

3. ANTECEDENTES

3.1 Fundamentos de sismología

3.1.1 Propagación de ondas y parámetro de rayo.

Existen varias consideraciones importantes en el estudio de la propagación de las ondas sísmicas. Una de las más importantes y útiles es estudiar su propagación considerándolas como rayos, es decir, estudiar la trayectoria perpendicular al frente de onda, con la finalidad de analizar los aspectos geométricos de la propagación. Una manera común de caracterizar el rayo de la onda es vía el concepto de parámetro de rayo (p), que es el recíproco de la velocidad aparente,

$$p = \frac{1}{c_x} = \frac{\text{sen}(i)}{v} = \frac{k_x}{\omega} \quad (3.1)$$

donde i es el ángulo de incidencia para la onda P u onda S y v es su correspondiente velocidad. Cabe señalar que esta expresión es válida si se considera un modelo de Tierra de capas planas y uniformes. Por analogía, el parámetro de rayo para una geometría esférica se describe por una expresión similar, considerando la porción de un rayo conectando puntos en distancias radiales r_1 y r_2 del centro de la Tierra (Figura. 3.1) y por ley de Snell se tiene que el parámetro de rayo para una tierra esférica está dado por

$$p = \frac{r \text{sen}(i)}{v} \quad (3.2)$$

donde r es la distancia radial del centro de la Tierra, v es la velocidad en el punto e i es el ángulo de incidencia entre el rayo y el vector radial.

Un modelo cuya velocidad se incrementa gradualmente con la profundidad implica que las ondas sísmicas no viajan en línea recta de la fuente a la estación y por consiguiente el rayo sigue trayectorias curvas. De este modo, el parámetro de rayo de la onda que llega a una distancia dada puede ser encontrado a partir de la pendiente de la curva de tiempo de viaje $T(\Delta)$. El valor de $dT / d\Delta$ para esta distancia proporciona el ángulo de incidencia del rayo en la fuente (i), también llamado ángulo de salida. Los rayos con grandes ángulos de salida dejan la fuente muy cerca de la horizontal y viajan distancias cortas en comparación con rayos que dejan la fuente con ángulos de salida pequeños (Figura. 3.1). Estas distancias y ángulos dependen del modelo de velocidad asumido.

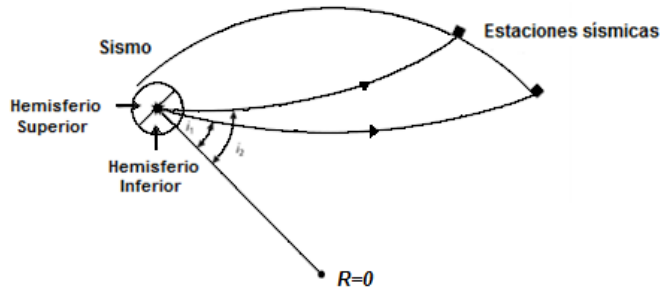


Figura 3.1. Esquema del parámetro de rayo y el ángulo de salida. Modificada de Stein y Wysession (2003).

3.1.2 Estructura de la Tierra

En el caso general, la variación de la velocidad depende de tres coordenadas espaciales, pero para muchos problemas de sismología es suficiente con considerar sólo la variación de la velocidad con la profundidad. Para distancia relativamente cortas ($\Delta < 1000$), una geometría plana es una buena aproximación y la Tierra puede ser considerada como un semiespacio limitado por una superficie libre (Udías, 1999). Asumiendo que la velocidad sólo se incrementa con la profundidad, se tendrá que si la velocidad es constante, el radio de curvatura será infinito y las trayectorias de los rayos serán líneas rectas, si el gradiente de velocidad es constante, el radio de curvatura R será también constante y la trayectoria del rayo es un círculo. La curvatura de un rayo cambia a lo largo de la trayectoria conforme el gradiente de velocidad cambia. Sin embargo, en el estudio de las ondas sísmicas para distancias mayores a los 1000 km, la aproximación de una Tierra plana deja de ser válida y la forma esférica de la Tierra se debe tomar en cuenta.

Con el fin de inferir la distribución de velocidades, se han compilado curvas de tiempos de viaje de sismogramas registrados a diferentes distancias de fuente y receptor. El problema inverso de derivar la estructura de velocidad a partir de las curvas de tiempo de viaje puede ser hecho de varias maneras. Una forma de hacerlo consiste en utilizar la Ley de Snell para el trazado de rayos a través de diferentes estructuras de velocidad y calcular su correspondiente curva de tiempo de viaje. Otra alternativa es resolver el problema inverso de manera directa, derivando la variación de la velocidad respecto al radio $v(r)$ a partir de las curvas de tiempos de viaje $T(\Delta)$. Varios métodos han sido utilizados, pero el más común es la *integral de Herglotz-Wiechert* (Stein y Wysession, 2003). Esta aproximación da la distancia viajada por un rayo con un parámetro de rayo como una función de la estructura de velocidades; es decir,

$$\Delta(p) = 2p \int_{r_p}^{r_0} \frac{dr}{r(\zeta^2 - p^2)^{1/2}} \quad (3.3)$$

Donde $\zeta = r/v$, donde v es la velocidad de propagación, r es la posición radial siendo el centro de la Tierra el punto de origen y p es el parámetro de rayo arribando a una distancia Δ . Esta expresión se puede simplificar (Stein y Wysession, 2003) a

$$\int_0^{\Delta_1} \cosh^{-1} \left(\frac{p(\Delta)}{\zeta_1} \right) d\Delta = \pi \text{Ln} \left(\frac{r_0}{r_1} \right) \quad (3.4)$$

La forma de aplicar esta expresión para invertir la estructura de velocidades consiste en iniciar con una curva de tiempo de viaje $T(\Delta)$ y calcular su derivada $dT/d\Delta = p(\Delta)$ numéricamente. Después, se debe integrar numéricamente de $\Delta=0$ hasta $\Delta=\Delta_1$ conociendo el hecho de que $\zeta_1 = dT/d\Delta$ para la distancia Δ_1 . Este proceso se repite para todas las curvas de tiempo de viaje hasta obtener un modelo de velocidades en función del radio.

En 1940 Jeffreys y Bullen publicaron sus tablas de curvas de tiempos de viaje que constituyen la base de las utilizadas en la actualidad. Las tablas de tiempos de viaje publicadas por Jeffreys y Bullen dividen a la Tierra en 7 capas o zonas principales (Tabla 3.1 y Figura 3.2)

Un modelo más refinado usando los datos del catalogo de International Seismological Centre (ISC) para los años 1964-1988, con un mejor ajuste de los tiempos de viaje fue desarrollado y llamado IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991) que se muestra en la figura 3.2, este modelo fue mejorado para las fases en el núcleo por el modelo ak135 (Kennett et al., 1995) y el modelo SP6 con un ligero incremento de velocidades en el manto superior (Morelli y Dziewonski, 1993). Actualmente el modelo más detallado que incluye también propiedades inelásticas y anisotropía es el de Boschi et al. (1996).

Tabla 3.1 Modelo de Jeffreys y Bullen.
Tomada de Stein y Wysession (2003)

Región	Profundidad (km)	Características
A	33	Corteza
B	413	Manto superior
C	984	Zona de transición del manto
D	2898	Manto inferior
E	4982	Núcleo externo
F	5121	Zona de transición del núcleo
G	6371	Núcleo interno

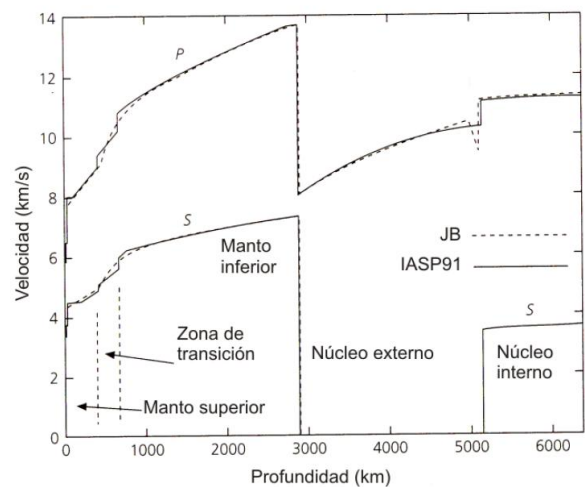


Figura 3.2. Comparación del modelo de Jeffreys y Bullen con IASP91. Modificada de Stein y Wysession (2003).

Cabe señalar que las ondas sísmicas pueden viajar entre la fuente y un receptor a través de múltiples trayectos aunado con las conversiones de ondas. Por lo cual los sismogramas contienen varios arribos o fases que corresponden a diferentes trayectos. Tales sismogramas proporcionan las observaciones que son combinadas para generar tablas de tiempos de viaje. Estos datos definen líneas que dan los tiempos de viaje de distintas fases, estas observaciones pueden ser usadas para desarrollar modelos de la Tierra dados por las velocidades de las ondas P y S como función de la profundidad. Esos modelos predicen los tiempos de viaje bastante bien. Las fases sísmicas son nombradas de acuerdo con sus trayectos a través de la Tierra (Tabla 3.2 y Figura. 3.3).

Nombre	Descripción
P	P directa
S	S directa
K	Onda a través del núcleo externo
I	Onda a través del núcleo interno
J	Onda S a través del núcleo interno
PP	Onda P reflejada en la superficie
PPP	Onda P reflejada en la superficie dos veces
SP	Onda S reflejada en la superficie como onda P
PS	Onda P reflejada en la superficie como onda S
pP	Onda P emergente del foco que se refleja como onda P
sP	Onda S emergente del foco que se refleja como onda P
C	Onda reflejada en la frontera núcleo-manto
I	Onda reflejada en la frontera núcleo interno-núcleo externo
P'	Abreviación de PKP
P _d o P _{diff}	Onda P difractada en la frontera núcleo-manto

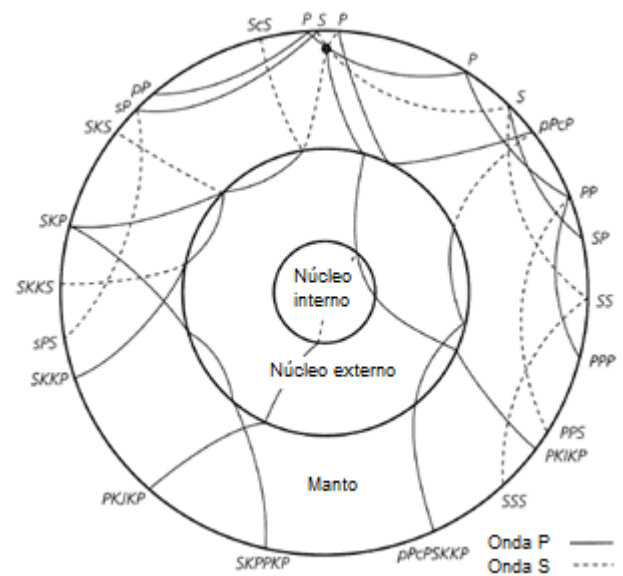


Figura 3.3. Fases de ondas de cuerpo, modificada de Stein y Wyession (2003)

Tabla 3.2. Nomenclatura de fases sísmicas. Modificada de Stein y Wyession (2003)

3.1.3 Mecanismos focales y parámetros de fuente

Las ondas están influenciadas por la distribución de esfuerzos cerca de la superficie y por consiguiente las ondas no son simétricas. Esto guía al concepto de patrón de radiación, el cual es la descripción geométrica de la amplitud y sentido del movimiento inicial distribuido en los frentes de las ondas P y S en los alrededores de la fuente. La baja simetría de la dislocación proporciona una relación entre el patrón de radiación de los movimientos de las ondas y la orientación del plano de falla, permitiendo determinar el proceso de ruptura.

Al describir la geometría de una falla, se asume que la falla es una superficie plana sobre la cual ocurre un movimiento relativo durante un sismo. De tal manera que la geometría de la falla está descrita en términos de la orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento a lo largo del plano. La geometría de este modelo se muestra en la figura 3.4. El plano de falla está caracterizado por su vector normal (\hat{n}). La dirección del movimiento está dada por el vector deslizamiento (\hat{d}) en el plano de falla. El vector deslizamiento indica la dirección en la cual el bloque superior de la falla se movió con respecto al bloque inferior. El ángulo de buzamiento (δ) da la orientación del plano de falla con respecto a la superficie. La dirección del movimiento es representado por el ángulo de deslizamiento (λ) y es medido en sentido contrario a las manecillas del reloj en el plano de falla. El rumbo de la falla (ϕ_f) está definido como el ángulo en el plano de la superficie terrestre medido en sentido horario a partir del norte.

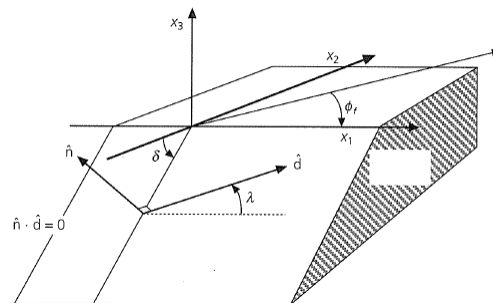


Figura 3.4. Geometría de una falla. Modificada de Stein y Wysession (2003)

La dirección del deslizamiento varía de tal forma que el ángulo de desplazamiento esté entre 0° - 360° , de este rango de valores, algunos de ellos describen geometrías básicas de una falla (Figura 3.5). Cuando ambos lados de la falla se deslizan horizontalmente uno respecto al otro, ocurre un movimiento deslizamiento lateral. Cuando $\lambda = 0^\circ$, se denomina movimiento lateral izquierdo, de manera similar para $\lambda = 180^\circ$, ocurre un movimiento lateral derecho. Cuando $\lambda = 270^\circ$, el bloque de techo se desliza hacia abajo ocasionando una falla normal. En el caso opuesto, $\lambda = 90^\circ$, el bloque de techo se mueve hacia arriba generando una falla inversa.

En la realidad, la gran mayoría de los sismos consisten de una combinación de estos movimientos y tienen ángulos de deslizamiento entre los valores mencionados con anterioridad.

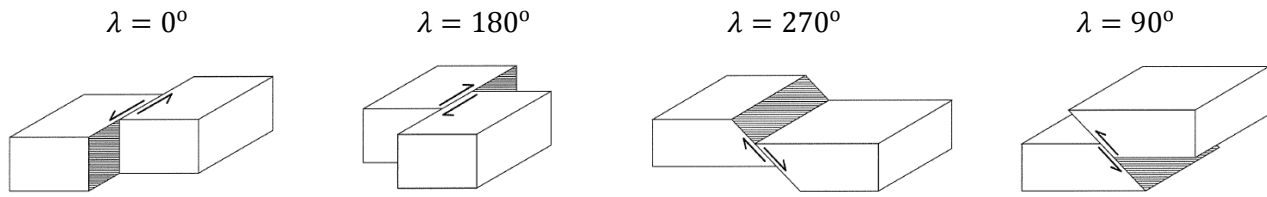


Figura 3.5. Geometrías básicas de una falla. Tomada de Stein y Wysession (2003).

Para conocer la geometría de la falla de un sismo se utilizan los sismogramas de diferentes distancias y azimuts. El método más sencillo para determinar la orientación del mecanismo del sismo es el que utiliza los primeros movimientos o polaridades de la onda P. La figura 3.6 ilustra este concepto para una falla vertical. El primer movimiento es compresión para estaciones localizadas tal que el material cerca de la falla se mueve “hacia” la estación (el movimiento se aleja de la fuente) o dilatación donde el movimiento “se aleja” de la estación (el movimiento se acerca a la fuente), por lo tanto, cuando la onda P arriba a un sismómetro, la componente vertical del sismograma registrará un primer movimiento hacia arriba para compresión o hacia abajo para dilatación.

La distribución de amplitudes para una fuente o sistema de fuentes puntuales de un doble par de fuerzas, es de cuatro cuadrantes de signo alternante, dos de compresión y dos de dilatación. La división entre cuadrantes ocurre a lo largo del plano de falla y un plano perpendicular a éste conocido como plano auxiliar, a estos planos se les conoce como planos nodales; el primer movimiento en los sismogramas registrados en las direcciones de estos planos es muy pequeño o nulo, debido a que el primer movimiento cambia de dilatación a compresión o viceversa. Sin embargo, dada la simetría del patrón de radiación, evita que el plano de falla pueda ser determinado únicamente con primeros movimientos de la onda P. Para delinear el plano de falla se utiliza información geológica, réplicas o efectos de directividad.

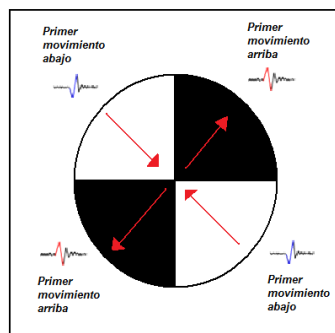


Figura 3.6. Diagrama que muestra las polaridades del arribo de las ondas P

Para fines prácticos, se puede reemplazar el proceso de ruptura por una simple dislocación que se aproxime al proceso de radiación de ondas sísmicas durante la expansión del área de ruptura. La dislocación puede ser sustituida por un sistema de fuerza que debe ser dinámicamente equivalente (Figura 3.7). Para eliminar el momento asociado se agrega un segundo par de fuerzas para balancear el sistema de momentos, el segundo par de fuerzas es agregado a lo largo del plano auxiliar, a esto se le conoce como el modelo de doble par.

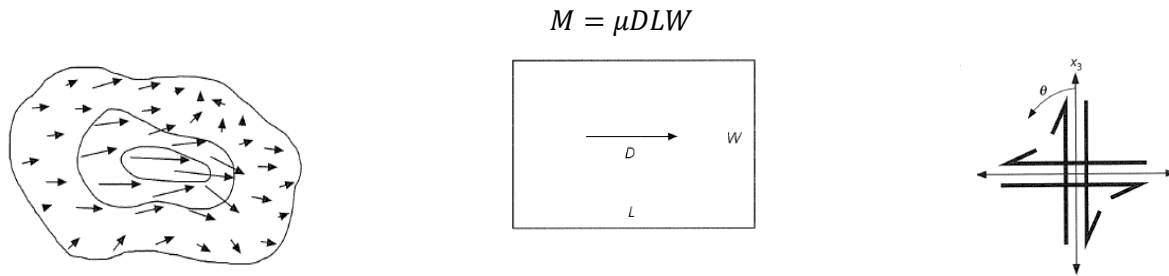


Figura 3.7. Modelo de dislocación. Tomado de Lay y Wallace (1995).

Función de Momento Sísmico

La función de momento sísmico, describe el proceso de ruptura en términos de la rigidez del material, el deslizamiento y el área de la falla

$$M(t) = \mu D(t)S(t). \quad (3.5)$$

Sin embargo, se puede expresar en su forma escalar siendo una buena medida de la energía liberada en un sismo y se denomina momento sísmico,

$$M_0 = \mu \bar{D}S, \quad (3.6)$$

donde \bar{D} es el deslizamiento promedio de la falla con un área S .

3.1.4 Polos de rotación de Euler.

Un principio básico de la tectónica de placas es que cualquier desplazamiento de un cuerpo sobre la superficie de una esfera, como lo es el movimiento relativo entre dos placas, puede ser descrito como una rotación sobre el polo de Euler. El término polo de Euler proviene del teorema de Euler, el cual establece que cualquier movimiento de un cuerpo rígido (en este caso, una placa) en la superficie de una esfera puede describirse por medio de una rotación por un eje (línea) pasando por el centro de la esfera (en este caso, el centro de la Tierra). La intersección del eje de rotación con la superficie de la Tierra se denomina Polo de Euler.

Un punto \vec{P} sobre la superficie de la Tierra está definido por su latitud P_λ y su longitud geográfica P_ϕ o por sus coordenadas cartesianas P_x, P_y y P_z , donde

$$P_x = R\cos(P_\lambda)\cos(P_\phi) \quad P_y = R\cos(P_\lambda)\sin(P_\phi) \quad P_z = R\sin(P_\lambda) \quad (3.7)$$

y R es el radio de la Tierra (Figura 3.8). Por simplificación, el radio de la Tierra se define como $R=1$. La rotación de Euler sobre una esfera está definida por dos parámetros: por el polo de Euler \vec{E} y el ángulo ϕ , también llamado ángulo de rotación y es medido en sentido antihorario.

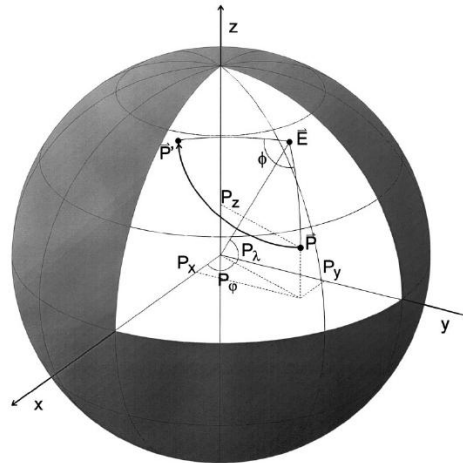


Figura 3.8. Definición de coordenadas geográficas y cartesianas del punto de rotación P y del polo de Euler E. Tomado de Greiner (1999).

En la reconstrucción de la tectónica de placa existen dos tipos de Polos de Euler: polos finitos y polos por etapa. Los polos finitos proporcionan la rotación total de dos isócronas de dos placas oceánicas y son usados para reconstruir la posición relativa de dos continentes en un tiempo dado. Los polos por etapa describen el movimiento relativo de dos placas tectónicas

durante un periodo de rotación constante. Las líneas de flujo del movimiento de las placas son a lo largo de latitudes (pequeños círculos) con respecto al polo de rotación relativo.

Para las dorsales o trincheras sobre una esfera, la velocidad de esparcimiento (o de convergencia) lineal depende de la distancia angular del polo de rotación. La velocidad es máxima en los puntos a 90° del polo de rotación, pues

$$v = \omega R \sin \gamma \quad (3.8)$$

donde:

ω = velocidad angular de la placa B con respecto a la placa A (en radianes / m.y. o deg/m.y)

R = radio de la Tierra

γ = distancia angular de un punto respecto al polo (en grados)

Si la rotación de Euler para una placa B con respecto a la placa A y la rotación de Euler para una placa C con respecto a la placa B son conocidas, la rotación para la placa C con respecto a la placa A se puede calcular. Es la suma de las primeras dos rotaciones

$${}_A ROT_C = {}_A ROT_B + {}_B ROT_C, \quad (3.9)$$

Con este método el movimiento relativo entre placas puede ser calculado, en caso de que no exista una interrelación de forma directa. Una cosa importante es que la suma de las rotaciones no es conmutativa.

3.2 Altimetría satelital

De acuerdo a las leyes de la física, la superficie del océano es una superficie equipotencial del campo gravimétrico de la Tierra. La primera aproximación de esta superficie equipotencial de la Tierra es una esfera, sin embargo, debido a la rotación, la superficie equipotencial es más aproximada a un elipsoide de revolución donde el diámetro polar es 43 km menor que el diámetro ecuatorial. Sin embargo, la superficie actual de los océanos se desvía hacia arriba 100 metros del elipsoide ideal. Esas elevaciones y depresiones en la superficie del océano son reflejadas en minuciosas variaciones en el campo gravitacional de la Tierra y pueden ser medidas usando un radar montado en un satélite (Figura 3.9).

Para establecer la topografía de la superficie del océano se realizan dos mediciones. Primero, la altura del satélite sobre el elipsoide es medido por la ruta del satélite de una red distribuida mundialmente de láser y de estaciones doppler. Segundo, la altura del satélite sobre la cercanía de la superficie oceánica (h) se mide con radar de microondas.

El radar ilumina un punto sobre la superficie oceánica alrededor de 45 km de diámetro. Una marca más pequeña (1-5 km de diámetro) es alcanzada formando un pulso de radar y registrando exactamente su tiempo de recorrido bidireccional. La marca del pulso debe ser lo suficientemente grande para eliminar las irregularidades locales en la superficie oceánica debido a las olas. Se utiliza una alta tasa de repetición (1000 pulsos por segundo) para mejorar la relación señal /ruido. Las correcciones de los tiempos de recorrido del pulso se hacen para retardos debidos a la atmósfera y a la ionosfera, y las correcciones por marea se aplican también. La diferencia entre la altura sobre el elipsoide y la altitud sobre la superficie oceánica es aproximadamente igual a la altura del geoide ($N=h^*-h$).

El satélite recoge un perfil continuo conforme se mueve en órbita alrededor de la Tierra. Los perfiles de distintos satélites recogidos durante varios años, se combinan para generar imágenes de alta resolución. Las medidas derivadas del satélite pueden ser comparadas y combinadas con las medidas de anomalía gravimétrica hecha por cruceros. Los datos recopilados de altimetría del ERS-1 de la Agencia Espacial Europea junto con la liberación de datos de altimetría de US Navy Geosat han proporcionado mediciones detalladas de la altura de la superficie del mar. Los datos proporcionan la primera visión de las estructuras del piso oceánico en varias áreas remotas de la Tierra.

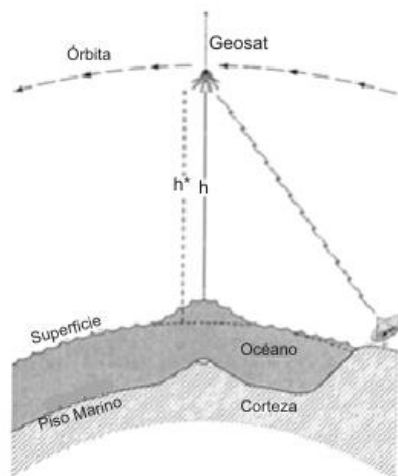


Figura 3.9. Medición satelital de la altura del la superficie del océano y de las elevaciones o depresiones asociadas a rasgos geológicos Modificada de Sandwell y Smith (1997).

3.3 HypoDD

HypoDD es un programa hecho en Fortran para la relocalización de sismos mediante el algoritmo de doble diferencias de Waldhauser y Ellsworth (2000). La técnica de dobles diferencias (DD) toma ventaja del hecho que si la separación hipocentral entre dos sismos es pequeña comparada a la distancia entre el sismo y la estación así como de la longitud de la escala de las heterogeneidades de velocidad, entonces el parámetro de rayo entre la región de la fuente y una estación común son similares a lo largo de casi el parámetro de rayo entero (Fréchet, 1985; Got et al., 1994). En este caso la diferencia en los tiempos de viaje para dos eventos observados en una estación puede ser atribuida a la separación espacial entre los eventos con alta precisión.

Las ecuaciones de dobles diferencias se construyen mediante las ecuaciones de diferenciación de Geiger para la localización de sismos. De esta manera, el residuo de la diferencia entre el tiempo de viaje calculado y el observado entre dos eventos en una estación común, son conexos al ajuste en la posición relativa de los hipocentros y tiempo origen a través de derivadas parciales de los tiempos de viaje para cada evento con respecto a la incógnita. HypoDD calcula los tiempos de viaje en modelo de capas donde la velocidad depende sólo de la profundidad para los hipocentros actuales, en la estación donde la fase fue registrada.

Los residuos de doble diferencias para pares de sismos en cada estación son minimizados por mínimos cuadrados, utilizando el método de descomposición del valor singular (SVD, por sus siglas en inglés) o por el método de gradiente conjugado (LSQR, Paige y Saunders, 1982). Las soluciones son encontradas por un ajuste iterativo del vector de diferencias entre pares hipocentrales cercanos, con la localización y las derivadas parciales, actualizando después de cada iteración.

3.3.1 Doble diferencias

La precisión de la localización absoluta del hipocentro está controlada por varios factores, incluyendo la geometría de la red, las fases disponibles, la exactitud de la lectura de los tiempos de arribo y el conocimiento de la estructura cortical (Pavlis, 1986; Gomberg et al., 1990). Se asume que dos sismos producen formas de ondas similares en una estación en común si sus mecanismos de fuente son virtualmente idénticos y sus fuentes son ubicadas, tal que la dispersión de la señal debida a las heterogeneidades de la velocidad a lo largo del

trayecto del rayo sean pequeñas. Debido a la no linealidad de la relación entre el tiempo de viaje y la localización del evento, se utiliza una serie de Taylor truncada (Geiger, 1910) para linealizar dicha relación. Los residuales de los tiempos de viaje para el evento i relacionados con la perturbación Δm . Está dada por

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (3.10)$$

donde $r_k^j = (t^{obs} - t^{cal})_k^j$, y donde t^{obs} y t^{cal} son los tiempos de viaje observados y teóricos calculados y $\Delta m = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$. Sin embargo, esta ecuación se usa cuando se miden únicamente tiempos de arribos $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$ y por lo tanto cuando se utiliza la croscorrelación, se miden diferencias entre tiempos de arribo entre eventos y por consiguiente la expresión 3.10 se modifica por

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij}. \quad (3.11)$$

Y el residual se expresa como

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (3.12)$$

Esta expresión se define como doble diferencias, y pueden usarse fases con tiempos de arribo donde los tiempos observados son tiempos de viaje absolutos o croscorrelaciones de diferencias de tiempos de viaje.

3.3.2 Descomposición del valor singular

Dada una matriz rectangular D de dimensiones $M \times N$ de M señales de N puntos en donde el elemento D_{ij} de la matriz representa la amplitud de la señal i -ésima en el índice temporal j -ésimo, la descomposición en valores singulares D está dada por

$$D = \sum_{i=1}^R \lambda_i u_i v_i^T \quad (3.13)$$

Donde R es el rango de la matriz D , u_i es el i -ésimo eigenvector de DD^T , v_{ij} es el i -ésimo eigenvector de $D^T D$ y λ_i es el i -ésimo valor singular de D . Los valores singulares son siempre reales y están ordenados de forma decreciente por orden de magnitud, además, representan los eigenvalores de DD^T y de $D^T D$. La cantidad $\lambda_i u_i v_i^T$ se le conoce como la i -ésima eigenimágen de D , de tal forma que D constituye la superposición de sus eigenimágenes. Dado que la amplitud de cada eigenimágen es proporcional a su correspondiente valor singular, la mayoría de la información queda contenida en las primeras imágenes.

3.4 Tectónica de Placas

El concepto de placa tectónica es simple, y establece que la capa exterior de la Tierra está formada por placas rígidas, las cuales se mueven de manera relativa una con respecto a las demás a velocidades de algunos centímetros por año. Las placas son rígidas en el sentido que pequeñas deformaciones ocurren dentro de ellas, pero las principales interacciones y la mayor deformación se produce a lo largo de sus bordes, los cuales son:

3.4.1. Bordes divergentes

Los bordes divergentes son los límites donde dos placas se separan, lo que produce el ascenso de material desde el manto para crear nueva litosfera; por lo que se denominan centros de expansión. A medida que las placas se separan del eje de la dorsal, las fracturas creadas se llenan inmediatamente con roca fundida que asciende desde el manto caliente situado debajo, de manera continua, las placas adyacentes se separan y una nueva litosfera se forma entre ellas, la cual al enfriarse y contraerse aumenta su densidad. Además, el enfriamiento de las rocas del manto debajo de la corteza oceánica aumenta el grosor de la placa. Las velocidades típicas de expansión del fondo oceánico son de 5 cm al año.

Algunos de los efectos de la tasa de esparcimiento son ilustrados en la figura 3.10. En ella se observa, que un esparcimiento rápido produce litosfera joven con isothermas muy cercanas a la superficie y presenta una gran cámara de magma, mientras que en los centros de expansión lentos parece que las cámaras magmáticas se forman de manera intermitente. Por consiguiente la corteza que se aleja del centro de expansión es más fácilmente reemplazada que la que se mueve en un margen con tasa de expansión lenta.

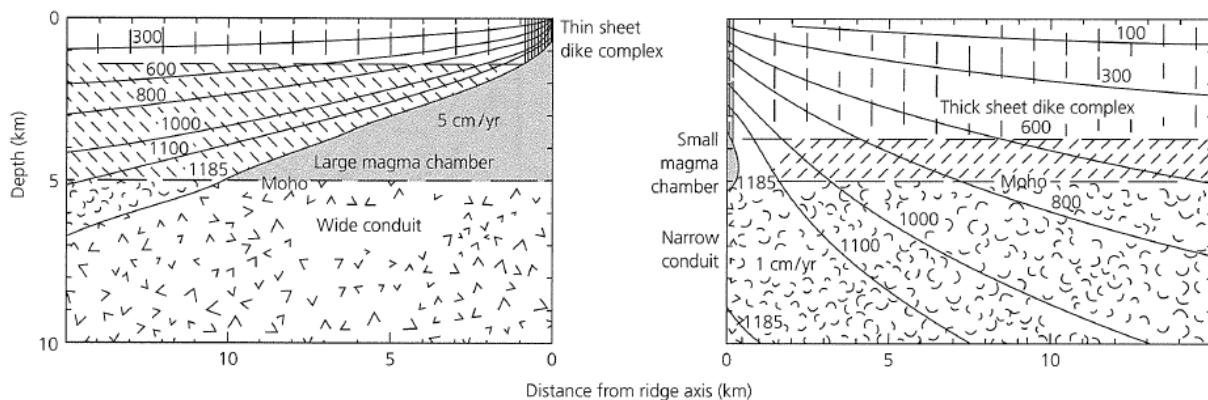


Figura 3.10. Modelo térmico y petrológico para la diferencia entre esparcimiento rápido (izquierda) y esparcimiento lento (derecha) de la dorsal. (Sleep y Rosendahl, 1979). Tomada de Stein y Wysession, (2003).

3.4.2. Bordes convergentes (Zonas de subducción)

Los bordes convergentes son donde dos placas se juntan provocando el descenso de la litosfera oceánica debajo de una placa superpuesta para ser reabsorbida en el manto o colisionar con otro bloque continental. Los bordes convergentes también se denominan zonas de subducción porque son lugares donde la litosfera desciende hacia la astenósfera, sin embargo, existe una ligera distinción entre ambos términos, un margen convergente son aquellos márgenes vistos en planta del mapa tectónico, mientras que las zonas de subducción se presentan en corte transversal (Stern, 2002).

El proceso de subducción se produce porque la corteza oceánica al alejarse de las dorsales, se vuelve más vieja y su densidad aumenta, haciéndose mayor que la de la astenósfera subyacente. Al llegar a la trinchera, la corteza oceánica tiende a hundirse por acción de la gravedad. En las zonas de subducción, el acoplamiento entre las placas involucradas define una región de alta fricción conocida como la Zona de Wadati-Benioff. Esta zona es una zona sismogénica donde se produce la mayor cantidad de sismos. Las regiones más superficiales de las zonas de subducción es asísmica porque las rocas y sedimentos a lo largo de esta parte son muy endebles. Las zonas de subducción pueden dividirse en cuatro regiones principales (Figura 3.11): Una fosa oceánica, un arco volcánico, una región de antearco y la región del trasarco.

- a) La fosa oceánica: Se forma donde la placa de litosfera oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenósfera, la profundidad de la fosa parece estar relacionada con la edad y la temperatura de la placa oceánica en subducción.
- b) Arco volcánico: Se forman sobre la placa suprayacente, donde se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situado encima de la placa que subduce. Inicialmente se creía que el material fundido responsable de la formación del arco volcánico provenía de la fusión parcial de la litosfera subducida; sin embargo, información geoquímica indica que la mayor parte del material fundido proviene de la fusión de peridotitas del manto (Stern, 2002). Esto ocurre porque la litosfera subducida al metamorfozarse se deshidrata liberando fluidos, los cuales reducen la temperatura de fusión de las peridotitas circundantes.

- c) Región de antearco: El antearco se encuentra entre la trinchera y el arco volcánico y mide 166 ± 60 km (Gill, 1981). En esta región el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan.
- d) Región del trasarco: Esta región se sitúa al otro lado del arco volcánico, pero del lado opuesto a la fosa. En este lugar los derrubios volcánicos también se acumulan, pero las fuerzas tensionales suelen dominar, haciendo que la corteza se adelgace.

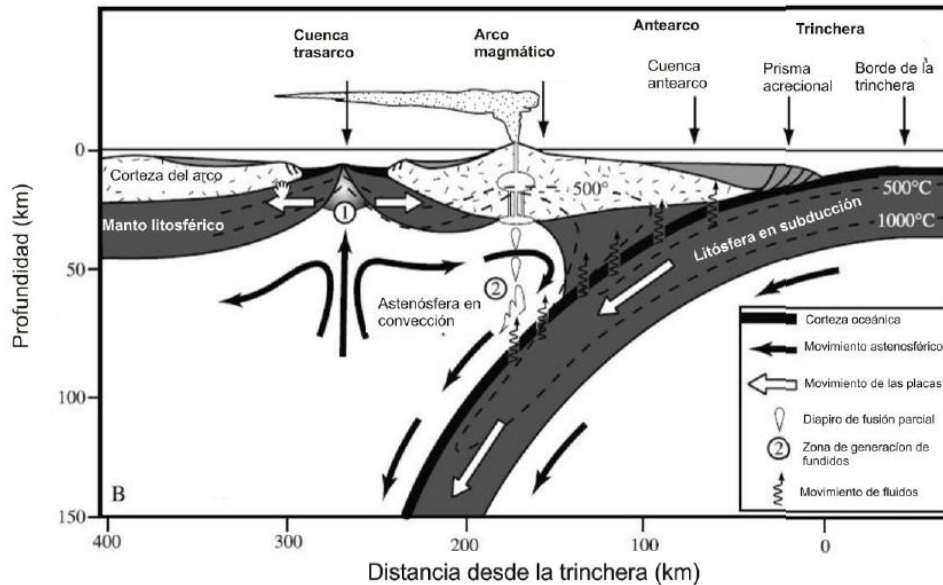


Figura 3.11. Sección esquemática de una zona de subducción. Modificada de Stern (2002).

Durante el desarrollo de los arcos volcánicos, los sedimentos transportados en la placa de subducción, así como fragmentos de la corteza oceánica, pueden ser “arrancados” y se adosan a la superficie de la placa suprayacente. A esta acumulación caótica de sedimentos deformados, fallados y los fragmentos de la corteza oceánica se denomina prisma de acreción. Algunos de los sedimentos que componen el prisma de acreción son arcillas que se acumularon en el fondo oceánico y materiales derivados del arco volcánico (cenizas y materiales piroclásticos). Sin embargo, no todos los sedimentos disponibles se convierten en una parte del prisma de acreción. Algunos subducen a grandes profundidades, generando una serie de minerales metamórficos de alta presión y baja temperatura; debido a su baja densidad, algunos de los sedimentos subducidos y los componentes metamórficos asociados pueden ascender a la superficie y mezclarse con los sedimentos del prisma de acreción.

3.4.3. Bordes de falla transcurrente

Los bordes de falla transcurrente es donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera. Los bordes de falla transcurrente son de dos tipos: Fallas transformadas, las cuales están asociadas a segmentos de las dorsales oceánicas (Figura 3.12); y las fallas laterales que conectan combinaciones de fallas divergentes y convergentes.

La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de una dorsal centro-oceánica donde son parte de líneas de rotura en la corteza oceánica conocidas como zonas de fractura. La orientación de estas zonas de fractura es casi paralela a la dirección del movimiento de la placa en el momento de su formación. El tamaño de los sismos en una falla transformada depende de dos factores: la longitud del desplazamiento entre dorsales y la tasa de esparcimiento. Estrictamente hablando, el término fallas transformadas puede aplicarse a desplazamientos de márgenes convergentes-convergentes, pero por simplicidad, se reserva el nombre para desplazamientos de dorsal –dorsal (Lay y Wallace, 1995).

Las fallas laterales que yuxtaponen material continental son muy complicadas, existen muchas teorías sobre la formación de sus características, tales como saltos de límites de placa, subducción de dorsales, subducción oblicua alta o colisión continente-continente.

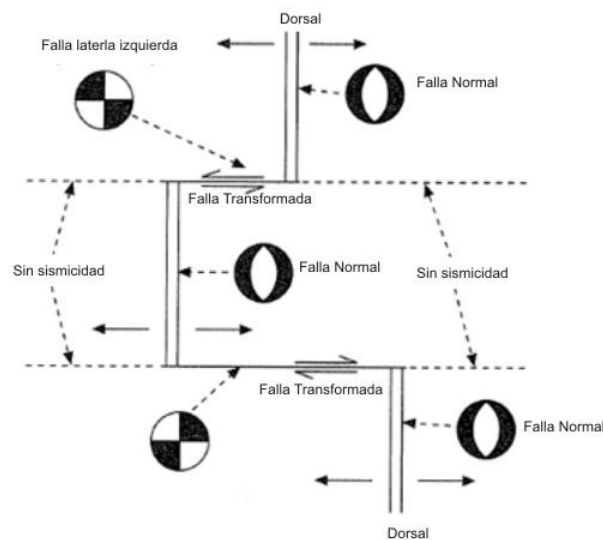


Figura 3.12. Sección esquemática en planta de un borde divergente (dorsal) con fallas transformadas. Modificada de Stein y Wysession (2003).