

Guía n° 2 de Geofísica

Profesor Jorge Reyes / Escrito por Christian Castro

**Sismología / Escalas / Tipos de Ondas / Rapidez de las ondas /
Coeficientes elásticos / Prospección Sísmica / Ley de Gutenberg & Richter /**

SISMOLOGÍA

La Sismología se ocupa del estudio de terremotos, sismos, temblores y de otras vibraciones producidas natural o artificialmente en la Tierra, en la Luna y en otros planetas. El estudio de terremotos incluye su detección, la determinación de la posición de la fuente, su magnitud, su energía y los movimientos tectónicos producidos. Otros objetos de estudio son las vibraciones relacionadas con el volcanismo y aquellas generadas por los océanos, por el viento y por las ondas atmosféricas. Además la sismología se encarga del estudio de la estructura interna de la Tierra.

Existen distintas escalas para la medición de un Sismo:

- La escala de Richter expresa y cuantifica la magnitud de un terremoto a partir del registro de las amplitudes máximas de las ondas sísmicas por medio de un sismógrafo.
- Las escalas de Mercalli y de Rossi-Forel cuantifican la intensidad de un terremoto a partir de la observación y clasificación de los daños causados por ello.

Las causas de un Sismo pueden ser:

- Fuerzas tectónicas
- La ruptura repentina de rocas que han sido distorsionadas más allá de su límite de resistencia mecánica.
- La erupción de un volcán.
- Terremotos por hundimiento. Por ejemplo un domo de sal se encuentra dentro de una secuencia sedimentaria y la sal está diluida paulatinamente por agua, la que ingresa a través de fisuras y fracturas en la secuencia de rocas sedimentarias. Las rocas subyacentes terminan cayendo en la concavidad que se forma.
- Otras causas: caída de meteoritos, calentamiento de un acuífero por medio de ondas electromagnéticas o electricidad, derrumbe de un cerro, etc.

El punto inicial del terremoto se denomina foco, fuente o hipocentro. Su proyección superficial es el epicentro. El Hipocentro y el epicentro están alineados en un radio de la Tierra. El foco puede situarse en o cerca de la superficie terrestre o en una profundidad mayor. La mayoría de la energía sísmica se libera en profundidades entre 0 y 70 km (85%). En una profundidad moderada de 70 a 300 km se libera el 12% de la energía sísmica,

mientras que en una profundidad alta entre 300km y 700km se genera solo 3% de la energía sísmica. Terremotos debajo de 720km jamás han sido detectados.

El epicentro de un terremoto se determina de modo siguiente. En los observatorios sismológicos se detecta el tiempo de llegada de las ondas P y S, que se propagan con diferentes velocidades (la onda P con la velocidad mayor y la onda S con la velocidad menor). De la diferencia en el tiempo de llegada de las ondas P y S se puede calcular el tiempo en el que comenzó el sismo (dado que las velocidades de las ondas son conocidas). Para los observatorios más cercanos al hipocentro (por lo menos tres) se construye un círculo con radio $r = (\text{velocidad de la onda P o S}) \cdot (t - \text{tiempo de inicio})$. Tres de estos círculos se intersectan en un solo punto, que es el epicentro del terremoto. La profundidad del foco (hipocentro) se estima a través de los tiempos de llegada de las ondas reflejadas por la superficie encima del foco. El punto donde se intersectan no precisamente tiene que ser un punto único sino que es mejor hablar de una zona de varios metros o kilómetros cuadrados donde se encontraría el Epicentro.

La escala de Richter, se basa en la energía sísmica liberada por el sismo (en Joules) y corresponde a una escala logarítmica:

$$\text{Log}_{10} E = \log(63000) + 1.5 M$$

Es decir:

$$M = \text{Log}_{10}([E/63000]^{2/3})$$

Es decir, un sismo de magnitud M libera 31.6 veces más energía que un sismo de magnitud M-1.

Referencias:

- Un sismo de magnitud 1.0 libera 2 MJ de energía
- Una granada de mano libera unos 130 KJ (sismo de magnitud 0.2)

Cabe señalar que el sismo de mayor magnitud registrada fue el terremoto de Valdivia del 22 de mayo de 1960, presentando una magnitud cercana a 9.5 Richter (9.5 Mw).

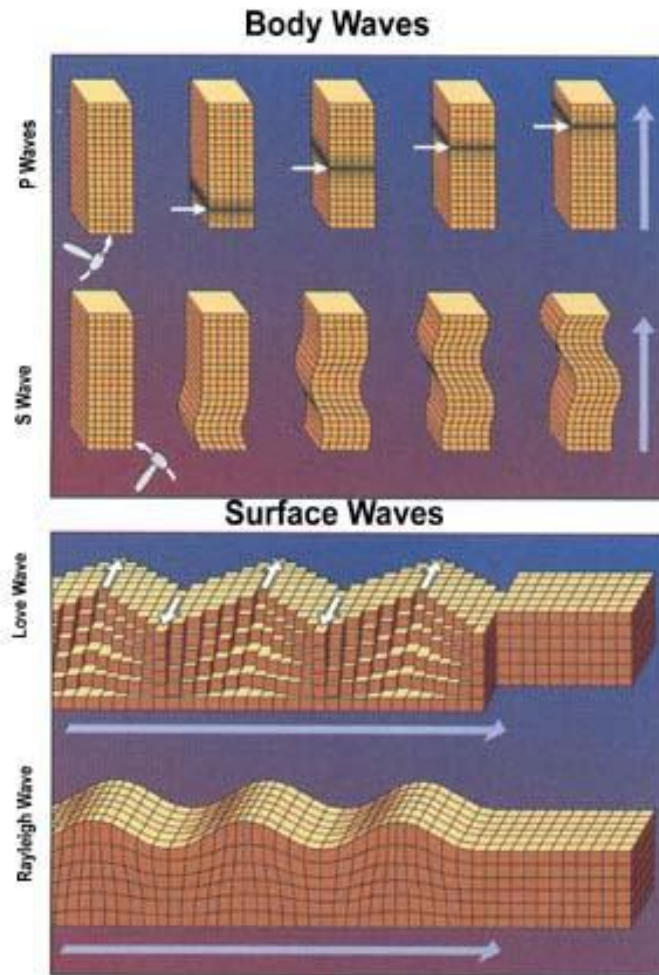
Tipos de Ondas Sísmicas

Ondas "P", longitudinales o de compresión

En una onda P (longitudinal o de compresión) las partículas oscilan en la dirección de propagación de la onda. Las ondas P son parecidas a las ondas sonoras ordinarias. Las ondas p son más rápidas que las ondas S, es decir, después un temblor en un observatorio primeramente llegan las ondas P y a continuación las ondas S.

Ondas "S", transversales o de cizalla

En una onda S (transversal o de cizalla) las partículas oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación. Destacan las ondas SH, cuyas partículas oscilan en el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación, y las ondas SV, cuyas partículas oscilan en el plano vertical y perpendicular a la dirección de propagación. En las ondas S polarizadas las partículas oscilan en un único plano perpendicular a la dirección de propagación.



Ondas de Love

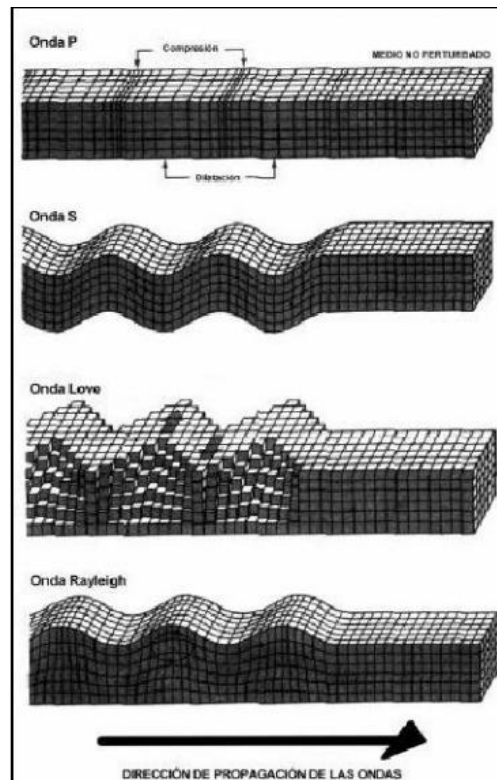
El matemático neocelandés Augustus Edward Hough Love (1911) descubrió la onda superficial que lleva su nombre al estudiar el efecto de las vibraciones elásticas en una capa superficial. Las ondas de Love requieren la existencia de una capa superficial de menor velocidad en comparación a las formaciones subyacentes. Es decir, necesitan de un gradiente de velocidad positivo o de un incremento de la rapidez con la profundidad. Las

ondas de Love son ondas de cizalla que oscilan sólo en el plano horizontal (es decir, son ondas de cizalla horizontalmente polarizadas).

Ondas de Rayleigh

John William Strutt, tercer Barón de Rayleigh predijo en 1885 la presencia de ondas superficiales descifrando matemáticamente el movimiento de ondas planas en un espacio seminfinito elástico.

Las ondas de Rayleigh causan un movimiento parecido a las ondas marinas y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical que pasa por la dirección de propagación. En la superficie el movimiento de las partículas es retrógrado con respecto al avance de las ondas. La velocidad de las ondas Rayleigh es menor que la velocidad de las ondas S (transversales) y es aproximadamente igual a $0,9 \times V_s$, según Dobrin (1988).



Rapidez de las ondas sísmicas

Idealmente, en un medio isótropo y homogéneo:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Aproximación:

$$v_p = \sqrt{3} v_s$$

K = módulo de compresibilidad = $-\Delta P / (\Delta V/V)$

μ = módulo de corte o rigidez

ρ = densidad del medio

Coefficientes Elásticos – Geotecnia y Mecánica de Suelos

- a) Módulo de Young (E o Y): El módulo de Young o módulo de elasticidad longitudinal es un parámetro que caracteriza el comportamiento de un material elástico midiendo la deformación en la dirección en la cual se aplica una fuerza.

Valores de referencia:

Hueso fresco: 21 GPa

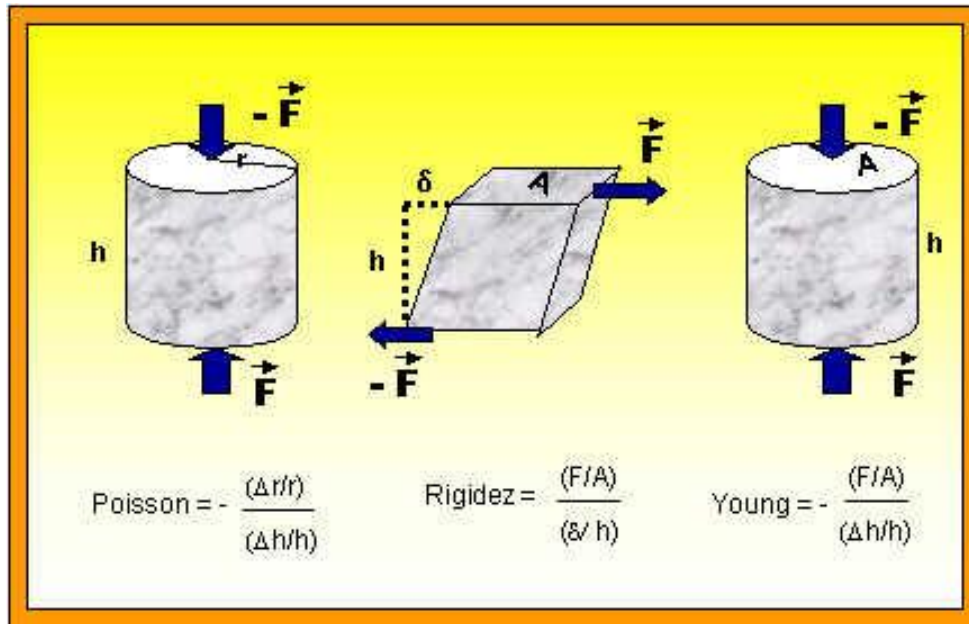
Granito: 50 GPa

- b) Coeficiente de Poisson (ν): es una constante elástica que proporciona una medida del estrechamiento de la dimensión transversal de un prisma de material elástico lineal e isótropo cuando se estira longitudinalmente (y a la vez se adelgaza en las direcciones perpendiculares a la del estiramiento).

Referencia: $\nu(\text{Hormigón}) = 0.20$ (adimensional)

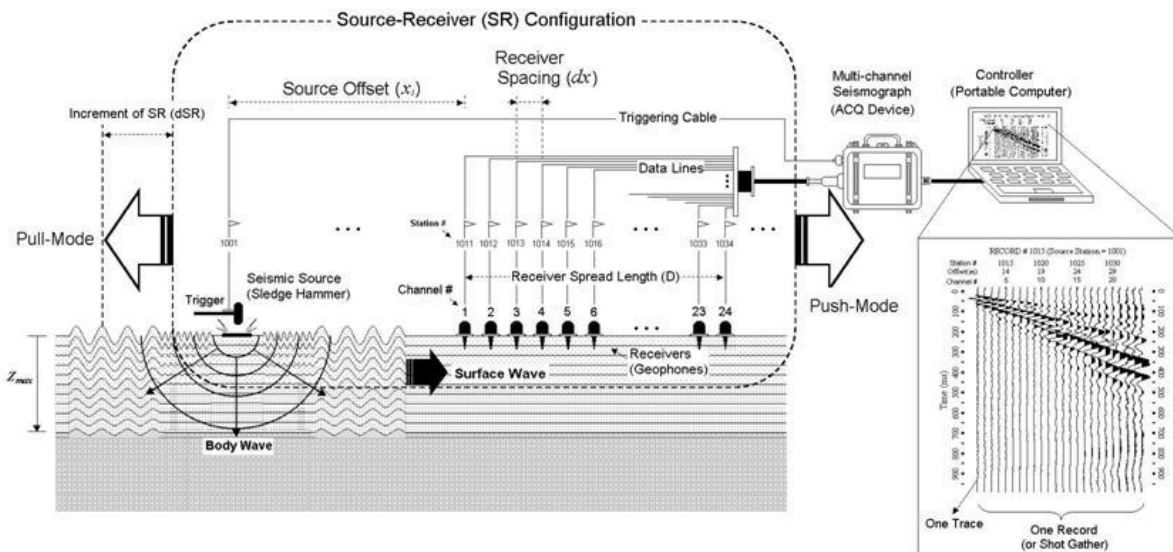
- c) Módulo de Corte, Rigidez o Cizalla (G o μ): es una constante elástica que caracteriza el cambio de forma que experimenta un material elástico (lineal e isótropo) cuando se aplican esfuerzos cortantes o transversales.

Idealmente: $G = E/[2(1+\nu)]$ (Pascuales)



PROSPECCIÓN SÍSMICA

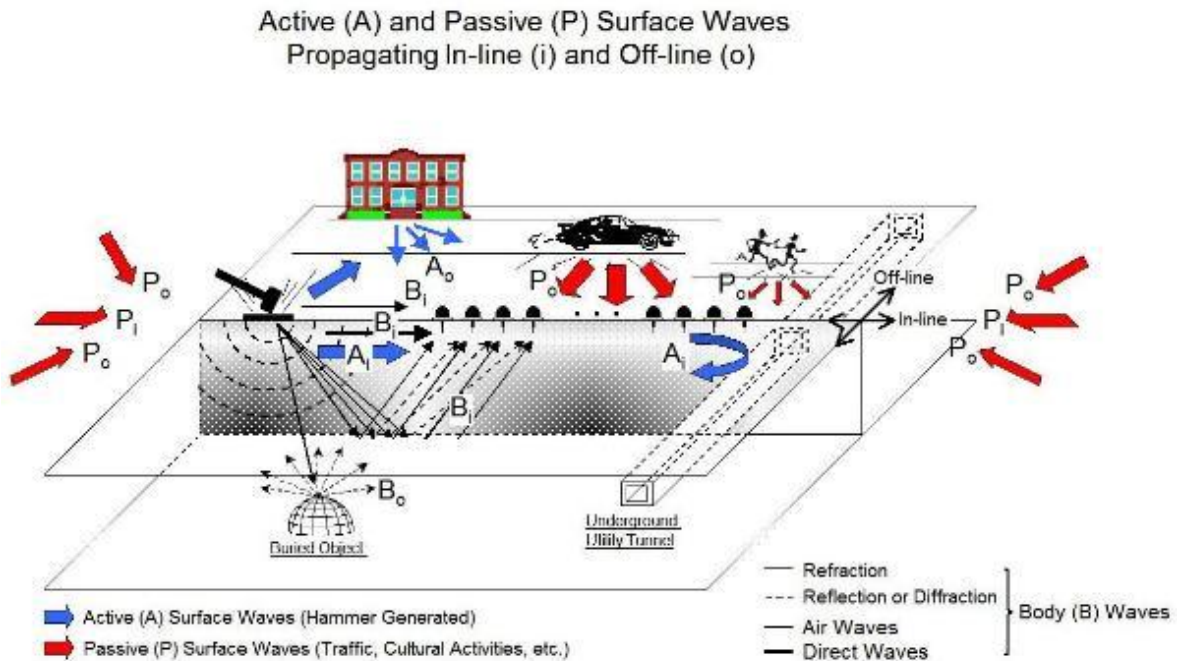
Los métodos de Exploración o Prospección Sísmica (Seismic Survey) necesitan de la generación de ondas sísmicas, ya sea por medio de una explosión (Método Activo), de un martillo neumático, o a partir de un sismo natural (Método Pasivo, ej: [Benioff](#)).



Las ondas sísmicas son ondas mecánicas “elásticas”, es decir, causan deformaciones no permanentes en el medio en el cual se propagan. La deformación está formada por una alternancia de compresión y de dilatación de tal manera que las partículas del medio se

acercan y se alejan respondiendo a las fuerzas asociadas con las ondas, como por ejemplo en un elástico extendido. Su propagación se describe por la Ecuación de Onda:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 u$$



Ley de Gutenberg Richter

Para la caracterización de las regiones sismogénicas se recurre a la relación de Richter de “frecuencia v/s magnitud”, dadas por la sismicidad reportada en algún catálogo de referencia (ej: ISC), a partir del cual los eventos se clasifican según rangos de latitud, longitud y profundidad (o fuentes sismogénicas).

La relación empírica que muestra el histograma de magnitudes se conoce como “Ley de Gutenberg- Richter” y se expresa como:

$$\text{Log}_{10} (N) = a - b \cdot M$$

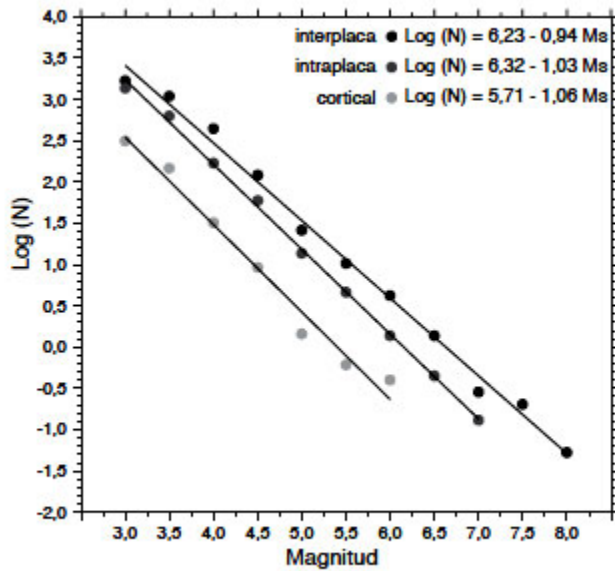
Donde:

N: es el número de eventos con magnitudes mayores o iguales a M

a: Representa la actividad sísmica. Es el número de sismos con magnitudes mayores que cero durante el tiempo t, que considera el catálogo de la base de datos

b: Coeficiente que indica la proporción logarítmica de sismos pequeños con respecto a la cantidad de sismos grandes. Su valor fluctúa generalmente entre 0.7 y 1.5 y se considera el valor 1.0 como el “atractor” cuando los sismos son espontáneos o de origen tectónico. Mientras mayor sea el valor de *b*, mayor será la cantidad de sismos pequeños respecto de los grandes. Es decir, a mayor valor de *b*, menos “atascadas” estarán la placas (porque para que haya un gran sismo se necesita de una gran acumulación de presión o esfuerzos).

M: Magnitud del sismo



Leyes de Gutenberg-Richter para cada una de las principales fuentes sísmogénicas presentes en la zona central de Chile.

También se presentan los datos de cada fuente sísmogénica, en negro para los eventos interplaca tipo thrust, en gris oscuro para los eventos intraplaca de profundidad intermedia, y en gris claro para los eventos corticales.

