3. MARCO TEÓRICO

La propagación de ondas - cualquiera sea su naturaleza: mecánicas, electromagnéticas, etc. - puede ser explicada mediante dos conceptos fundamentales. Uno es el concepto de “rayo”, de la óptica geométrica, una simplificación de gran utilidad, cuyas bases axiomáticas son los principios de Fermat y Huygens. Este concepto es aplicable para analizar trayectorias (con excepciones, como el fenómeno de la difracción), como en el caso de la sísmica de refracción, en la que la propagación e interacción de las ondas con medios (suelo y roca) con propiedades variables se simplifica al hacer seguimiento a los rayos, que sufren los efectos de reflexión y refracción en las diferentes interfaces.

Las leyes de la óptica geométrica son fenomenológicas[4], es decir que no tienen una realidad física, sin embargo, hoy se sabe cómo se relacionan estas leyes con propiedades del medio de propagación y ahí aparece otra utilidad del concepto para la Sismología, como campo que estudia ondas mecánicas (elásticas).

El otro concepto fundamental es el que parte de la naturaleza real de la onda como propagación de una perturbación, necesario para explicar todos aquellos

---

[4] Fenomenológico se refiere a que describen las manifestaciones o fenómenos de un proceso, y eventualmente los relaciona con causas, pero no explica estructura/proceso que las genera.

fenómenos en los cuales son determinantes las propiedades de la onda, por ejemplo el fenómeno de la difracción, transmisión de energía, interferencia, polarización, la interacción de las ondas con propiedades del medio, etc.

3.1 CONCEPTO DE RAYO

3.1.1 Definición.

En sismología el rayo sísmico no tiene realidad física, es una abstracción de la realidad. Se llaman rayos sísmicos a las líneas normales a los frentes de ondas sucesivos (Figura 3), es decir, la trayectoria de las posiciones ocupadas por un punto dado del frente de ondas a lo largo de todo su recorrido. En un medio homogéneo los rayos sísmicos serán líneas rectas. En medios estratificados con velocidades diferenciadas, los rayos, que se aproximarán a curvas de tiempo mínimo, pueden ser representados por varios tramos rectos en cada capa homogénea.

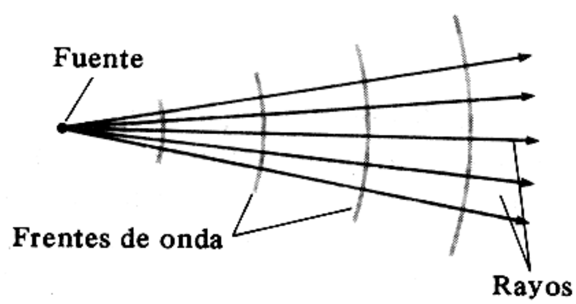

Figura 3. Rayos sísmicos y frentes de onda.

La propagación de los rayos sísmicos está gobernada por los principios de Huygens y Fermat. Además, los rayos siguen las leyes básicas de la óptica geométrica, de reflexión y refracción, cuando se encuentran con interfaces en suelo o roca.

3.1.2 Principio de Huygens.

El principio de Huygens establece que cada punto alcanzado por un frente de ondas actúa como origen de un nuevo frente de ondas que se extiende en todas las direcciones. Si el medio es homogéneo el frente de ondas es esférico en un momento cualquiera t; un poco más tarde en el tiempo $t + \Delta t$, cada uno de los frentes de onda habrá dado lugar a pequeños frentes de ondas esféricos de radio $C * \Delta t$ donde C es la velocidad del medio. El nuevo frente de ondas, en el instante $t + \Delta t$, será la envolvente de todos los pequeños frentes de onda y, por tanto, será una superficie esférica concéntrica con la primitiva.

Si el medio no es homogéneo, cada elemento del frente de ondas se traslada paralelamente a sí mismo durante el lapso Δt, pero con velocidades distintas a lo largo del frente, por lo que el nuevo frente de ondas no será paralelo al primero (p. ej. Cantos, 1973).

3.1.3 Principio de Fermat.

Según el cual un rayo dado sigue, de un punto a otro, aquel camino que requiere el tiempo mínimo de recorrido (p. ej. Cantos, 1973). La geometría de las trayectorias seguidas por los rayos está gobernada por este principio.

3.1.4 Ley de reflexión.

Un rayo que incide en la interfaz entre dos medios, se refleja (parcialmente). El rayo incidente, la normal y el rayo reflejado están todos en un mismo plano. El ángulo de incidencia i_1 es igual al ángulo de reflexión (Figura 4a).

3.1.5 Ley de refracción.

Un rayo incidente sobre la superficie de separación (interfaz) entre un medio 1 y otro 2, además de reflejarse en el medio 1, se refracta hacia él (Figura 4b). El rayo incidente, la normal y el rayo refractado se encuentran en el mismo plano. El ángulo de refracción i_2 depende de las velocidades en los medios 1 y 2, y del ángulo de incidencia i_1, de acuerdo con la relación de Snell:

$$\frac{sen(i_1)}{sen(i_2)} = \frac{C1}{C2}$$

donde $C1$ y $C2$ son las velocidades respectivas de los medios 1 y 2.

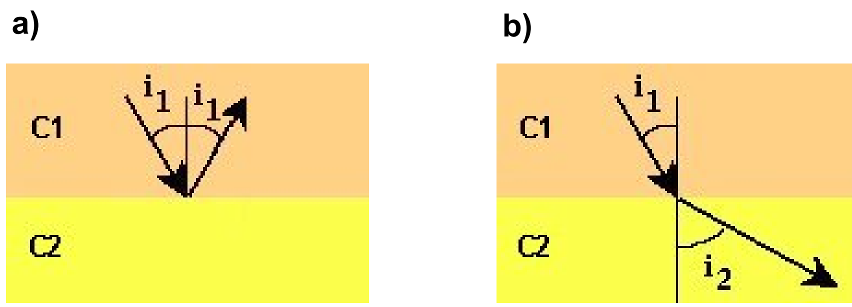

Figura 4. Leyes de reflexión (a) y refracción (b)

En cierto ángulo de incidencia, conocido como **ángulo crítico**, i_c, el ángulo refractado, i_2 se refracta a 90º de la normal, de tal manera que el $sen(i_2) = sen(90) = 1$; así el ángulo crítico queda definido sólamente por las velocidades de los estratos (p. ej. Masuda, 1981; Cantos, 1973):

$$sen(i_c) = \frac{C1}{C2}$$

3.2 CONCEPTO DE ONDA

3.2.1 Definición.

El movimiento ondulatorio puede considerarse como un transporte de energía y cantidad de movimiento desde un punto del espacio a otro, sin transporte de materia.

Las ondas se clasifican en dos categorías: viajeras y estacionarias. En las primeras hay propagación de energía mientras que en las otras la energía asociada a la onda permanece confinada entre dos fronteras (p. ej. Gettys, 1991).

En la trayectoria de un frente de ondas se distinguen dos aspectos: 1) el movimiento de la onda a través del medio y, 2) el movimiento oscilatorio de las partículas del medio.

3.2.2 Descripción de las ondas

Los parámetros que se usan para describir una onda son: la frecuencia, $f = 1/T$, y la frecuencia angular, $\omega = 2\pi / T$, donde T es el periodo; y el número de onda, $k = 2\pi / \lambda$, donde λ es la longitud de la onda.

3.2.3 Ondas elásticas

Los sismos generan dos tipos de ondas elásticas que se propagan a través del medio: las ondas de cuerpo o de volumen, y las ondas superficiales. La velocidad de propagación depende de la densidad del medio y de sus propiedades elásticas, el módulo de incompresibilidad y el módulo de rigidez .

Las ondas elásticas generan fuerzas y deformaciones que obedecen la teoría de la elasticidad (§ 3.3), en la cual los cuerpos sólidos tienen la propiedad de resistir cambios de tamaño o de forma, y de regresar a la condición no deformada cuando se eliminan las fuerzas externas.

Ondas de volumen.

Primarias o de compresión (ondas P): son las que se propagan a mayor velocidad, por lo que a cualquier distancia del foco son registradas primero, de allí su nombre. Al propagarse hacen vibrar las partículas en el mismo sentido del tren de ondas, produciendo compresión y dilatación a su paso. Son conocidas también como ondas longitudinales.

Secundarias o de cortante (ondas S): Hacen vibrar las partículas en sentido perpendicular al de su propagación. Tienen velocidades menores que las ondas P. Si las partículas oscilan de arriba a abajo, la onda se llama SV, si las partículas oscilan en un plano horizontal se llaman SH. También son conocidas como ondas transversales.

Ondas superficiales.
Love (ondas L): se propagan de forma similar que las ondas S haciendo vibrar las partículas horizontalmente en sentido perpendicular al de propagación, pero sin movimiento vertical.
Rayleigh (ondas R): tienen un movimiento similar al de las ondas en la superficie del agua, haciendo vibrar las partículas sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas, con movimientos elíptico y vertical simultáneamente.

Las ondas L y R solo se propagan en discontinuidades de impedancia.

3.2.4 Contenido espectral de las ondas

Cada una de las ondas sísmicas presentadas tiene rangos de periodos de vibración característicos (Tabla 1).

En los métodos de refracción y reflexión de la geofísica aplicada, que miden principalmente la llegada de las ondas P, de frentes de ondas que se han refractado o reflejado en las diversas capas de suelo, las frecuencias asociadas con la reflexión se mantienen en una banda entre los 20 y 100 Hz, mientras que en la refracción se encuentran entre 1 y 20 Hz (e. g. Cantos, 1973).

Tabla 1. Periodos característicos de vibración de ondas sísmicas.

Tipo de onda	**Periodo (s)**
Ondas internas	0,01 - 50
Ondas superficiales	10 - 350
Oscilaciones libres[5]	350 - 3600
	Fuente: Lay & Wallace (1995)

Por su parte, la ingeniería y la dinámica de suelos están interesadas en los periodos característicos de vibración de los suelos y los edificios. La respuesta de los edificios depende de la frecuencia predominante del movimiento sísmico – las frecuencias predominantes de las ondas S y P - y de las frecuencias naturales de la columna de suelo y del edificio. La respuesta del edificio se verá afectada si las dos frecuencias coinciden (p. ej. Sauter, 1989).

3.2.5 Interferencia.

Cuando dos o más ondas coexisten en una misma región del espacio, se dice que se interfieren solo cuando las longitudes de onda son iguales. Esto es, que las ondas originales individuales se superponen para producir una onda resultante. Hay dos casos especiales en la interferencia de ondas: interferencia constructiva (e interferencia destructiva), y ondas estacionarias.

Cuando dos ondas armónicas con igual amplitud, período y fase se interfieren, la onda resultante tiene una amplitud igual al doble de las ondas originales, esto se conoce como interferencia constructiva. Cuando las ondas no tienen igual fase las crestas de una onda se superponen con los valles de la otra, esto se conoce

[5] Oscilaciones libres, en sentido estricto, son todas, desde vibraciones instantáneas por explosiones hasta mareas terrestres; los grandes sismos pueden generar periodos hasta de 500’’.

como interferencia destructiva. Si el desfase es de 180º ó π, la amplitud resultante es igual a cero.

Si un tren de ondas se encuentra con una frontera (interfaz), la parte reflejada interfiere con la parte incidente del tren de ondas. Esta interferencia puede dar lugar a un patrón estacionario denominado onda estacionaria. Este tipo de ondas, de interés en muchos aspectos de la ciencia y la ingeniería, lo es también en algunos campos de la sismología.

La función de onda correspondiente a una onda estacionaria es:

$$y(x,t) = 2A\cos(\omega t)sen(kx)$$

donde *A* es la amplitud del desplazamiento máximo de una partícula desde su posición de equilibrio, ω es la frecuencia angular y k es el número de onda, equivalente a $2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de la onda.

Una onda estacionaria no puede tener cualquier longitud. Solo puede tener alguna de las longitudes de onda específicas λ_n, que satisfagan las condiciones de contorno (tiempo de inicio y fin; distancia de inicio y fin). Como la frecuencia de una onda está relacionada con su longitud de onda según la expresión $f = \lambda f$, la frecuencia de una onda estacionaria está restringida a una serie de valores específicos o frecuencias naturales de vibración f_n. La frecuencia natural mas baja se denomina frecuencia fundamental y las demás frecuencias naturales deben ser múltiplos enteros de la frecuencia natural de vibración (p. ej. Gettys, 1991).

3.3 PRINCIPIOS DE LA TEORÍA DE LA ELASTICIDAD

Una perturbación sobre un medio elástico, en función del tiempo (p. ej. un sismo, el impacto de un meteorito, una explosión nuclear, el golpe de un martillo sobre el suelo) genera ondas elásticas. Estas perturbaciones producen cambios locales en **esfuerzo** y **deformación**.

Para entender la propagación de las ondas elásticas es necesario describir cinemáticamente la deformación del medio y las fuerzas resultantes – esfuerzos -. La relación entre deformación y esfuerzo está gobernada por las **constantes elásticas**.

La relación de estas perturbaciones con el tiempo lleva a la **ecuación de las ondas elásticas**.

3.3.1 Esfuerzo.

Se define como la fuerza por unidad de área. Así, cuando una fuerza es aplicada a la superficie exterior de un cuerpo, el esfuerzo es la relación de la fuerza en el área sobre la cual es aplicada:

$$Esfuerzo = Fuerza / Área = F / A$$

Si la fuerza es perpendicular al área se llama **esfuerzo normal** de compresión. Cuando la fuerza es tangencial al área el esfuerzo se conoce como **esfuerzo cortante** o de cizalla.

Si se tiene un cuerpo de lados rectangulares de lado δ_x, δ_y y δ_z en cada uno de los sentidos x, y, y z de los ejes cartesianos coordenados, entonces los esfuerzos normales se definen como:

$$\sigma_x = \frac{F_x}{\delta y * \delta z}, \ \sigma_y = \frac{F_y}{\delta x * \delta z} \text{ y } \sigma_z = \frac{F_z}{\delta x * \delta y}$$

3.3.2 Deformación.

Cuando un cuerpo elástico está sujeto a esfuerzos ocurren cambios en la forma y en las dimensiones. Estos cambios se conocen como deformaciones. Así, la deformación se define como un cambio relativo en la dimensión (volumen) o forma un cuerpo.

Si se tiene un cubo de dimensiones X, Y y Z para cada uno de los ejes cartesianos x, y, y z, entonces se producirán dos tipos de deformaciones: normales y de cizalla.

La deformación primaria (o elemental) es la **deformación normal**. Según el eje cartesiano en que se produzca la fuerza se tendrá:

$$\varepsilon x = \partial u / \partial x$$

$$\varepsilon y = \partial v / \partial y$$

$$\varepsilon z = \partial w / \partial z$$

Donde ∂u, ∂v y ∂w son los cambios en longitud de cada lado del cubo en los ejes coordenados x, y, y z, respectivamente.

La **deformación de cizalla** se define como la combinación de deformaciones en los planos xy, xz o zy así:

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{dy}$$

$$\varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{dz}$$

$$\varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{dx}$$

Los cambios en las dimensiones dadas por las deformaciones normales resultan de los cambios en el volumen, cuando el cuerpo es deformado. El cambio en volumen por unidad de volumen es llamado **dilatación**, que puede representarse con la siguiente fórmula:

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$$

$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{dz}$$

3.3.3 Ley de Hooke.

Para calcular las deformaciones cuando los esfuerzos son conocidos, se debe conocer la relación que existe entre el esfuerzo y la deformación. Cuando las deformaciones son pequeñas esta relación está dada por la Ley de Hooke, la cual establece que, dada una deformación, ésta es directamente proporcional al esfuerzo producido. Cuando existen varios esfuerzos, cada uno produce deformaciones, independiente de los otros esfuerzos, entonces el total de las deformaciones es la suma de las deformaciones individuales producidas por cada esfuerzo.

En medios isotrópicos es decir, cuando las propiedades o características del medio no varían, o no dependen de la dirección sobre la cual se aplican las fuerzas, la relación entre esfuerzo y deformación puede definirse de la siguiente forma:

$\sigma_{ii} = \lambda * \Delta + 2 * \mu * \varepsilon_{ii}$, donde $i = x, y, z$;

$\sigma_{ij} = \mu * \varepsilon_{ij}$, donde $i, j = x, y, z$, para $i \neq j$.

Donde λ y μ son las constantes elásticas de Lamé; Δ es la dilatación y ε_{ii} y ε_{ij} las deformaciones, μ es una medida a la deformación de cortante y es conocido como el **Módulo de rigidez** al cortante o módulo de cizalla. Los líquidos no oponen resistencia a la cizalla, por lo tanto $\mu = 0$.

3.3.4 Constantes elásticas en medios isotrópicos.

Las constantes que describen el comportamiento elástico en un medio isotrópico son los módulos de Lamé y de rigidez. Existen tres módulos adicionales que permiten describir también el comportamiento elástico en términos de los dos primeros módulos, ellos son:

1. Módulo de elasticidad, E.
2. Módulo de incompresibilidad, K.
3. Cociente de Poisson, σ [6].

En la litósfera las rocas se aproximan a medios isotrópicos, es decir que no lo son completamente. Especialmente las rocas sedimentarias y metamórficas presentan anisotropías. Por ejemplo, las rocas sedimentarias presentan diferencias en sus propiedades si son medidas en planos paralelos o perpendiculares al plano de estratificación (p. ej. Briceño & Cuellar, 1991).

(1) Módulo de elasticidad o de Young, E.

Es la cantidad de esfuerzo por unidad de deformación.

E = Esfuerzo / Deformación

E = Fuerza por unidad de área / Cambio en longitud por unidad de longitud.

Considerando sólo esfuerzo normal el módulo elástico queda definido como:

$E = \sigma_{ii} / \varepsilon_{ii}$

Aplicando la Ley de Hooke se tiene:

---

[6] El símbolo σ es más o menos estándar en la notación del cociente de Poisson, y no se debe confundir cuando lleva subíndices como en el caso del esfuerzo σ_{ij}.

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

(2) Módulo incompresibilidad, K **.**

Es una medida de la resistencia de los materiales elásticos a la compresión, es decir, al cambio de volumen sin que varíe su forma. Si un cuerpo está sometido a esfuerzo de compresión en todas las direcciones, su volumen disminuirá una cantidad ε_{ii}. Así, el módulo de incompresibilidad es la relación entre el esfuerzo y el cambio unitario de volumen.

K = Esfuerzo / deformación

K = Presión / Cambio volumen por unidad de volumen.

Para definir el módulo de incompresibilidad, usualmente se supone que el cuerpo está sujeto sólamente a la presión hidroestática, es decir:

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P$$

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{xz} = 0$$

Entonces el módulo de incompresibilidad queda definido como:

$$K = -\frac{P}{\Delta}$$

El signo menos es insertado para que K sea positivo.

Al sustituir según la Ley de Hooke se tiene:

$$K = \frac{3\lambda + 2\mu}{3}$$

(3) Cociente de Poisson, σ **.**

Es la relación entre las deformaciones unitarias transversal y longitudinal.

Para definirla asúmase que todos lo esfuerzos son cero excepto σ_{xx}. Entonces se tiene:

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{ii}} = -\frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{ii}}$$

donde el signo negativo es insertado para que el cociente sea positivo.

Al reemplazar según las ecuaciones de la Ley de Hooke se obtiene:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

La relación de Poisson es una medida de la contracción lateral del material. En el caso de materiales elásticos varía entre 0 y 0,5. Como los líquidos no oponen resistencia a esfuerzo cortante, $\mu = 0$, entonces $\sigma = \frac{1}{2}$.

Valores en el rango $0<\sigma<0{,}05$ corresponden a rocas muy duras; y rocas alrededor de 0,45 son muy blandas.

Para suelos, Salem (2000) encontró que: (1) valores de σ inferiores a 0,5 en suelos superficiales pueden indicar presencia de humus, sedimentos o suelos arcillosos; (2) valores alrededor de 0,1 en superficie pueden indicar saturación de aire o arenas de cuarzo puro; (3) el cociente de Poisson aumenta con la profundidad, lo que puede deberse a que los suelos y sedimentos cerca de la superficie son más jóvenes y mas compresibles que los suelos a mayores profundidades, menos compresibles y más plásticos. Adicionalmente, el mismo autor presentó una revisión de los estudios teóricos y experimentales relacionados con el cociente de Poisson, de la cual se extrajeron los siguientes resultados (Tabla 2) relacionados con suelos y depósitos sedimentarios:

Tabla 2. Algunos cocientes de Poisson (según Salem, 2000).

Estudio	Resultados
Stokoe & Woods (1972)	$\sigma = 0{,}31$ para sedimentos no consolidados y no saturados.
Davis & Schulteiss (1980)	Rango entre $0{,}4982 < \sigma < 0{,}4997$ para arcillas.
Stuempel *et al*.(1984) Meissner *et al* (1995)	$\sigma = 0{,}49$ para sedimentos superficiales, arcillosos y saturados.
Tiab & Donaldson (1996)	Rango $0{,}14 < \sigma < 0{,}41$ para diferentes litologías y grados de saturación.

3.3.5 Constantes elásticas en medios anisotrópicos.

La propagación de ondas elásticas difiere significativamente entre medios iso y anisotrópicos:

- Mientras que en medios isotrópicos son suficientes dos variables elásticas, en anisotrópicos se requieren 21 constantes elásticas independientes.
- Hay un fenómeno de partición[7] de la onda (análogo al caso de óptica de doble refracción), para ondas con componentes transversales.
- Las ondas viajan a diferentes velocidades dependiendo de la dirección de propagación y de la polarización (aplica a ondas S u ondas superficiales).
- La polarización de las ondas de compresión y de cortante puede no ser perpendicular o paralela al frente de ondas.

Los suelos, de gran interés en la ingeniería civil, no se aproximan tanto como las rocas a medios isotrópicos. Para esto se supone que los medios están estratificados, y cada estrato es homogéneo e isotrópico, razón por la cual se pueden emplear las constantes que describen el comportamiento elástico isotrópico.

El coeficiente de Poisson puede ser un indicativo de anisotropía en depósitos sedimentarios. Así, por ejemplo, Pickering (1970) en Salem (2000), demostró teóricamente que el rango $-1{,}0 < \sigma < 0{,}5$ corresponde a suelos anisotrópicos. Por su parte Salem (2000) encontró que los valores negativos de σ en suelos pueden indicar anisotropía.

3.3.6 Ecuación de la onda.

Ecuación cinética fundamental. Para describir la ecuación de movimiento fundamental de una onda, se puede considerar que una cuerda es desplazada

---

[7] *splitting*

hacia arriba y hacia abajo en uno de sus extremos, produciendo un tren de ondas sinusoidal que se propaga por la cuerda. A este tipo de ondas se le conoce como armónicas. La forma de la cuerda en un instante de tiempo es la de una función sinusoidal, como se muestra en la Figura 5.

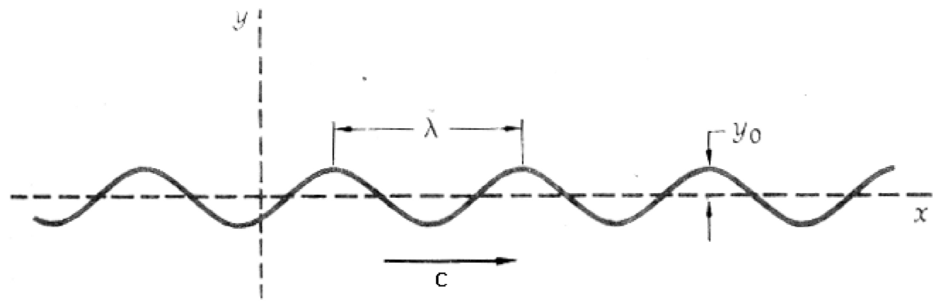

Figura 5. Onda armónica en un instante determinado.

La distancia entre dos máximos consecutivos de amplitud (o dos mínimos) se conoce como longitud de onda, λ. Cuando la cuerda se mueve hacia arriba y hacia abajo cada punto vibra a un frecuencia determinada, f.

Si se agita la cuerda por un tiempo, t, y a una frecuencia, f determinadas, el numero de ondas, N, generadas será $N = f * t$. La distancia recorrida, D, por la primera onda será $D = C * t$. El cociente entre N y D corresponde a la longitud de la onda:

$$\lambda = \frac{D}{N} = \frac{Ct}{ft} = \frac{C}{f}$$

De donde se obtiene la ecuación cinética fundamental de la teoría de ondas:

$$C = \lambda f$$

Ecuación de la onda en función de la distancia y el tiempo. Para describir la ecuación de la onda de un sólido elástico es necesario recurrir a la Ley de Newton.

$$F = m * a = \rho * \frac{d^2 u}{dt}$$

Como la fuerza depende de la tasa de cambio espacial del esfuerzo, es obvio que si el esfuerzo es uniforme no hay fuerza. Por esta razón se puede recurrir entonces a la Ley de Hooke, que relaciona el esfuerzo en términos de la deformación.

Para una barra simple, donde el desplazamiento es $u(x,t)$:

$$\rho * \frac{d^2 u}{dt^2} = m * a = \frac{d}{\partial x}(E * \frac{du}{dx}) = E(\frac{d^2 u}{dx^2}).$$

Como la velocidad de la onda longitudinal en una barra es:

$$Cp = \left(\frac{E}{\rho}\right)^{1/2}$$

por lo tanto:

$$\frac{d^2 u}{dt} = Cp^2 * \frac{d^2 u}{dx}$$

Que es lo mismo que:

$$\frac{d^2 u}{dx} = \frac{1}{Cp^2} * \frac{d^2 u}{dt}$$

Esta es la ecuación general de una onda. La ecuación se puede satisfacer para cualquier onda en una sola dimensión que se propaga sin dispersión o sin variación de forma (e. g. Gettys, 1991).

3.3.7 Velocidades de las ondas elásticas.

En un medio homogéneo la velocidad de las ondas elásticas depende de la densidad de masa del suelo ρ, y de los parámetros elásticos: módulo de elasticidad, cociente de Poisson y módulo de rigidez.

La velocidad de las ondas P y S vienen dadas por las siguientes ecuaciones (p. ej. Sarria, 1996):

$$Cp = \left[\frac{E(1-\sigma)}{\rho} (1+\sigma)(1-2\sigma) \right]^{1/2}$$

$$Cs = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2}$$

En la Tabla 3 se presentan los valores típicos de la velocidad de propagación de las ondas P.

Tabla 3. Velocidades típicas de ondas P

Medio	**C_P, m/s**
Material superficial meteorizado	305 a 610
Gravas, guijo, arenas (seca)	468 a 915
Arena (húmeda)	610 a 1830
Arcilla	915 a 2750
Agua (dependiendo de la T^o y contenido de sales)	1430 a 1680
Agua de mar	1460 a 1530
Arenisca	1830 a 3970
Shale (roca arcillosa que se parte en laminas)	2750 a 4270
Tiza (Chalk-arcillas)	1830 a 2970
Caliza (Limestone)	2140 a 6100
Sal	4270 a 5190
Granito	4580 a 5800
Rocas metamórficas	3050 a 7020

3.4 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA

En las ultimas décadas se ha establecido como útil un formalismo originado en la teoría matemática de los sistemas, el concepto de “función de transferencia”, que define el comportamiento de un sistema transmisor, considerado como “caja negra”, mediante un modelo o fórmula matemática. En este concepto la función de salida de un sistema se define como la operación de la “función de transferencia" sobre una función de entrada, como se ilustra en el ejemplo de la Figura 6.

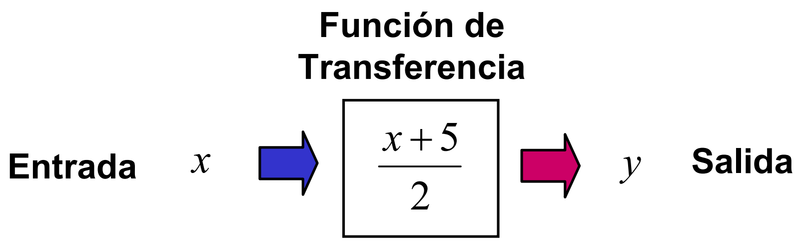

Figura 6. Función de transferencia.

En sismología el movimiento de las vibraciones en un sitio de observación, $u(t)$ puede ser expresado como la función de generación de las ondas $s(t)$ afectada por la función de transferencia debida la propagación de las ondas a través de las estructuras geológicas $g(t)$ (Figura 7).

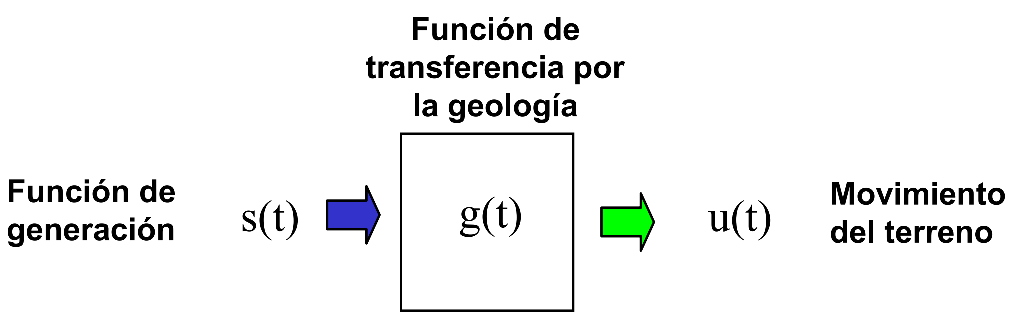

Figura 7. Función de transferencia por la geología

En la práctica, la observación de las vibraciones se hace a través de instrumentos especializados, los cuales actúan también como "cajas negras", entre las vibraciones en el sitio de medición y los datos registrados de estas vibraciones.

Un instrumento se puede caracterizar formalmente mediante su función de transferencia, es decir, por su modelo matemático entrada/salida, en el que la entrada sería el movimiento real del terreno, $u(t)$ y la salida la lectura en el instrumento. Las funciones de transferencia de instrumentos usados en sismología y geofísica suelen estar disponibles desde el fabricante.

Así, la señal de salida del instrumento, $o(t)$, puede ser expresada como resultado de la función de generación $s(t)$ en combinación (matemáticamente una convolución) con la función de transferencia de la geología, $g(t)$ y la función de transferencia del instrumento $i(t)$ así: $o(t) = s(t) * g(t) * i(t)$ (Figura 8).

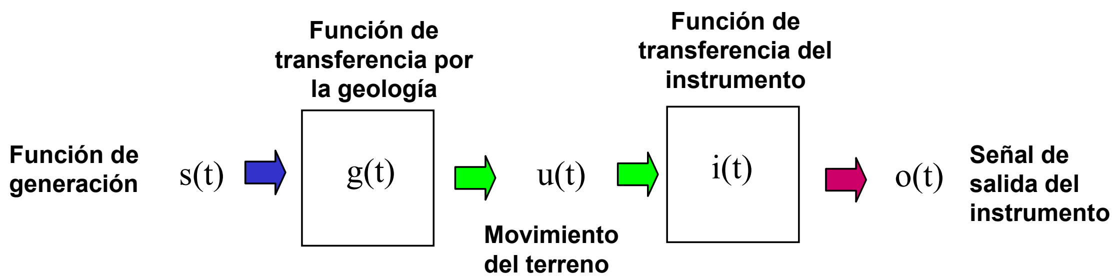

Figura 8. Funciones de transferencia “de la medición”.

El reto y problema de la sismología es encontrar las funciones de generación y de transferencia de los medios geológicos, mientras que la función de transferencia del instrumento es un problema que ha sido resuelto desde las disciplinas de la física y la electrónica.

Asumiendo que en todos los casos la función de transferencia del instrumento de observación es conocida, el problema de la sismología “se reduce” a la investigación de dos variables: función de generación y función de transferencia, lo que se hace a través de la medición de la tercera variable, el movimiento del terreno.

Una de las principales tareas de la sismología y la geofísica es describir las funciones de transferencia que afectan las ondas a su paso por las diferentes capas de suelo y roca, a partir de la medición de la “señal de salida”. Esto es conocido como el problema inverso o “deconvolución”.

En la ingeniería civil, específicamente en la dinámica de suelos, el interés esta centrado en conocer la función de transferencia del suelo, el cual actúa como una “caja negra” entre las ondas que arriban a la interface entre suelo y roca – basamento – y las ondas que llegan a superficie donde se asientan las obras civiles.

En la dinámica de suelos la función de generación corresponde al movimiento de las ondas en el basamento. Conocer esta función “de generación” es una tarea un poco más sencilla que en sismología, así que el problema puede resolverse mas fácilmente teniendo dos puntos de observación, uno en superficie sobre suelo y uno en basamento. A veces se usa como punto de referencia, un punto de observación en roca, cercano al punto de medición en suelo, el cual puede reemplazar el registro en basamento.