, que 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 remidió 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 resultaron ser 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 rompiendo 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.

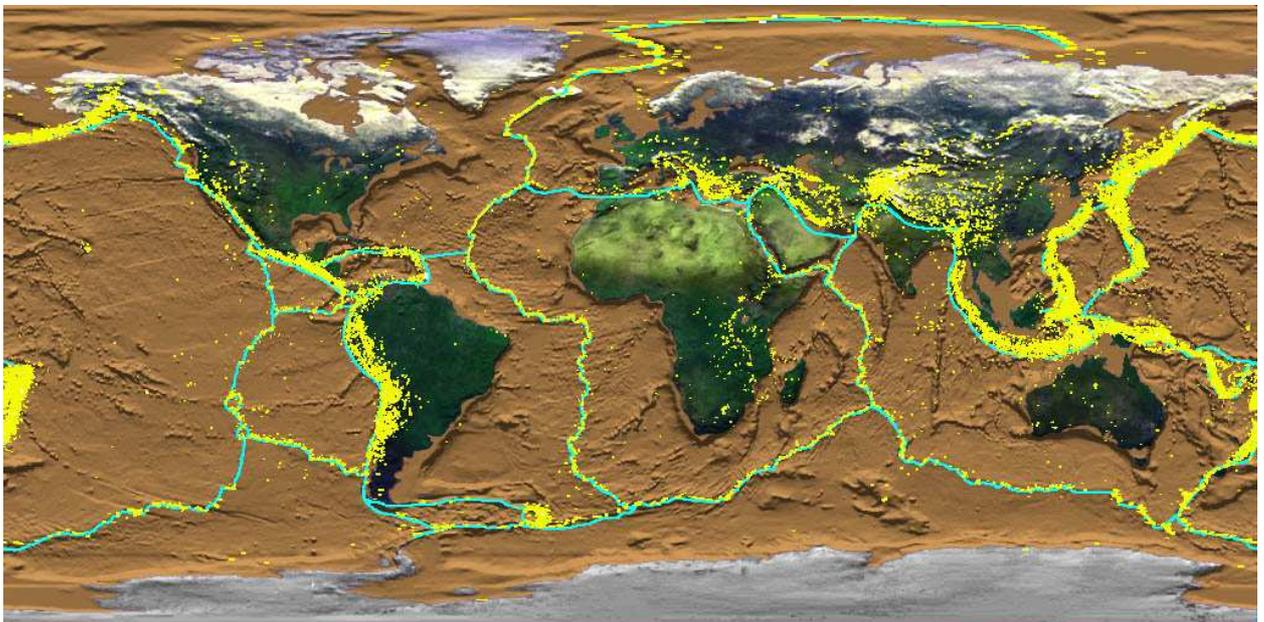
La capa superior rígida está rota en una docena de grandes placas de forma irregular, no coincidentes con los continentes, y un gran número de placas secundarias de menor tamaño.

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.



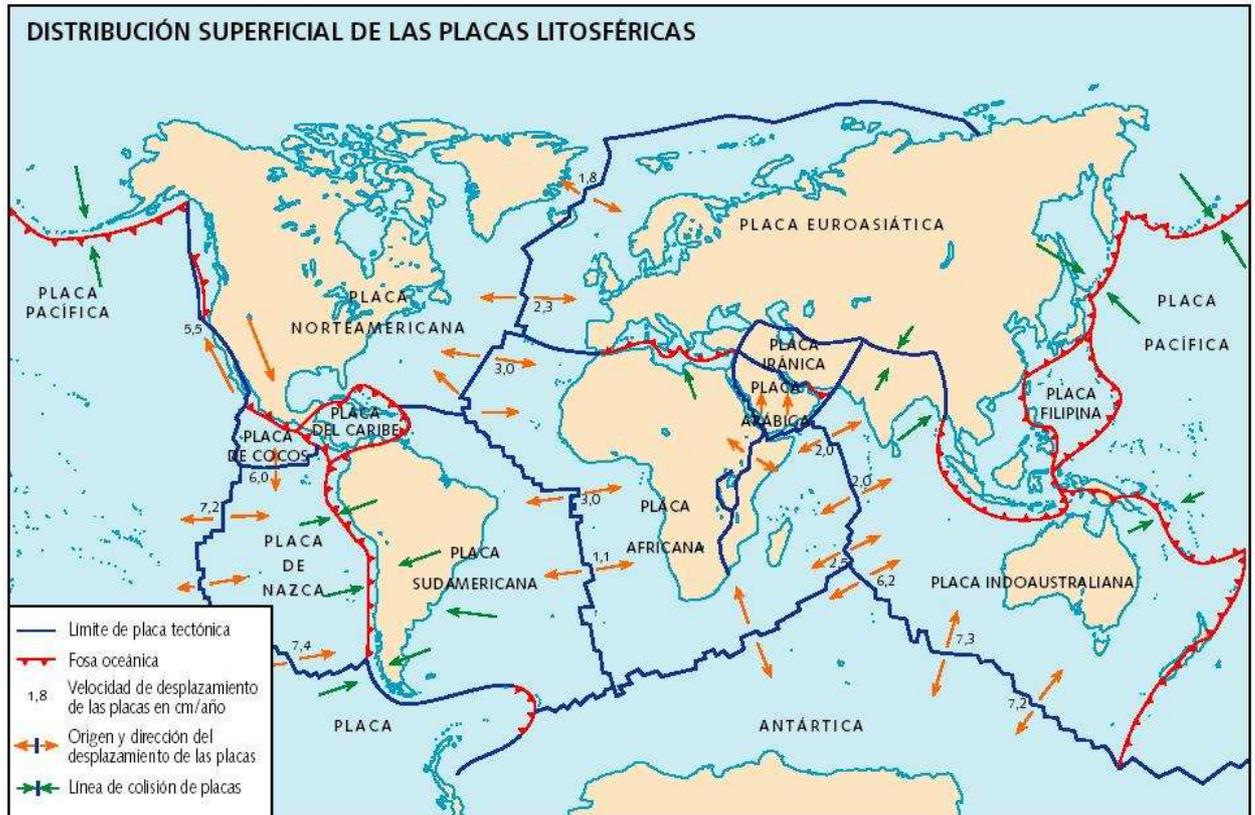
Distribución global de las Placas Litosféricas y de los Epicentros de Terremotos.

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

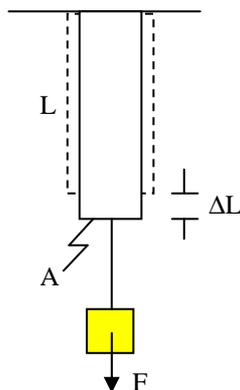
La forma más segura de prevenir la ocurrencia de un sismo es dando seguridad a las construcciones y confeccionando un Plan de Emergencia Sísmica con concientización de la población. En nuestro país el **Instituto Nacional de Prevención Sísmica** confecciona normas de construcción antisísmica, según el 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:

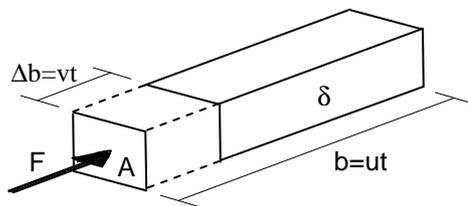
Las **Ondas Longitudinales** son las que producen vibraciones de las partículas en la misma dirección de la propagación, generando compresión y dilatación del material.

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.

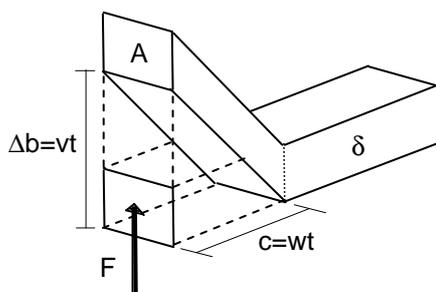


El volumen $V = A \cdot b = A \cdot u \cdot t$, la masa $m = \delta \cdot V = \delta \cdot A \cdot u \cdot t$
 La Cantidad de Movimiento $M = m \cdot v = \delta \cdot A \cdot u \cdot t \cdot v$
 La Fuerza $F = M/t = \delta \cdot A \cdot u \cdot t \cdot v/t = \delta \cdot A \cdot u \cdot v$
 El Esfuerzo $\epsilon = F/A = \delta \cdot A \cdot u \cdot v/A = \delta \cdot u \cdot v$
 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:

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

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

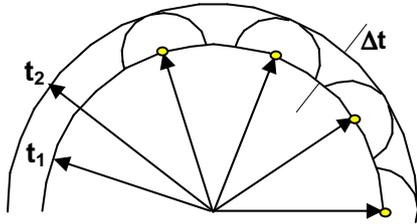
$$V_T = 0.4 V_L \text{ para suelos y materiales no consolidados}$$

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.

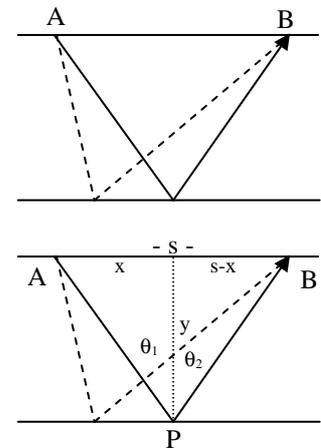


El **Principio de Huygens** establece que todo punto alcanzado en un tiempo t_1 por un frente de onda o un particular rayo sísmico, se comporta como una nueva fuente emisora ondas sísmicas secundarias, y que la envolvente de todos los frentes de onda en un tiempo Δt , componen un nuevo frente de ondas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

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



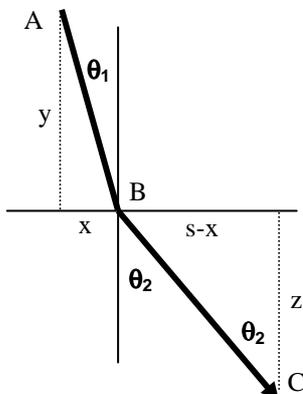
Este tiempo será mínimo cuando la

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

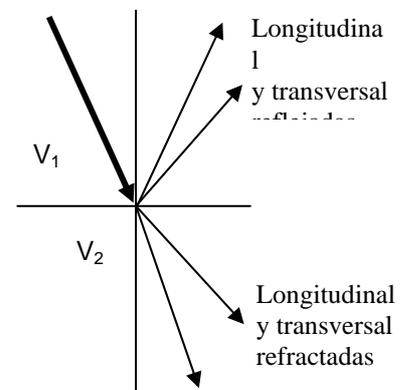
Entonces $\text{sen}\theta_1 / \text{sen}\theta_2 = V_1 / V_2$ relación conocida como la **Ley de Snell**

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.

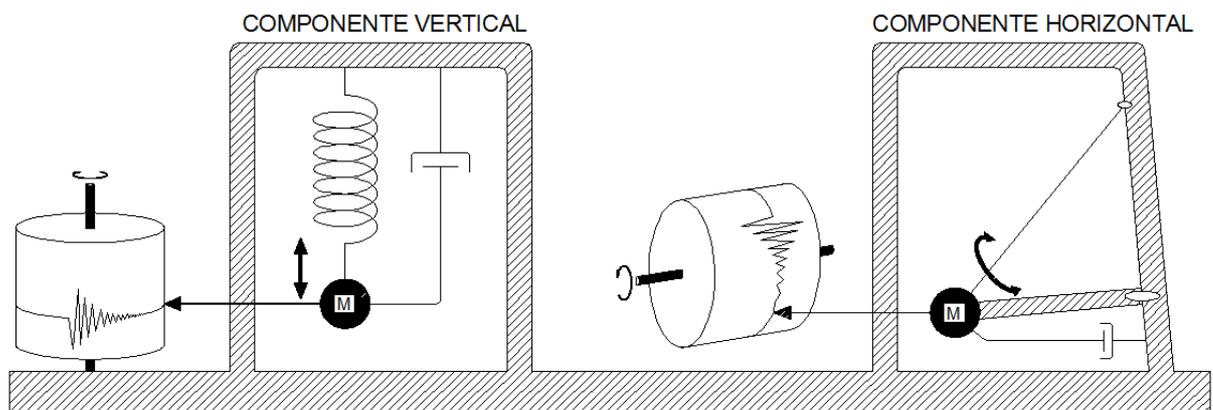
Sismógrafo: Instrumento que registra en forma permanente y continua el movimiento de la Tierra. El registro se llama **Sismograma**.

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.



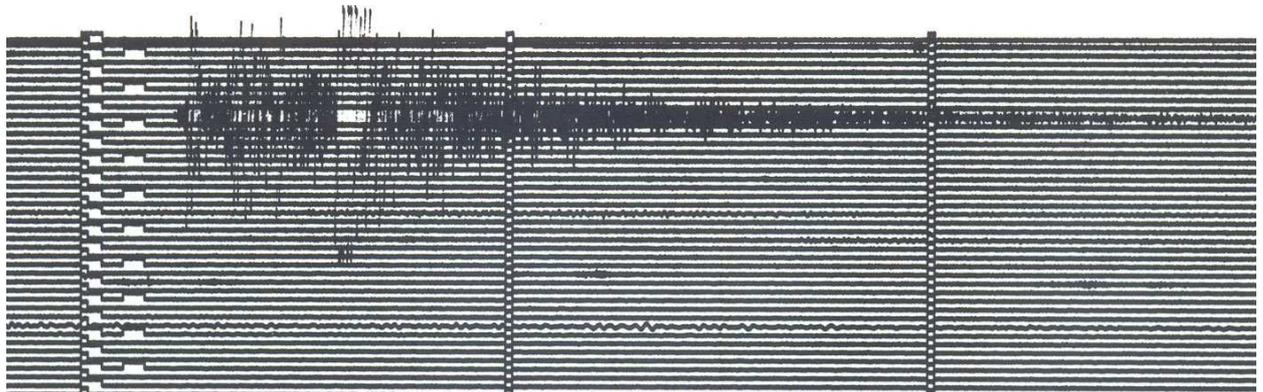
El movimiento de la masa de inercia es conectado a algún tipo de transductor que genera un voltaje alterno por el movimiento relativo entre la masa y una marca solidaria al suelo.

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: Un **Péndulo**, un **Reloj** y un **Registrador**.

El sistema registrador consta de un tambor que rota con una velocidad cuidadosamente controlada, de modo que cada revolución está precisamente coordinada con el reloj. Lleva adosado un papel sobre el cual asienta suavemente la 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 sismo, 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.

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.

Si bien el principio de inercia funciona para detectar el inicio del movimiento, pasado un tiempo el resorte transmite la oscilación del suelo a la masa, y esta comienza a oscilar con una frecuencia propia conocida como **frecuencia natural o de resonancia**. Entonces se hace necesario frenarla para que esté en condiciones de detectar el arribo de otras ondas. Esto se logra amortiguando en forma electromagnética el sistema.

La Teoría del Sismógrafo analiza matemáticamente el comportamiento de la masa con las características mencionadas, y de ella surge que la frecuencia natural amortiguada del sistema pendular puede ser ajustada de modo que el sensor funcione como medidor de:

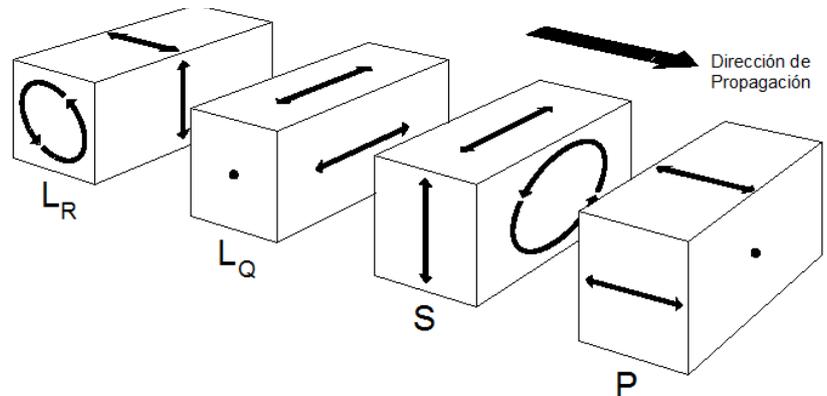
Desplazamiento:	cuando $T_P \gg T_S$ ó $f_S \gg f_P$
Velocidad:	cuando $T_P \cong T_S$ ó $f_S \cong f_P$
Aceleración:	cuando $T_P \ll T_S$ ó $f_S \ll f_P$

Donde **T** y **f** son los periodos o frecuencias de oscilación del péndulo y del suelo. Los sismógrafos de observatorios miden velocidades. Los que miden aceleración se conocen como **acelerómetros** y son usados para las grandes obras civiles, ya que estas tienen estructuras calculadas para soportar ciertas aceleraciones, particularmente la de la gravedad.

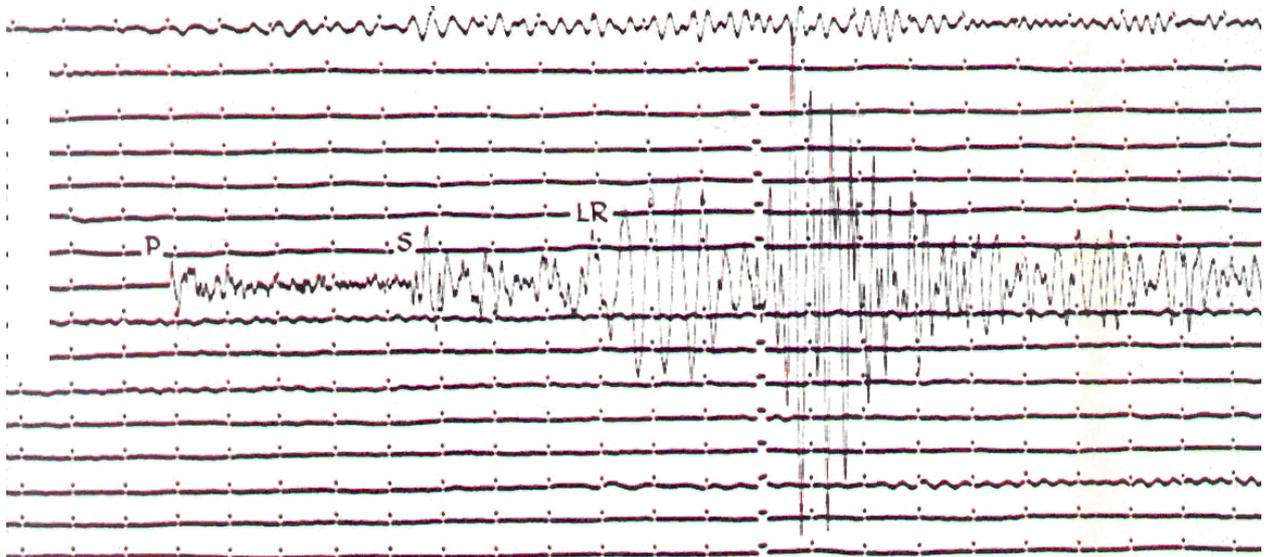
ONDAS SISMICAS

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.

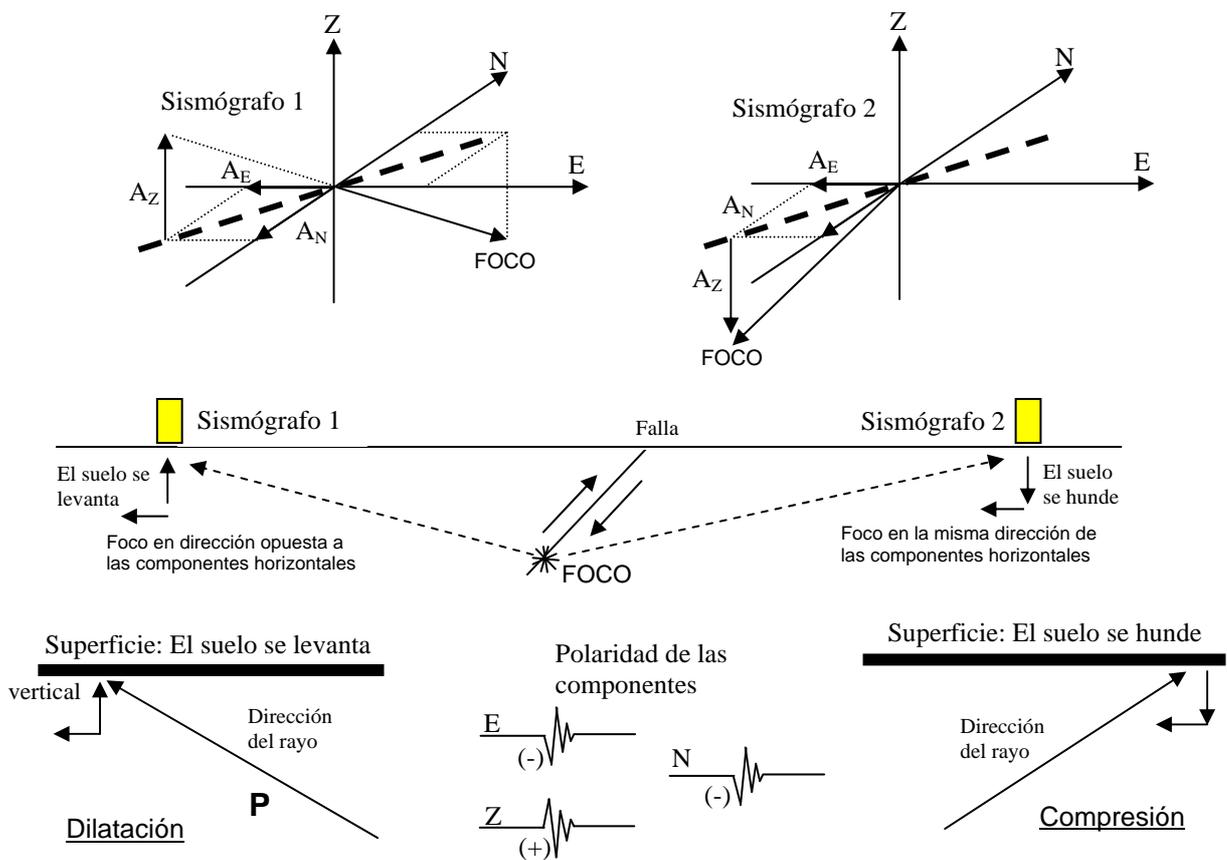
LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS

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 azimut 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 azimut 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

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

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 $(T_S - T_P)$.

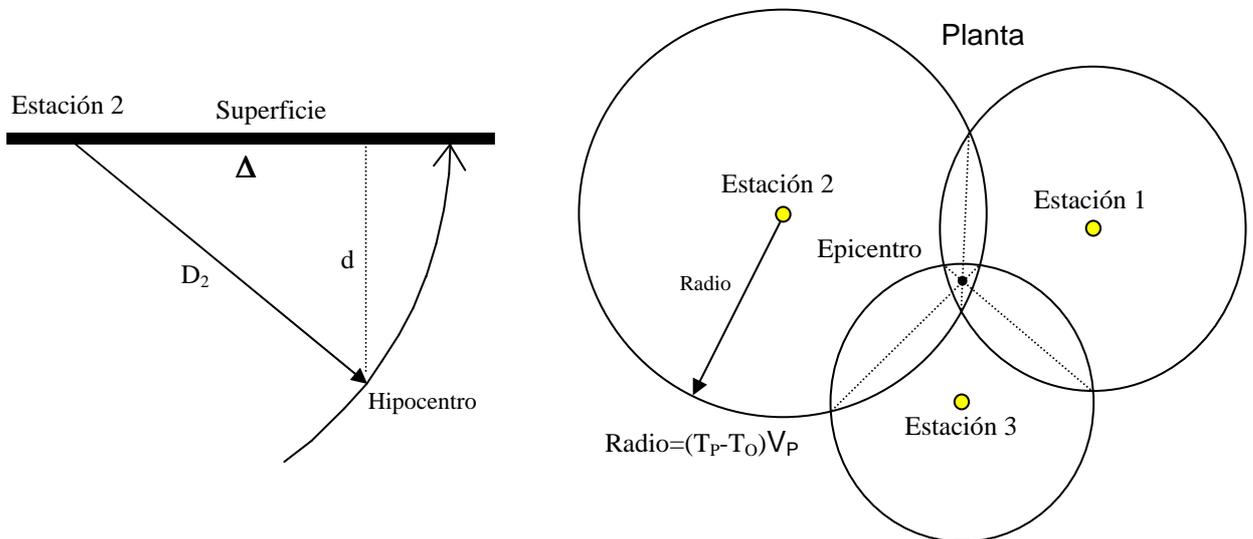
Con varias estaciones

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

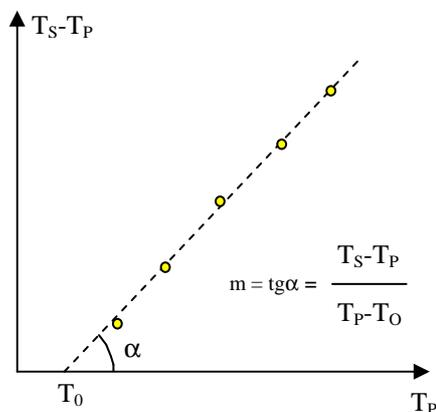
El **Método de los Círculos** parte del hecho que el epicentro estará en una semiesfera de radio D_i con centro en la estación i , lo que visto en un mapa será un círculo con ese radio. Construyendo estos círculos en cada estación, los mismos deberían interceptarse en un solo punto que serían las coordenadas 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, la duración del sismo y un 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**, que consiste en graficar puntos cuyas abscisas sean los tiempos de arribo de las ondas **P** a cada estación, versus las diferencias de tiempo entre las fases **S** y **P**. Como esta diferencia tiende a cero en el hipocentro, la intersección de la línea recta ajustada con el eje T_P dará el tiempo origen.

La pendiente m de esta recta está relacionada con las velocidades de las ondas y el coeficiente de Poisson:

$$m = \text{tag } \alpha = (T_S - T_P) / (T_P - T_0) = (V_P/V_S - 1)$$

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

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

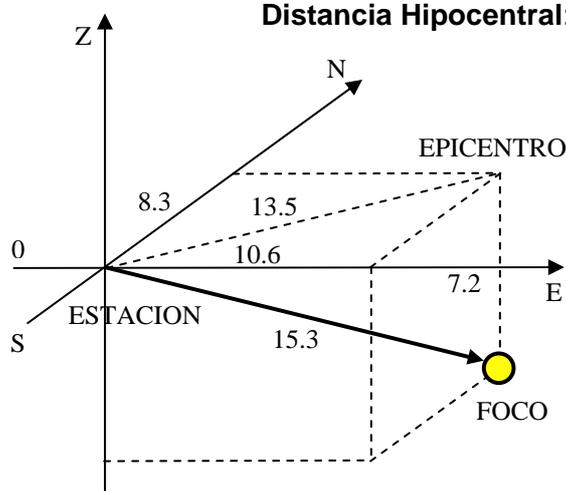
Las lecturas se efectúan para cada componente en la amplitud máxima de la onda S, entre los máximos positivo y negativo y se divide en dos. Además se determina la polaridad de la onda P en las tres componentes (positiva si el primer impulso es hacia arriba).

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
 $V_P=6,5 \text{ km/seg}$

Distancia Hipocentral: $D=3.45 \times 1,37 \times 6,5 = 30,7 \text{ km}$



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:

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

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

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

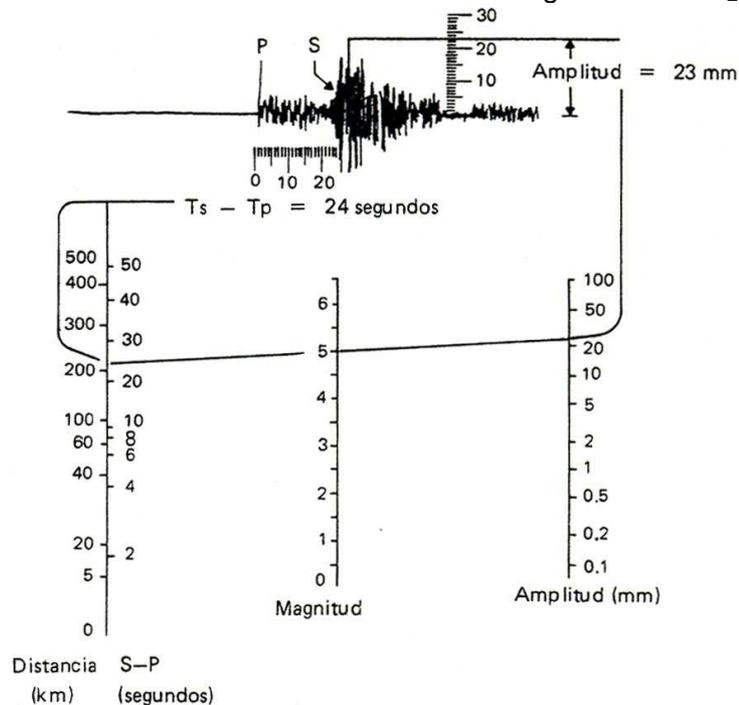
$$\text{H} = 7.2 \times 2.0065 = 14.5 \text{ km}$$

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. Este 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:

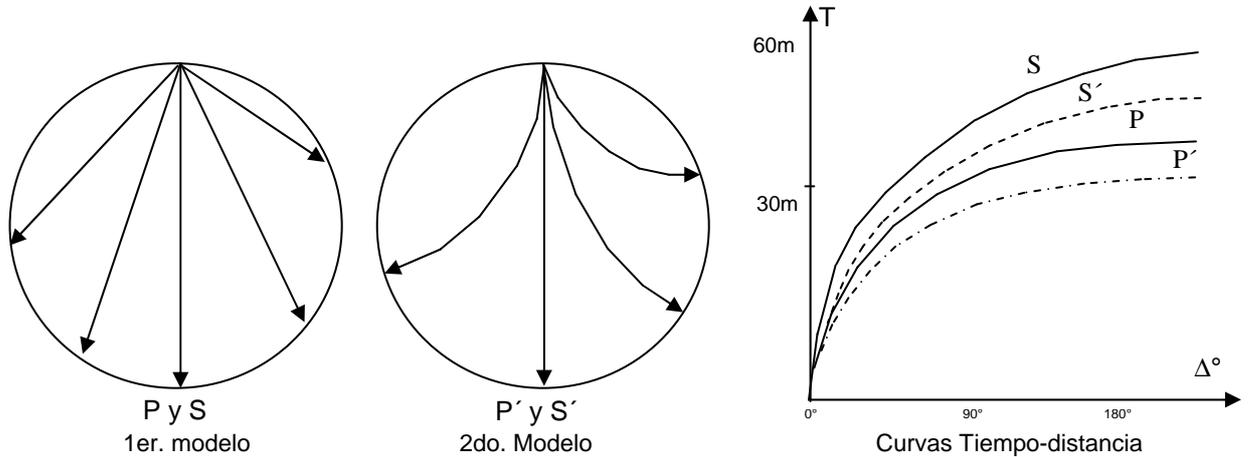
- 1) La Densidad media de la Tierra de **5,5 Tn/m³** provista por la determinación de la gravedad, resultó ser mucho mayor que la superficial medida de **2,7 Tn/m³**.
- 2) El Momento de Inercia de una esfera uniforme de radio **R** y masa **M** que gira alrededor de su eje es de **0,4MR²**, mientras 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.

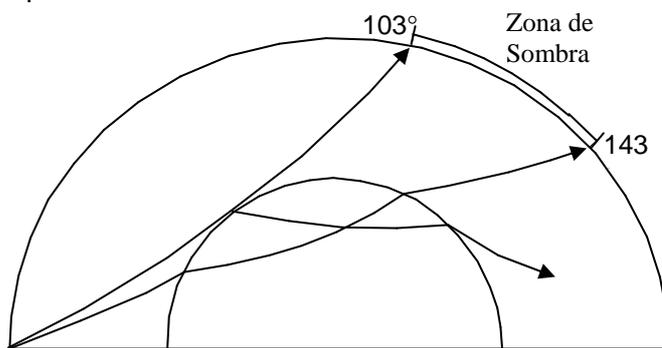
Primer modelo de Tierra: Muy elemental por cierto, surgió de determinar velocidades con la densidad y módulos elásticos de rocas en superficie, y calcular los tiempos de viaje a distintos lugares de la Tierra para rayos sísmicos rectilíneos. Estos tiempos resultaron mucho mayores que los reales de los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



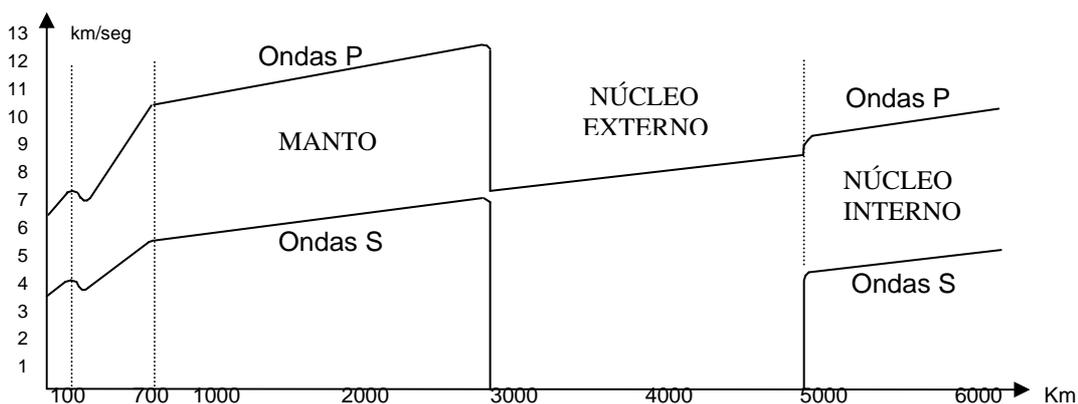
Como los tiempos de viaje reales mostraban grandes diferencias con las de estos modelos, se comenzó el análisis para justificar el porqué de estas curvas diferentes. Se observaban cambios bruscos en las velocidades y hasta la desaparición de algunas ondas a ciertas distancias.

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 al centro de la Tierra o en kilómetros sobre su superficie.



Primeramente se estudió lo que se llamó **Zona de Sombra** entre los 103° y los 143°, donde no se registraban ondas **P** ni **S** directas, entendiéndose por directas aquellas que no se reflejan ni refractan en contrastes de velocidad bien definidos. Después de los 143° volvían a aparecer las ondas longitudinales pero con menor velocidad.

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 5.000 Km.



Variación de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad

De la gráfica anterior surgió una subdivisión del Interior de la Tierra según dos puntos de vista:

Interior de la Tierra según la composición de las rocas o Geoquímico

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 (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 **MOHO** en donde comienza el manto.

El comportamiento de las ondas a profundidades menores de los 100 kilómetros, Esta discontinuidad fue estudiada 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 o cambio de rocas, y que el 2º conjunto eran las **P** y **S** directas que él originalmente esperaba.

En 1923 Conrad, y posteriormente Jeffreys en 1926, observaron que dentro de la corteza había un salto en velocidad pero que no era muy claro así que resolvieron utilizar explosivos en lugar de terremotos naturales.

Sobre los sismogramas de estas explosiones y curvas tiempo distancia confirmaron que ese salto era desde unos 6 Km/seg de velocidad **P** hasta unos 6,8 Km/seg a los 18 Km de profundidad, lo que vino a llamarse **Discontinuidad de Conrad**.

Sobre la superficie de la Tierra hay una delgada capa (2km) de sedimentos cuya velocidad de las ondas **P** es del orden de 5 Km/seg.

Esta discontinuidad es muy variable en profundidad, y acompaña en su forma a la de Moho, pero no está presente en los fondos oceánicos.

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 2900 Km de profundidad. Allí se producía la zona de sombra de las ondas directas y 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 5000 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**.

Nomenclatura de las ondas

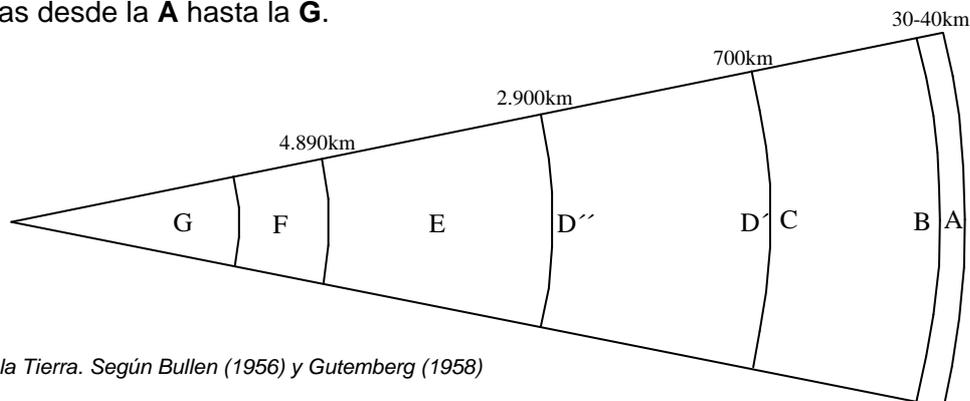
Para el análisis de las capas de la Tierra, es necesario identificar las ondas conforme a los diferentes caminos de propagación que recorren en el interior de la Tierra, y que están regulados por las leyes de la reflexión y refracción.

Las ondas que viajan directamente entre el foco y la estación sismológica tienen simplemente los símbolos **P** y **S**. Cuando estas ondas se reflejan en el Núcleo y vuelven a la superficie, se las identificará como **PcP**, **PcS**, **ScS** o **ScP**. Cuando las ondas atraviesan el núcleo externo de la Tierra lo hacen solo como ondas longitudinales que se denominan **K** y en el núcleo interno es **I**. Por lo tanto una onda que cruza la Tierra hasta un punto antípoda se llamará **PKIKP**. No hay símbolo para una **S** en el núcleo externo pues ahí no se propagan. Sí lo hace en el núcleo interno y se denomina **J**. Por lo tanto la onda se llamará **PKJKP**. Es de destacar que existirán también la **SKIKP**, **SKIKS**, **SKJKP** y **SKJKS**. A las ondas **PKP** también se las llama **P'** y existen las **PKPPKP** o **P'P'**.

Cuando las ondas se reflejan en la superficie de la Tierra se repite la denominación del tipo de onda tantas veces como se repita. Una reflexión de una **P** en la superficie se llama **PP**, dos reflexiones **PPP**, etc. Lo mismo para las **S**: **SS**, **SSS**, etc. Pero también existen las conversiones, por lo tanto habrá **PS**, **PSS**, **PSP**, **SP**, **SPP**, **SPS**, etc.

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 o 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 los 100 Km de profundidad donde la velocidad de las ondas aumenta, pero desde ahí hasta los 200 Km de profundidad cae en el orden del 6%. Esta zona se denominó **Capa de Baja Velocidad** o **Discontinuidad de los 20°**, porque es claramente apreciada en los sismos a distancia epicentral de 20°. Aquí disminuye la rigidez porque las rocas están parcialmente fundidas. En laboratorio 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.

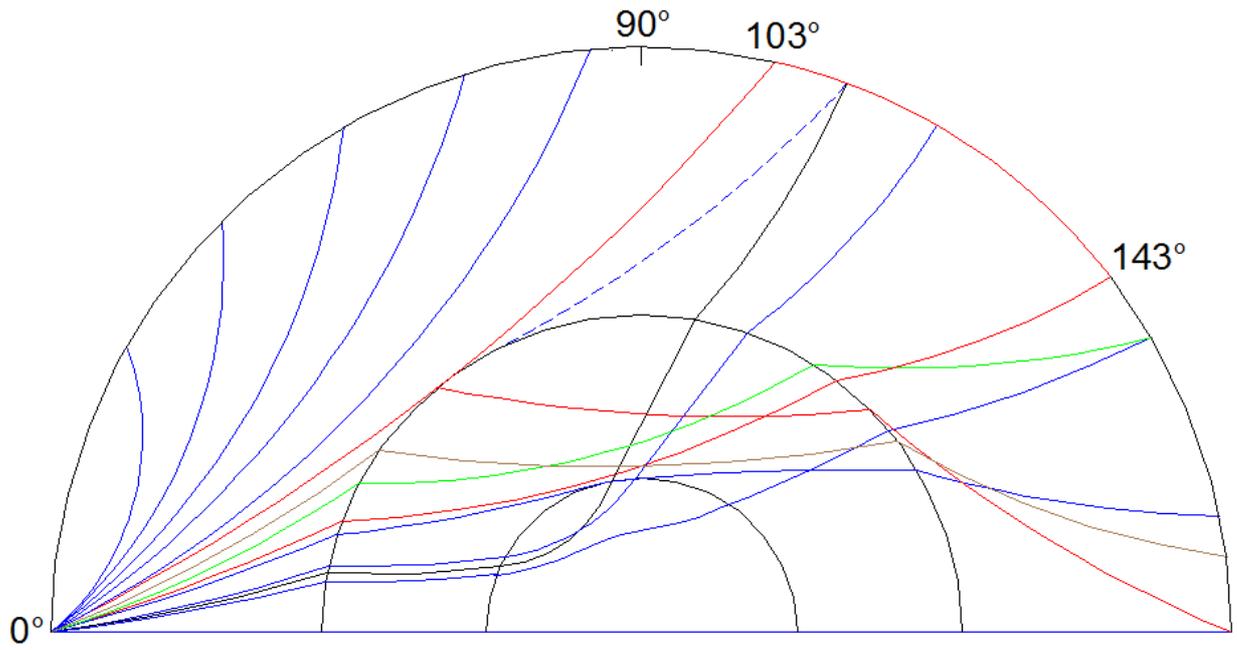
En esta región se propagan tres tipos de ondas: Las **PKP** y **PKIKP**, ondas puramente longitudinales; las **SKP**, **PKS**, **SKIKP** y **PKIKS**, ondas de cualquier tipo que atraviesan el núcleo como longitudinales y se convierten nuevamente al salir, y las **SKS** y las **SKIKS**, ondas puramente 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 puede visualizarse en la siguiente gráfica. Exactamente a los 144°, las ondas de las dos ramas coinciden, dando lugar a una concentración de energía en lo que se conoce como **Punto Cáustico**.

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.



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

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

La discontinuidad de los 20° vino a modificar la clásica subdivisión Corteza - Manto. Los Geofísicos están convencidos que esta discontinuidad es más significativa que la de MOHO. Comprende la Corteza y la parte superior del Manto que se extiende hasta los 100 km de profundidad y forma una capa rígida desde el punto de vista tectónico. Debajo de ésta se produce la caída en la velocidad de las ondas (Capa de Baja Velocidad), que es donde probablemente la roca está parcialmente fundida y tiene menos rigidez.

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

Astenósfera

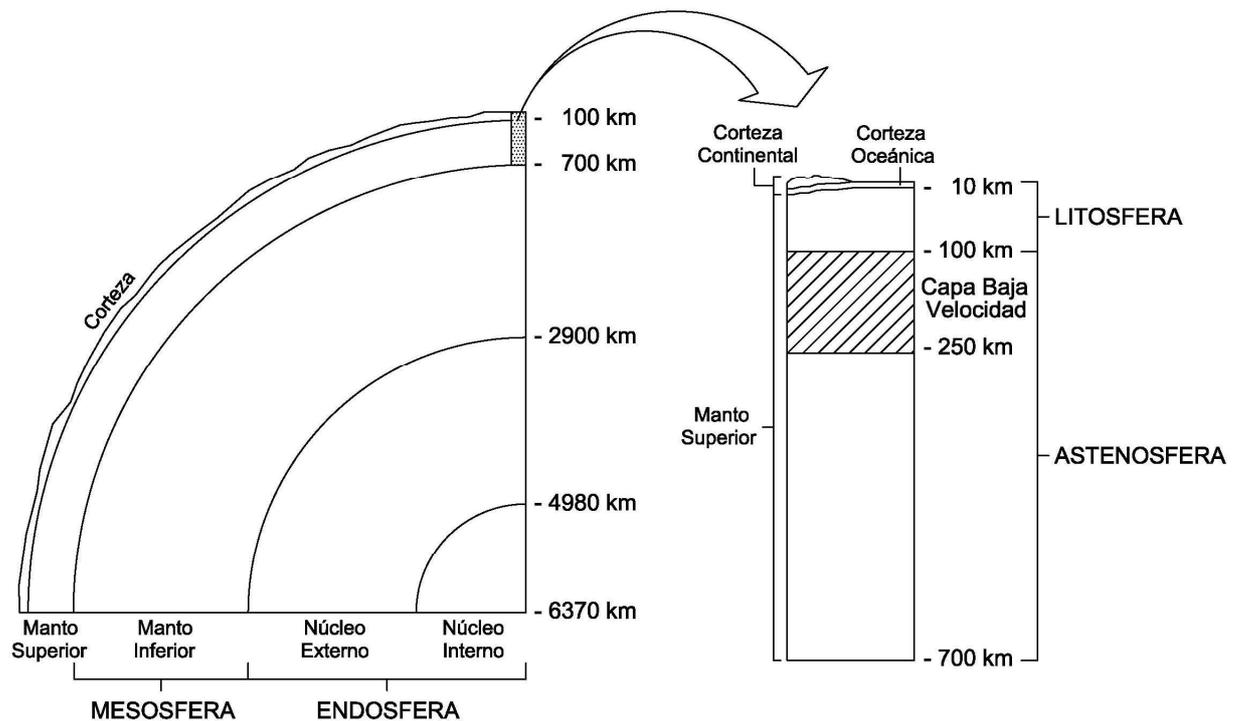
Continuando el análisis de las velocidades con la profundidad, se observa que después de la caída mencionada a los 100 km de profundidad, las velocidades crecen rápidamente hasta los 700 km. Esta capa se caracteriza por el fuerte gradiente de la velocidad de las ondas, que es lo que la diferencia de la Litósfera. Es de destacar que la parte superior de esta nueva capa incluye a la Capa de Baja Velocidad de las ondas.

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 el 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 – 1994
- Earthquakes and Geological Discovery** - Bruce A. Bolt - Scientific American Library - 1993
- Anatomía de los Sismogramas** - Ota Kulhánek - IASPEI/UNESCO - 1990
- Introducción a la Geofísica** – Benjamín F. Howell, Jr. – Ediciones Omega - 1962
- Exploration Geophysics** - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957