

Apuntes Sismología Volcánica

Máster de Vulcanología

ITAHIZA DOMÍNGUEZ CERDEÑA

29 de enero de 2019

Índice general

I Sismología básica	7
1. Estructura interna de la Tierra	8
1.1. Estructura interna de la Tierra	8
1.2. Técnicas de estudio	10
1.3. Corteza	12
1.4. Manto	13
1.4.1. Manto superior	13
1.4.2. Manto inferior	15
1.5. Núcleo	15
1.6. Densidad y parámetros elásticos característicos en cada modelo de Tierra.	16
2. Tectónica de placas	19
2.1. Tectónica de Placas. Deriva continental	19
2.2. Márgenes de Placas: Características y fenómenos asociados . .	22
2.2.1. Margen divergente	22
2.2.2. Margen convergente	24
2.2.3. Margen transformante	27
2.3. El ciclo de Wilson	28
2.4. Mecanismo de movimiento de placa	30
2.5. Distribución espacial y temporal de los terremotos	31
2.5.1. Distribución espacial	31
2.5.2. Distribución temporal	33
2.5.3. El ciclo sísmico: modelo de recurrencia	34
3. Elasticidad	37
3.1. Elasticidad	37
3.1.1. Deformación	37
3.1.2. Esfuerzo	39
3.2. Ley de Hooke	40
3.3. Ecuaciones de movimiento en un medio elástico	41

3.4. Funciones potencial del desplazamiento. Fuerzas que actúan	42
3.5. Función de Green	43
4. Tipos de fallas	45
4.1. Parámetros de fractura	45
4.2. Tipos de falla	46
4.3. Fallas características según régimen tectónico	48
4.4. La fuente sísmica y el mecanismo focal	51
5. Ecuación de ondas	55
5.1. La ecuación de ondas	55
5.2. Ondas sísmicas internas	56
5.3. Propagación en un medio elástico, homogéneo e isótropo	58
6. Reflexión y refracción de ondas	61
6.1. Fundamentos de la teoría de rayos en medios planos	62
6.1.1. Conceptos importantes	64
6.1.2. Trayectorias y tiempos de recorrido en medios planos .	66
6.2. Teoría de rayos en medios esféricos	73
7. Ondas sísmicas superficiales.	76
7.1. Introducción	76
7.2. Ondas en un medio semiinfinito	77
7.2.1. Ondas Love	77
7.2.2. Ondas Rayleigh	79
7.3. Dispersión de ondas	80
8. Modelos de tierra	82
8.1. Modelos de Tierra: tipos	83
8.2. Nomenclatura de las fases sísmicas	84
8.2.1. Interpretación de sismogramas de terremotos regionales	86
8.2.2. Interpretación de sismogramas de telésismos	92
II Instrumentación y técnicas de análisis	95
9. Instrumentación Sísmica	96
9.1. Teoría del sismógrafo mecánico	96
9.2. El sismómetro electromagnético	100
9.3. Tipos de sensores y sus parámetros de diseño	101
9.4. Calibración de sensores	103
9.5. Redes sísmicas	104

10. Métodos de Localización	105
10.1. Métodos de localización absoluta	106
10.1.1. Determinación macrosísmica	106
10.1.2. Método gráfico	107
10.1.3. Método numérico	108
10.2. Métodos de localización relativos	109
10.2.1. Correcciones por términos de estación y JHD	109
10.2.2. Método del evento maestro	111
10.2.3. Método de las dobles diferencias	112
10.3. Resolución del problema inverso	114
10.4. Inversa generalizada	117
11. Antenas Sísmicas	119
11.1. Antenas Sísmicas	119
11.2. Parámetros de diseño	122
11.3. Métodos de calibración	124
11.4. Métodos de localización con arrays	124
11.4.1. Determinación de los retrasos de la señal entre estaciones	124
11.4.2. Estimación de la señal óptima	125
11.4.3. Espectro frecuencia-número de onda f-k	125
12. Técnicas espetrales	127
12.1. Análisis Espectral	127
12.2. Espectrograma	129
13. Magnitud y energía	133
13.1. Magnitud	133
13.1.1. Ley de Escala	135
13.1.2. Saturación de magnitudes	137
13.2. Energía sísmica	139
13.2.1. Cálculo de la energía	140
13.2.2. Relación de la energía con la magnitud	142
13.2.3. Magnitud energía	142
13.3. Intensidad	144
14. Momento sísmico	148
14.1. Determinación del mecanismo focal	148
14.1.1. Polaridad de las ondas P	149
14.1.2. Tensor Momento Sísmico	151
14.2. Momento sísmico escalar	157

Prefacio: La vigilancia volcánica y el papel de la sismología

Los volcanes

En muchos lenguajes, la palabra volcán significa literalmente “montaña que humea”. En castellano volcán proviene del latín Vulcano, referido al Dios del Fuego y los metales de la mitología romana, que a su vez deriva del Dios Hefestos de la mitología griega.

A escala mundial, las erupciones volcánicas han causado en el pasado menos víctimas y pérdidas económicas que otros fenómenos naturales como las inundaciones, los terremotos o los huracanes, pero la continua concentración de la población en zonas volcánicas activas está provocando que cada vez sea mayor el número de personas que se ven amenazadas por uno de los fenómenos naturales más letales y destructivos.

Se consideran áreas volcánicas activas aquellas regiones que han registrado erupciones volcánicas en los últimos 10.000 años (Holoceno). Se consideran volcanes activos, aquellos que, habiendo tenido o no erupciones recientes, en el momento actual presentan alguna manifestación relacionada con la actividad eruptiva (fumarolas, anomalías térmicas, microsismicidad, etc.).

La vigilancia volcánica

Los fenómenos asociados a la actividad volcánica son muy diversos pero están siempre asociados a la presencia bajo la superficie de magma que puede llegar a desencadenar en ciertos casos una erupción. Gracias a estos fenómenos se puede realizar una vigilancia volcánica que permita mitigar los riesgos en caso de que se produjera una erupción. Ejemplo de ello es lo acontecido los tres meses previos a la última erupción en suelo español, más concretamente la erupción de El Hierro en 2011.

En general se puede distinguir entre la actividad volcánica antes, duran-

te o después de una erupción denominándose actividad pre-eruptiva, syn-eruptiva y post-eruptiva respectivamente. Vamos a distinguir los distintos tipos de señales:

- **Sismicidad:** Es el fenómeno más común durante la actividad volcánica. La presión ejercida por el magma o los gases volcánicos en su ascenso pueden producir roturas en la corteza que generen terremotos u otras señales volcánicas como son eventos de largo periodo o tremor.
- **Deformación de la corteza.** Cuando se produce una intrusión magmática éste material nuevo suele deformar la corteza terrestre sobre él. Ya sea material de profundidad como el esperable en erupciones basálticas o inyecciones en una cámara magmática somera preexistente, estas deformaciones pueden ser de pocos cm a varios metros. Incluso en el crecimiento de domos se pueden observar deformaciones de decenas de metros. Midiendo estas deformaciones y aplicando un modelo podemos saber cuánto magma se está acumulando e incluso dar información de la estructura de la intrusión.
- **Emisiones de gases volcánicos.** El magma está compuesto por roca fundida, cristales y gases volcánicos. Estos gases volcánicos están compuestos principalmente por CO₂ H₂O y SO₂ (93 %) y son emitidos a la atmósfera mediante diversos mecanismos: directamente a través de fumarolas, por las plumas volcánicas durante la erupción, de forma difusa a través de la superficie del volcán y alrededores o disuelto en las aguas subterráneas.
- **Anomalías gravimétricas.** Otro tipo de señales observadas durante la actividad volcánica son las anomalías gravimétricas. La intrusión en la corteza de un material con densidad distinta a la roca circundante puede producir pequeñas variaciones en el campo gravitatorio. Hoy en día existen técnicas que permiten detectar variaciones en el campo de la gravedad de la milmillonésima parte del m/s².
- **Anomalías en medidas de geomagnetismo y geoelectricidad.** En las áreas volcánicas, diversos fenómenos físicos pueden hacer variar el campo magnético a escala local: variaciones en el estado de esfuerzos de los materiales de la corteza, que pueden ser causadas tectónicamente o por la intrusión de nuevos cuerpos magmáticos en el sistema. Otro tipo de signos perceptibles son variaciones en los sistemas hidrotermales asociados al volcán. Cuando hay una intrusión magmática bajo el sistema hidrotermal éste puede sufrir al principio pequeñas variaciones sólo perceptibles mediante estudios del campo eléctrico.

La diversidad de las señales asociadas a la actividad volcánica requieren del conocimiento de diversas disciplinas para poder estudiar un sistema volcánico activo por lo que los grupos que se dedican a ello deben presentar una gran multidisciplinariedad.

Sismología

La sismología es la parte de la geofísica que se dedica al estudio de terremotos y otros eventos generadores de ondas sísmicas. Una onda sísmica es una onda mecánica que se transmite por el interior de la tierra o en su superficie.

Se considera que un terremoto se produce por la ruptura rápida de una parte de la corteza de la Tierra (o manto superior), con un desplazamiento de ambos lados de la fractura y la liberación del esfuerzo elástico acumulado producido por procesos tectónicos, volcánicos o de otra índole (antrópico). Los terremotos generan dos tipos principales de ondas sísmicas, las ondas P y S. Las ondas P (primeras) son ondas de compresión y son las más rápidas. Las ondas S (secundarias) son ondas trasversales y son más lentas que las ondas P. La detección de ambas ondas en caso de terremoto permite localizar geográficamente este mediante una red sísmica adecuada. La Figura 1 muestra un terremoto de Canarias visto desde varias estaciones. Se puede observar la onda P como la primera llegada y posteriormente la S. A medida que la estación está más lejos más tarda en llegar la onda P y más separada se encuentra la onda S.

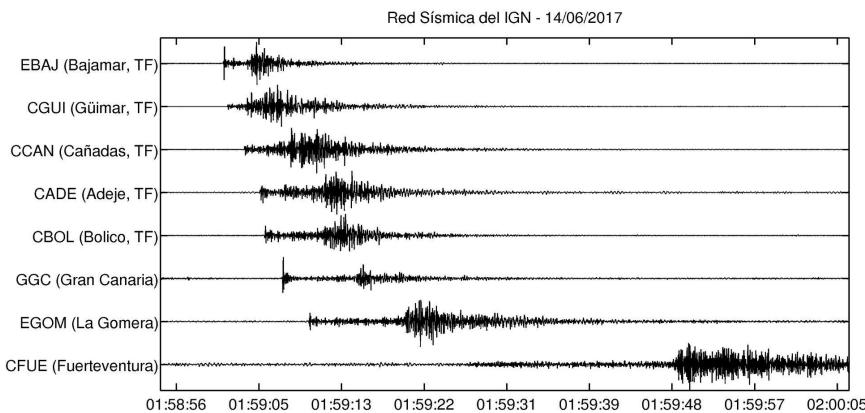


Figura 1: Terremoto producido entre Gran Canaria y Tenerife visto desde estaciones de varias islas.

Parte I

Sismología básica

Tema 1

Estructura interna de la Tierra. Técnicas de estudio

Una de las primeras incógnitas que se planteaban las Ciencias de la Tierra (Geología, Geofísica, etc) era como está estructurado el interior de la Tierra. El auge de la geofísica y en concreto de la sismología permitió descubrir la existencia de una serie de capas diferenciadas y determinar ciertos parámetros físicos de cada capa permitiendo definir la estructura interna de la Tierra. La densidad del Tierra aumenta con la profundidad y la presencia de capas diferenciadas se debe a cambios bruscos de abundancia de minerales, composición química o incluso cambios de estado. se puede distinguir la corteza, el manto y el núcleo aunque cada una tiene sus divisiones a su vez.

1.1. Estructura interna de la Tierra

Los parámetros físicos y la composición de las rocas de la Tierra varían con la profundidad. Cuando se producen variaciones bruscas de algunos o todos los parámetros se marcan las fronteras entre las distintas capas pudiéndose diferenciar principalmente, la corteza, el manto superior e inferior y el núcleo externo e interno. Los parámetros de los cuales conocemos su variación con la profundidad mediante una u otra técnica de medida se pueden resumir en:

- Velocidad de las ondas P y S
- Coeficiente de atenuación de cizalla (Q)
- Módulo de compresibilidad adiabática (Ks)
- Rigidez (μ)

TEMA 1. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

- Presión (P)
- Gravedad (g)
- Temperatura (T)

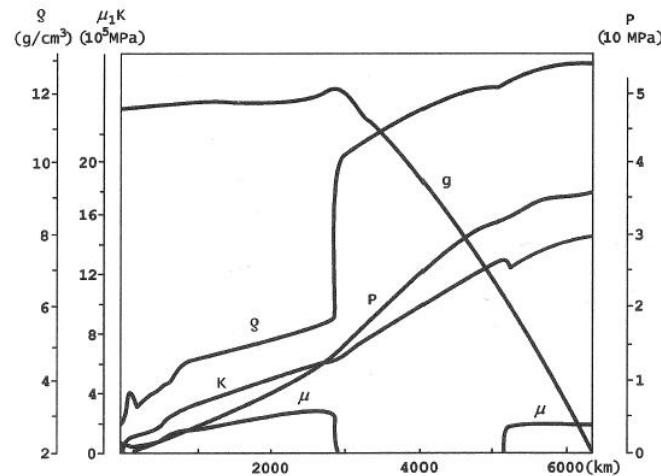


Figura 1.1: Distribución de la gravedad (g), densidad (ρ), presión (P), módulo de compresibilidad (K) y módulo de rigidez (μ), según el modelo PREM

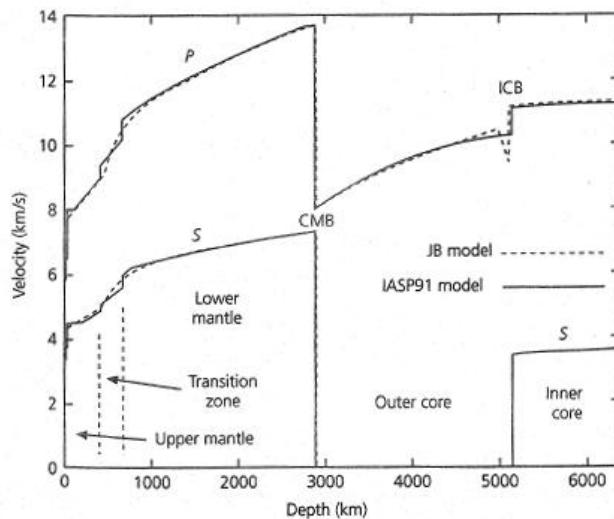


Figura 1.2: Modelos de velocidad de ondas P y S

1.2. Técnicas de estudio

Se dividen en métodos directos e indirectos:

1. Métodos directos: se basan en los materiales directamente extraídos de la Tierra:
 - a) Estudio de lavas: durante algunas erupciones volcánicas se produce la emisión de materiales profundos, incluso del manto, como por ejemplo peridotitas.
 - b) Sondeos de investigación: es la técnica más usada en el estudio de la corteza terrestre. Son perforaciones verticales de las que se extraen muestras de material para su posterior análisis mineral y estructural.
 - c) Rocas profundas: expuestas por erosión o transportadas a la superficie por procesos geológicos son una buena fuente de información de la composición y estructura interna.
2. Métodos indirectos: basados en el estudio de la variación de parámetros geofísicos y geoquímicos a través de modelos de inversión:
 - a) Gravimetría: permite el estudio de la distribución y composición de las masas en la superficie e interior a partir de las anomalías de gravedad detectadas en superficie.
 - b) Geomagnetismo: a través del estudio del campo magnético terrestre se ha podido constatar la presencia de un núcleo externo fluido así como el estudio de las distribuciones de masas.
 - c) Geotermia: el calor que emite el planeta de forma natural no es homogéneo, existen variaciones en el flujo térmico. El estudio de estas variaciones y sus gradientes aporta información sobre la distribución de los materiales, elementos radioactivos, cambios de estado del material.
 - d) Sismología: sin duda es una de las técnicas más empleadas en el estudio del interior del planeta y la que más información aporta, tanto en datos como en profundidad. En base al estudio de la propagación de las ondas sísmicas se obtiene información de la estructura, y con cierta aproximación, de la composición interna del planeta.

TEMA 1. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

- e) Estudio de meteoritos: bajo la suposición de que su composición mineral coincide con la de los materiales primigenios que entraron en juego en la formación de la Tierra el análisis de estos cuerpos proporciona información útil acerca de los materiales internos del planeta.

Centrándonos en la sismología como técnica de estudio, la propagación de las ondas producidas por los terremotos en el interior de la Tierra está determinada por la mecánica de medios elásticos, así que uno de los aspectos de la sismología lo constituye el estudio de la estructura interna del planeta. El estudio de las características elásticas del medio a través de las ondas sísmicas permite obtener información sobre la composición, estratificación, dinámica, temperatura, etc.

Ya los primeros estudios sísmicos sobre la estructura del planeta dieron importantes resultados como la demostración de la existencia de un núcleo y de la región fluida de su parte externa. Para estos estudios se emplean todo tipo de ondas sísmicas, desde oscilaciones libres hasta indas internas.

Para estudiar el interior del planeta se disponen los sismogramas en función de la distancia a la fuente, lo que permite identificar la llegada de la misma fase en cada uno de ellos. A partir de esta composición se calculan las curvas de tiempo de llegada frente a la distancia epicentral (curvas dromocrónicas) para cada fase. De éstas se extrae información de la estructura interna mediante métodos de inversión. Tengamos en cuenta que cualquier estratificación en profundidad dará lugar a reflexiones y conversiones de ondas P y S, por lo que el ajuste de las llegadas de todas las fases reflejadas, refractadas y difractadas servirá para determinar las profundidades y variaciones de velocidad internas.

Las primeras ondas empleadas para estos estudios son las generadas de forma natural por los terremotos, sin embargo, para el estudio de la estructura litosférica y de las capas más superficiales, también se emplean ondas sísmicas generadas artificialmente por medio de explosiones. Los estudios basados en este tipo de señales se conocen como perfiles sísmicos profundos, con los que se logra mayor precisión en los resultados ya que se conoce con exactitud la localización y el tiempo origen. También se emplean técnicas de reflexión sísmica como los que se emplean en la prospección petrolífera. En los últimos años han tomado gran relevancia los estudios basados en la tomografía sísmica, la cual permite establecer modelos tridimensionales de la estructura interna.

En los sismogramas se observan fácilmente ondas que viajan por la corteza superior (Pg y Sg), ondas reflejadas y refractadas en el Moho (PMP y Pn), y en algunas ocasiones fases refractadas en la discontinuidad de Conrad (P^{*}

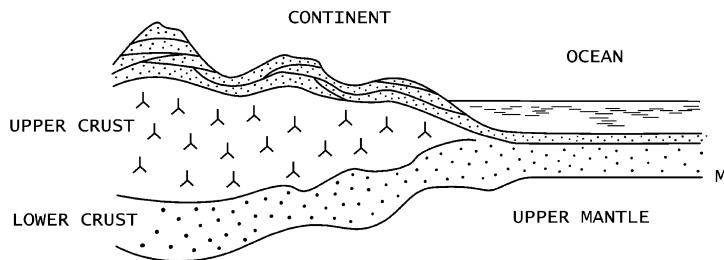


Figura 1.3: Perfil de la corteza terrestre incluyendo corteza continental y oceánica.

y S*).

1.3. Corteza

La corteza es la parte más superficial de la Tierra. Las primeras observaciones que pusieron de manifiesto el límite inferior de la corteza fueron las de Mohorovicic, situando una discontinuidad que separa las rocas de la corteza de las del manto, a unos 20-60 km de profundidad (depende de la zona), denominada discontinuidad de Moho. Una segunda discontinuidad, menos profunda y que no está siempre presente, es la de Conrad.

El grosor de la corteza no es homogéneo en la Tierra. Podemos hacer las siguientes generalizaciones:

- La corteza oceánica tiene un espesor de 5-10 km. La parte superior compuesta por sedimentos (0.5 km), aumenta su espesor al alejarnos de una dorsal, mientras que la capa inferior es prácticamente basáltica, con unas velocidades para la onda P de 6.6-7 km/s.
- La corteza continental presenta una estructura más complicada, con un espesor variable. Para corteza continental joven varía entre 35-40 km, mientras que para antigua varía entre 50-60 km. De forma muy general se puede considerar compuesta por dos capas bien diferenciadas, una superior granítica con velocidades para las ondas P de 5.7-6.3 km/s, y otra capa inferior basáltica con velocidades para las ondas P entre 6.6-7.3 km/s.

En general los modelos de corteza con capas de velocidad constante reproducen muchas de las características de las curvas de los tiempos de llegada observados, y estos resultados mejoran si se introducen gradientes de velocidad en las capas. Otros resultados que se obtienen de los métodos empleados

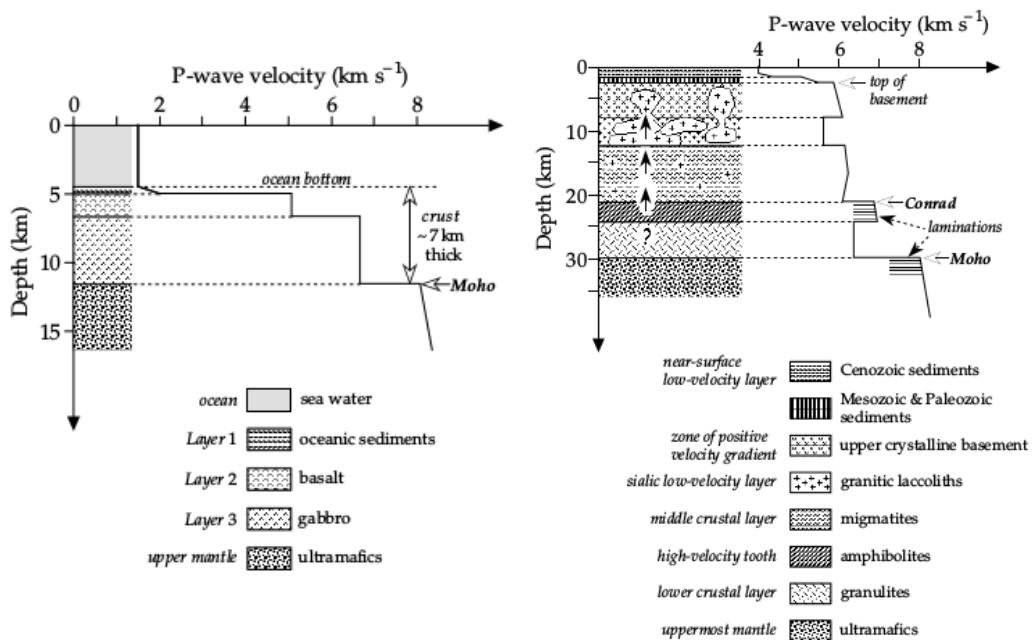


Figura 1.4: Modelos de velocidades para corteza oceánica (izquierda) y continental (derecha).

para el estudio de la corteza son una estructura más laminada de la corteza inferior (produce múltiples reflexiones) y que el Moho es una discontinuidad más o menos difusa sin una frontera bien definida, lo cual puede deberse a transformaciones químicas y/o variaciones en la reología de la roca.

1.4. Manto

1.4.1. Manto superior

El manto superior está formado por el material situado entre la parte inferior de la corteza y los 700 km de profundidad. En cuanto a la distribución de velocidades, éstas aumentan rápidamente con la profundidad, pasando de 7.8-8.3 km/s a 10.7 km/s para las ondas P y de 3.8-4.1 km/s a 5.9 km/s para las ondas S. En general la parte superior del manto es muy heterogénea, presentando discontinuidades en la velocidad de propagación y variaciones grandes en el gradiente de éstas.

Desde el Moho y hasta una profundidad de unos 80-120 km el manto superior es rígido, con un aumento progresivo de la velocidad. Esta región se denomina LID y junto con la corteza forma la litosfera. El grosor del

TEMA 1. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

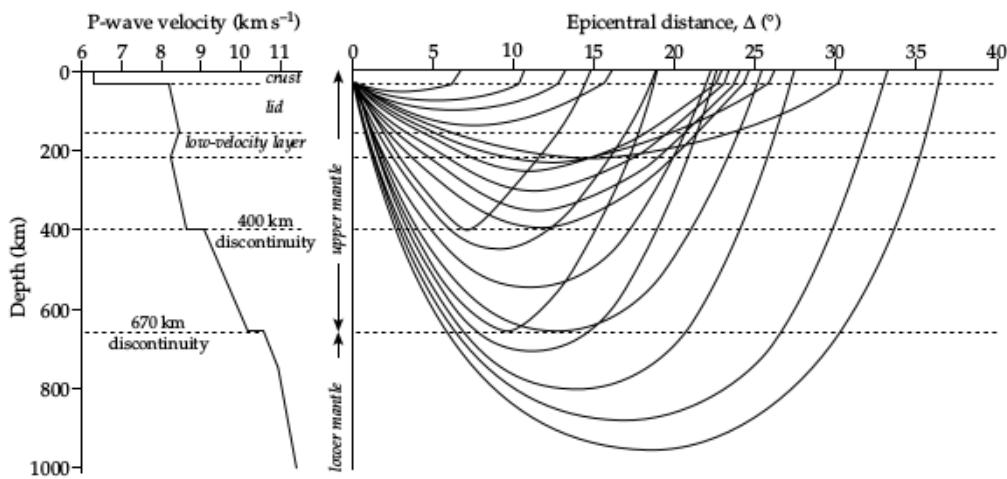


Figura 1.5: Modelo de velocidad del manto superior (izq) y traazado de rayos de ondas P (der).

LID varía con las condiciones tectónicas, así bajo una corteza oceánica joven puede estar ausente, pero siempre lo está bajo una región oceánica antigua.

Bajo el LID se halla una zona donde la velocidad de propagación disminuye hasta una profundidad de 220 km. Esta región se denomina astenosfera. La disminución de la velocidad se supone debida al descenso de la rigidez del material, ocasionado por una fusión parcial de la roca.

La litosfera se extiende hasta los 60 km bajo los océanos y hasta los 120 km bajo los continentes. La astenosfera, como se ha indicado, se extiende hasta los 220 km, siendo el límite térmico entre ambas la isoterma de 1500°C. A partir de los 220 km la velocidad vuelve a aumentar. En estas profundidades se sitúa la discontinuidad de Lehmann, la cual no está presente en todo el planeta.

Sobre los 400 km se produce un brusco aumento de la velocidad. Esta discontinuidad recibe el nombre de discontinuidad de los 20° y el incremento de velocidad asociado se supone debido a un cambio de red en los minerales: olivino a espinela debido al aumento de presión.

Sobre los 650-670 km se encuentra una nueva discontinuidad, siendo la más representativa del manto superior ya que se encuentra presente en todo el planeta. A esta profundidad se asocia el aumento de la velocidad a un nuevo cambio en la red mineral: espinela cambia a perovskita.

El límite inferior del manto superior se sitúa en los 700 km, que coincide con la profundidad máxima a la que se han localizado los terremotos y con

la isoterma de 2000°C.

1.4.2. Manto inferior

El manto inferior se extiende desde los 700 km hasta los 2900 km. En general, en él la velocidad de propagación aumenta gradualmente, tanto para las ondas P (de 10.7 a 13.7 km/s) como para las ondas S (de 5.9 a 7.3 km/s), del mismo modo que la densidad. Se cree compuesto por óxidos de hierro, magnesio y silicatos de hierro-magnesio.

La parte alta de éste se caracteriza por un rápido aumento de la velocidad, tras la cual la velocidad aumenta más lentamente hasta la frontera con el núcleo. Esta región está ausente de discontinuidades.

En la base del manto inferior se ha detectado la presencia de una zona de unos 250 km de grosor donde el gradiente de velocidad es pequeño o negativo. Aunque no está perfectamente descrita, se sabe que esta región presenta una gran variación lateral y se supone que sirve de fuente de material para las plumas que ascienden por el manto e influye en el comportamiento del campo magnético terrestre.

Las ondas P y S que se propagan en el manto inferior alcanzan distancias entre los 35° y 105°. El contraste de velocidades entre manto y núcleo produce reflexiones que alcanzan distancias de hasta 105°. Dentro del manto inferior también podemos encontrar las ondas reflejadas, una o más veces en la superficie libre (PP, PPP, SS, PS...).

1.5. Núcleo

El núcleo comprende el 31,5 % de la masa del planeta y un volumen del 16 % y se cree compuesto principalmente por hierro, con un 10 % de níquel e incluso con presencia de elementos más ligeros como Si, S y O, y en general es muy homogéneo. Está formado por dos regiones, una externa de 3500 km de radio y otra interna de unos 1200 km de radio.

Las ondas S no se propagan en el núcleo externo, lo que indica que no permite esfuerzos de cizalla y por tanto presenta una naturaleza fluida, con una viscosidad similar a la del agua. Es por tanto una capa de baja velocidad, que produce una zona de sombra y a continuación una duplicación de las llegadas. La zona de sombra se produce entre los 105°-143°. Los rayos que penetran en el núcleo externo se denominan PKP y SKS.

La presencia de discontinuidad entre núcleo externo e interno, discontinuidad de Gutenberg, produce ondas reflejadas PKiKP y ondas transmitidas en el núcleo interno PKIKP. Los resultados obtenidos de los estudios de estas

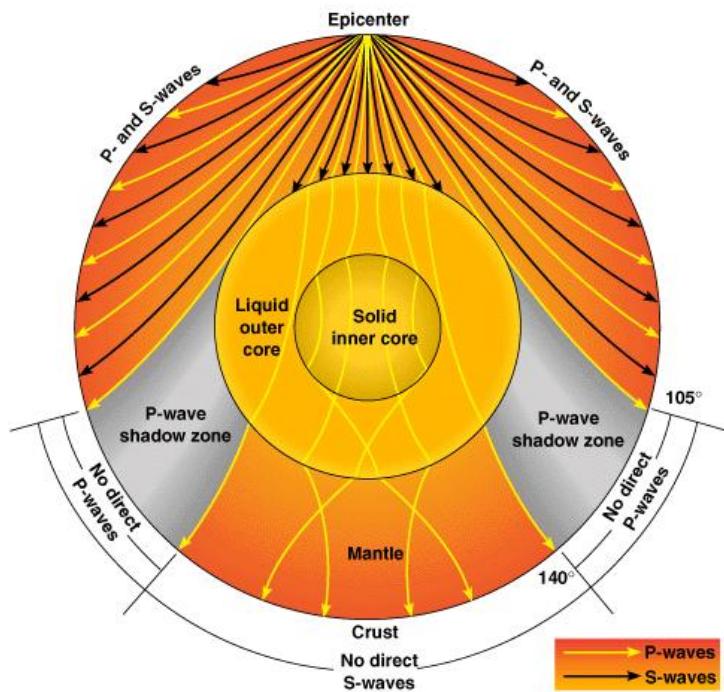


Figura 1.6: Trazado de rayos de ondas P y S en la Tierra. Se resalta en gris la zona de sombra.

fases indican que esta discontinuidad no tiene un perfil suave, sino más bien en forma de valles y colinas.

Los esfuerzos dedicados al estudio del núcleo están motivados porque es el generador del campo magnético terrestre, al comportarse como un geodínamo.

1.6. Densidad y parámetros elásticos característicos en cada modelo de Tierra.

Como vimos anteriormente, los parámetros físicos y la composición de las rocas de la Tierra varían con la profundidad. Cuando se producen variaciones bruscas de algunos o todos los parámetros se marcan las fronteras entre las distintas capas pudiéndose diferenciar principalmente, la corteza, el manto superior e inferior y el núcleo externo e interno. El estudio de estos parámetros se hace con diversas técnicas –principalmente la sismología– que permiten obtener modelos de variación de los parámetros con la profundidad. En este capítulo veremos la relación de varios de los parámetros elásticos y

la densidad.

Como las velocidades de propagación de las ondas sísmicas son función de la densidad y parámetros elásticos, a partir de las características de la distribución de estas velocidades puede obtenerse también la variación de estos parámetros con la profundidad. El coeficiente de Poisson (σ) se puede definir como el grado de ensanchamiento del plano longitudinal de un prisma de material comprimido a lo largo de su eje. El coeficiente de Poisson puede expresarse en función de los parámetros de Lamé: λ (primer parámetro de Lamé) y μ (módulo de elasticidad):

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (1.1)$$

Por otro lado, las velocidades de las ondas internas P y S son función de λ y μ :

$$\alpha^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \quad (1.2)$$

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (1.3)$$

donde α es la velocidad de propagación de la onda P y β la de la onda S. Así pues, el coeficiente β/α puede expresarse en función del coeficiente de Poisson:

$$\beta/\alpha = \sqrt{\frac{2\sigma - 1}{2(\sigma - 1)}} \quad (1.4)$$

Despejando el coeficiente de Poisson:

$$\sigma = \frac{\alpha^2 - 2\beta^2}{2(\alpha^2 - \beta^2)} \quad (1.5)$$

Esta σ es el coeficiente de Poisson en función de las distribuciones de velocidad de propagación de las ondas P y S.

Combinando la expresión del módulo de compresibilidad en función de los parámetros de Lamé: $K = \lambda + (2/3) \cdot \mu$ y las expresiones de α y β en función de los mismos parámetros se obtiene:

$$\left. \begin{aligned} \mu &= \rho\beta^2 \\ \lambda &= \rho(\alpha^2 - 2\beta^2) \\ K &= \rho(\alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2) \end{aligned} \right\} \quad (1.6)$$

El siguiente paso es determinar la distribución de densidades y para ello Adams y Willianson propusieron un método sencillo para determinar este

parámetro aplicable solo a regiones donde las velocidades de propagación de las ondas sísmicas no presenten discontinuidades y suponiendo equilibrio hidrostático. Así pues este método sólo es aplicable al manto inferior y núcleo. El material a una distancia r del centro de la Tierra tiene un gradiente hidrostático de presión expresado por:

$$\frac{dP}{dr} = -g\rho \quad (1.7)$$

donde P es la presión, ρ la densidad y g la gravedad a esa profundidad creada por la masa m encerrada por la esfera de radio r :

$$g = \frac{G \cdot m}{r^2} \quad (1.8)$$

Como se busca la variación de la densidad con r :

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{d\rho}{dP} \cdot \frac{dP}{dr} \quad (1.9)$$

donde $\frac{d\rho}{dP} = \rho \cdot K$, así que sustituyendo esta expresión y

$$\frac{dP}{dr} = -\frac{Gm\rho}{r^2} \quad (1.10)$$

en la Eq 1.9 obtenemos

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{\rho}{K} \cdot \frac{Gm\rho}{r^2} \quad (1.11)$$

Aplicando la relación $\frac{K}{\rho} = \alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2$

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{Gm\rho}{r^2 \cdot (\alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2)} \quad (1.12)$$

Así pues, conocidas las distribuciones de las velocidades de propagación de P, α y de S, β , se puede determinar la densidad ρ , los parámetros elásticos λ y μ , así como el módulo de compresibilidad (K) con la profundidad.

En este modelo la densidad del manto aumenta rápidamente en los primeros 700 km y más lentamente en el manto inferior. Entre manto y núcleo se da un salto brusco y la densidad aumenta después en el interior del núcleo hasta un valor máximo de 13 g/cm³.

El valor de la gravedad es prácticamente constante en el manto debido a la masa presente en el núcleo, la cual representa el 35 % del total del planeta. Los coeficientes elásticos K y μ aumentan en el núcleo inferior de forma gradual y K la hace rápidamente en el interior del núcleo.

Tema 2

Tectónica de placas. Distribución espacial y temporal de los terremotos.

2.1. Tectónica de Placas. Deriva continental

Es la teoría que explica la forma en que está estructurada la litosfera (corteza y los primeros km de manto superior). La superficie de la Tierra está dividida en placas que se mueven unas contra otras a velocidades aproximadas entre 1 y 10 cm al año desplazándose sobre la astenosfera.

En 1885 y basándose en la distribución de floras fósiles y de sedimentos de origen glacial, el geólogo suizo Suess propuso la existencia de un supercontinente que incluía India, África y Madagascar, posteriormente añadiendo a Australia y a Sudamérica. A este supercontinente le denominó Gondwana. En estos tiempos, considerando las dificultades que tendrían las plantas para poblar continentes separados por miles de kilómetros de mar abierto, los geólogos creían que los continentes habrían estado unidos por puentes terrestres hoy sumergidos.

El astrónomo y meteorólogo alemán Alfred Wegener (1880-1930) fue quien propuso que los continentes en el pasado geológico estuvieron unidos en un supercontinente de nombre Pangea, que posteriormente se habría disgregado por deriva continental. Su libro *Entstehung der Kontinente und Ozeane* (La Formación de los Continentes y Océanos; 1915) tuvo poco reconocimiento y fue criticado por falta de evidencia a favor de la deriva, por la ausencia de un mecanismo que la causara, y porque se pensaba que tal deriva era físicamente imposible.

La teoría final de la Tectónica de Placas surgió en los años 60 del s. XX

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

y tiene su origen en otras dos teorías

a **La Deriva Continental.** Planteada a principios del s. XX por Alfred Wegener a partir de observaciones que sugerían de forma independiente que los continentes habían estado unidos en algún momento (Pangea). Estas observaciones incluyen:

- Observaciones geográficas: Sudamérica parece encajar con África casi perfectamente (ya observado por B. Franklin)
- Observaciones geológicas: Se encontraban cordilleras con rocas iguales en distintos continentes que sugería que alguna vez formaron una sola cordillera
- Observaciones paleoclimáticas: Se observaban climas de hace millones de años en zonas cuya latitud lo hacía imposible.
- Observaciones Paleontológicas: Se observaban fósiles de las mismas especies en continentes separados (África y Sudamérica)

b **Expansión del Fondo Oceánico:** En los años 60 Hess proponía que el fondo oceánico se expandía. Esto se propuso al encontrarse rocas más y más jóvenes cerca de las dorsales y cuya edad crecía a medida que nos alejábamos de ellas

A partir de ambas teorías se dedujo que debían existir unas placas que se movían unas contra otras. Los límites de estas placas se obtuvieron de las consecuencias del movimiento que son 3:

- Orogenésis de grandes cadenas montañosas como el Himalaya, Alpes, Andes que se generaron por el levantamiento de una placa por otra que se introduce debajo
- Terremotos que se producen por el rozamiento entre las placas
- Erupciones volcánicas que se producen en los bordes principalmente debido a que la generación de magmas se ve favorecida en estas zonas por la inestabilidad de la litosfera.

Así, las 12 principales placas (Figura 2.1) son: Africana, Euroasiática, Norteamericana, Sudamericana, Antártica, Pacífica, Nazca (al oeste de Perú), Arábiga, India, Caribe, Australiana, Filipina

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

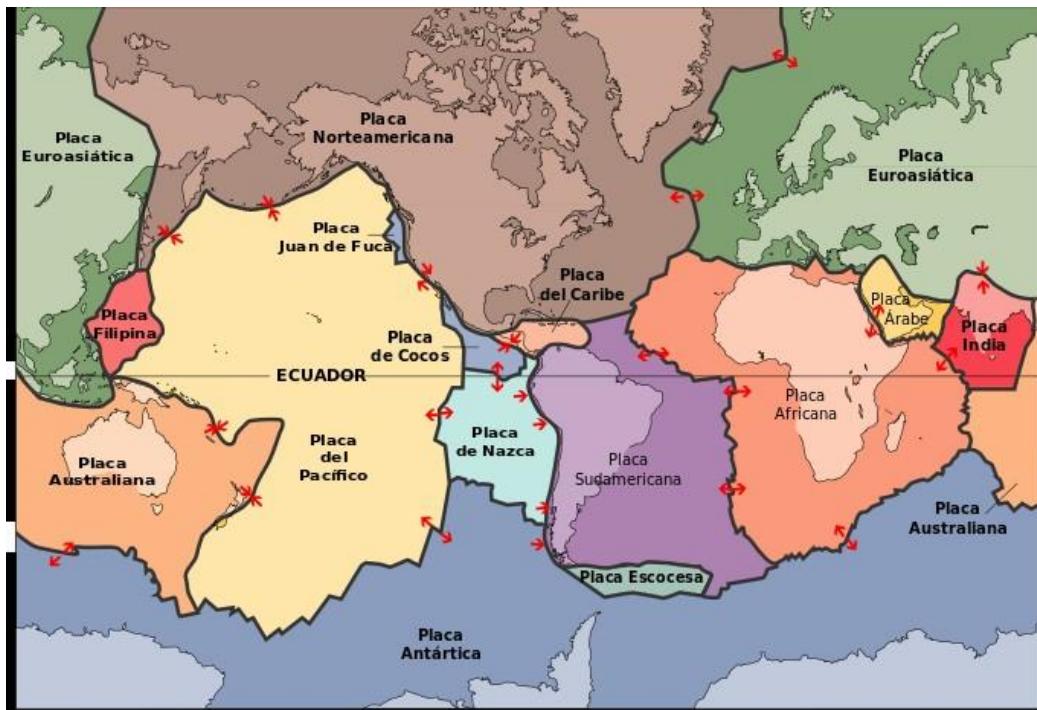


Figura 2.1: Distribución de las principales placas tectónicas

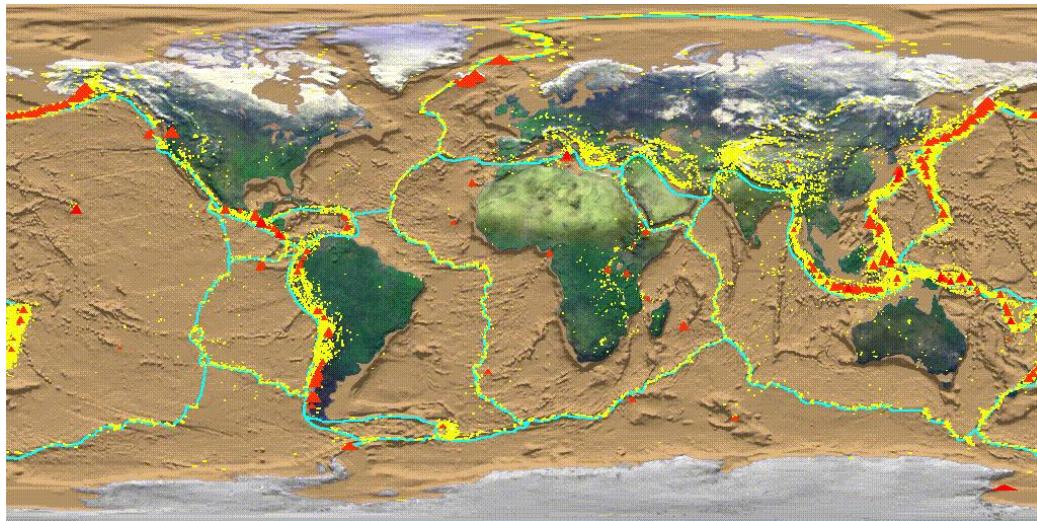


Figura 2.2: Distribución de los terremotos (puntos amarillos) y volcanes activos (triángulos rojos) respecto a los bordes de placa (líneas azules)

2.2. Márgenes de Placas: Características y fenómenos asociados

Hay 3 tipos de borde según como sea el movimiento relativo entre placas, bordes divergentes, convergentes y transformantes. Cada uno de ellos está relacionado con fenómenos particulares. La Figura 2.3 presenta un esquema de todos ellos

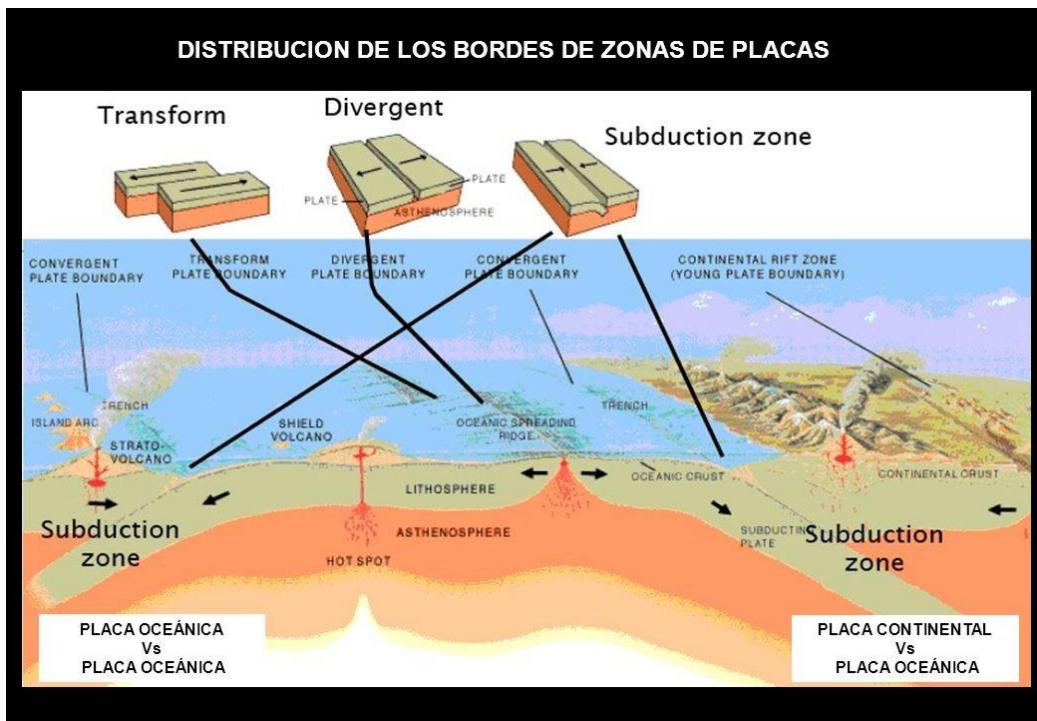


Figura 2.3: Tipos de bordes de placa

2.2.1. Margen divergente

Son las zonas donde se genera nueva corteza oceánica. Las placas se separan y el espacio se va llenando con material nuevo que surge en forma de erupciones volcánicas. Ejemplos de este tipo de borde se encuentran en la Dorsal Atlántica que recorre de Norte a Sur el planeta y que se está separando a una velocidad de unos 2 cm al año. Parte de la dorsal no está sumergida, como en Islandia y Azores.

Las anomalías magnéticas medidas transversalmente proporcionan una de las evidencias más claras del mecanismo de creación. Presentan máximos

y mínimos alternativamente positivos y negativos, simétricos respecto al eje. La explicación de este fenómeno es por la creación de nueva corteza oceánica a partir de las dorsales, mientras se producen inversiones periódicas de la polaridad del campo magnético terrestre.

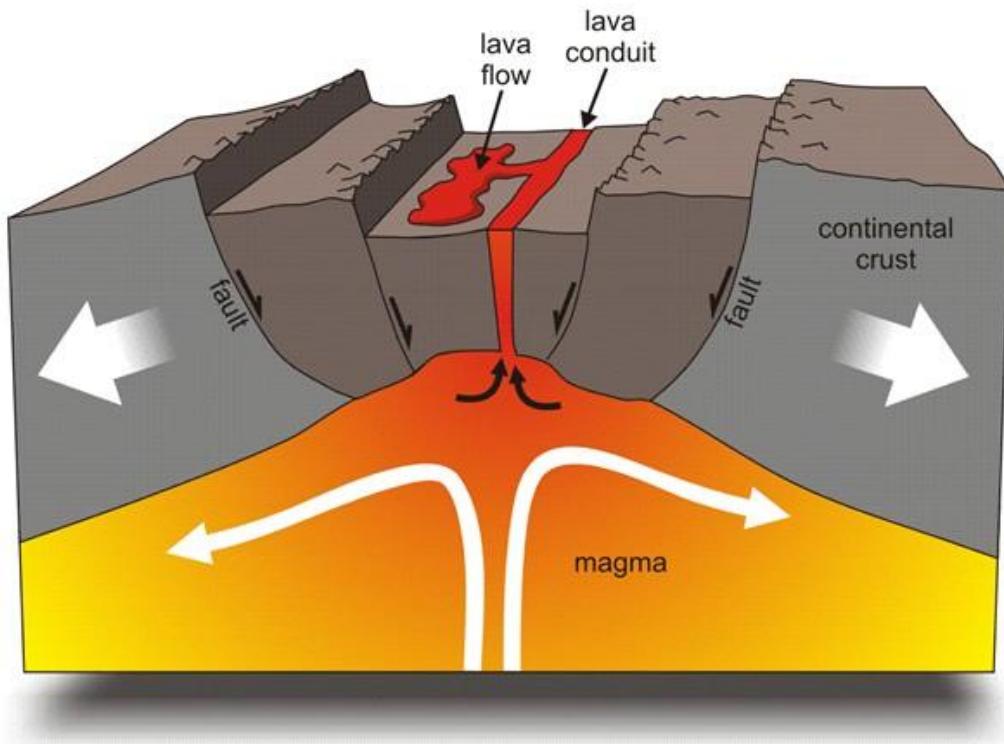


Figura 2.4: Representación de un margen divergente

Los fenómenos que se producen son:

- Terremotos: Debido a que son zonas de corteza delgada (las dorsales oceánicas) suelen producirse en fallas relativamente pequeñas y los terremotos suelen ser poco profundos y de magnitudes moderadas (máx 5 o 6). El mecanismo es predominantemente de fallas normales, con esfuerzos tensionales horizontales y perpendiculares al eje de las dorsales. La mayoría de los terremotos no ocurren exactamente en el borde sino en los valles que se generan por ajuste isostático (Figura 2.4).
- Erupciones volcánicas: Al estar formándose corteza continuamente se producen erupciones volcánicas, en la mayoría de los casos submarinas aunque hay excepciones como en Islandia. Las erupciones suelen ser basálticas aunque hay excepciones.

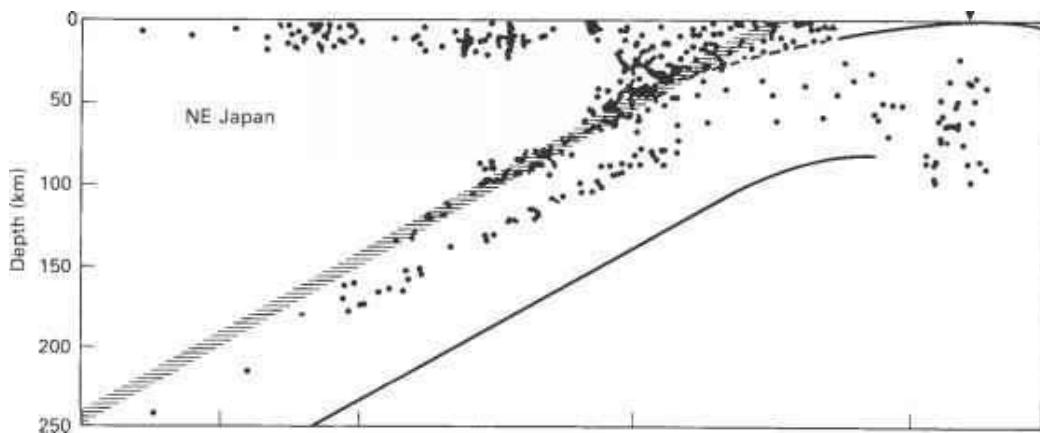


Figura 2.5: Distribución de los eventos sísmicos con la profundidad en una zona de subducción

2.2.2. Margen convergente

Las placas chocan y una se introduce debajo de la otra generando subducción y destruyendo la corteza que se crea por otro lado en los bordes divergentes.

Uno de los indicios más importantes de la existencia de estas placas de material litosférico introducido es la distribución de los sismos en profundidad. Éstos forman alineaciones desde la superficie hasta unos 700 km de profundidad, con un ángulo respecto a la horizontal que varía en inclinación pero que suele estar rondando los 45°. Se denominan zonas de Benioff.

En este tipo de bordes es donde se generan el mayor número de grandes terremotos y erupciones volcánicas. La razón es que al introducirse una placa bajo la otra se producen fricciones entre ambas y en ocasiones se puede acumular gran cantidad de energía. Los terremotos pueden llegar a ser de magnitud mayor que 9, y las fallas que lo producen ser de cientos de km. Además la corteza se introduce en un ángulo de manera que los terremotos son más profundos a medida que nos alejamos del punto de colisión (Figs. 2.5). La Figura 2.6 muestra esto para la sismicidad en la zona de los Andes. A medida que nos alejamos de la costa la sismicidad es más profunda (con algunas excepciones)

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

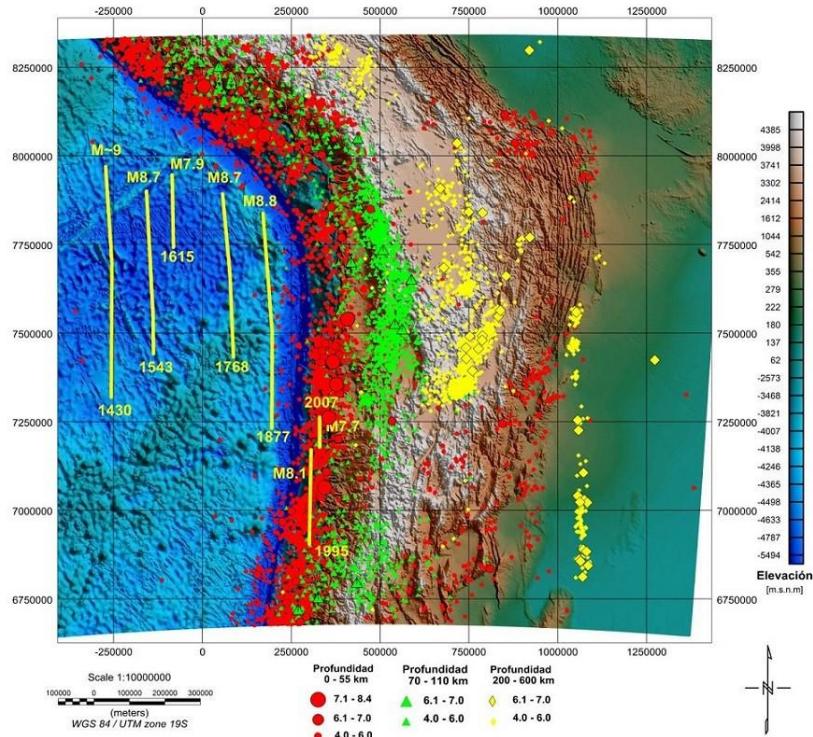


Figura 2.6: Terremotos en la zona del Norte de Chile en función de la profundidad

Por otro lado la corteza que se introduce bajo la placa genera una inestabilidad y una fusión parcial del manto que favorece enormemente la producción de magma y las erupciones volcánicas. En numerosos casos se generan estratovolcanes con cámaras magmáticas someras capaces de producir erupciones explosivas

Hay tres tipos de bordes convergentes:

- 1. Corteza oceánica que se introduce bajo corteza continental:** Este caso supone el mayor porcentaje de los bordes convergentes del planeta. Ejemplos de esto lo encontramos en Sudamérica donde mediante orogénesis se han generado los Andes y donde hay numerosas erupciones explosivas y grandes terremotos.

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

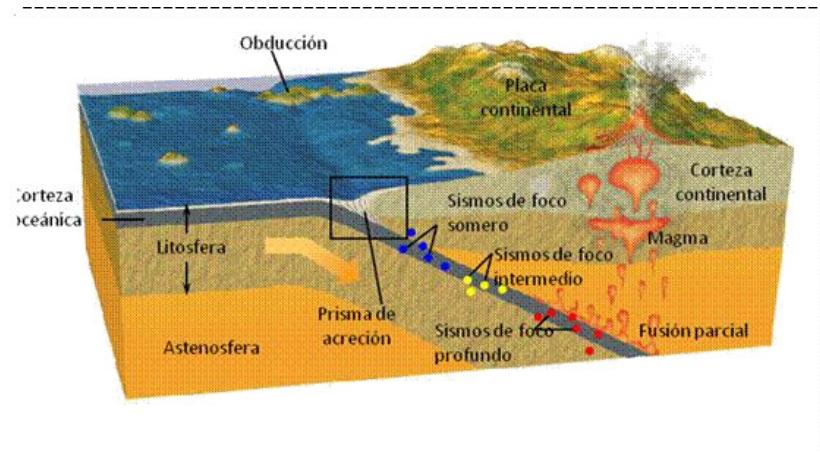


Figura 2.7: Subducción de corteza oceánica bajo corteza continental

2. **Corteza oceánica que se introduce bajo corteza oceánica:** Este tipo de borde se observa, por ejemplo, en el Pacífico Oeste con la formación de arcos de islas debido al levantamiento de la corteza y a volcanes por la generación de magmas. Ejemplos hay en Nueva Zelanda o Japón.

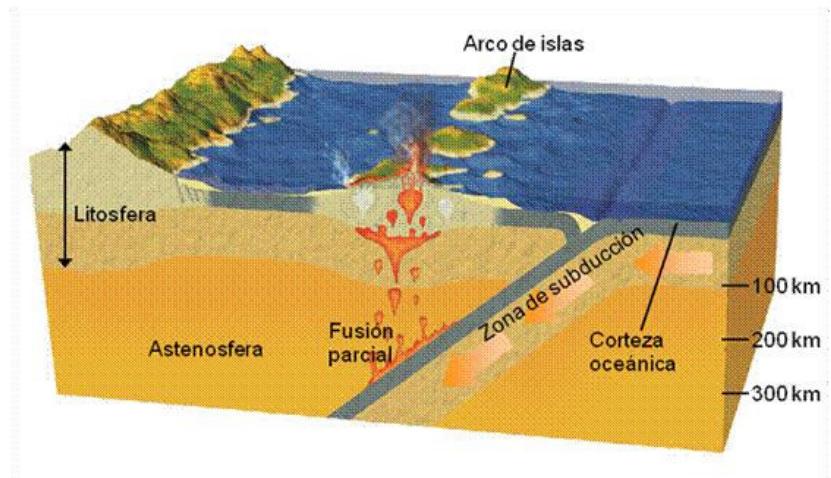


Figura 2.8: Subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica.

3. **Corteza continental que se introduce bajo corteza continental:** Un ejemplo de esto es la formación del Himalaya debido a la colisión de la placa India con la euroasiática. Parte de la corteza se introduce bajo

la otra pero la parte superficial se pliega para formar por orogénesis la cordillera.

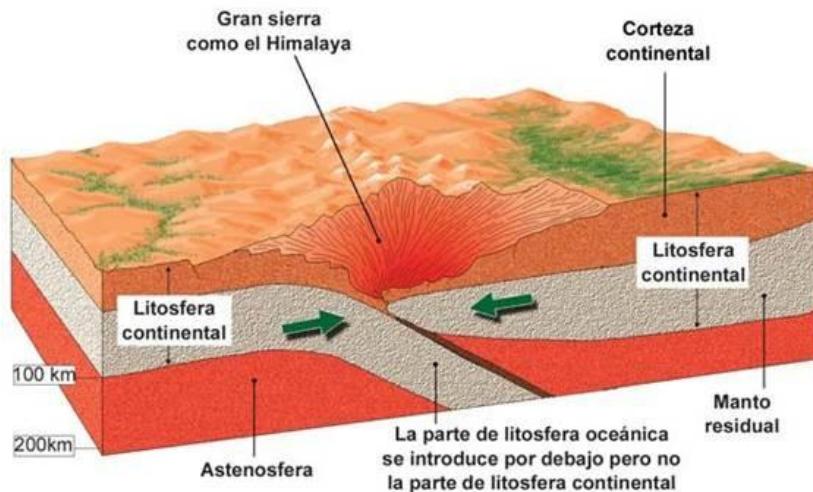


Figura 2.9: Subducción de corteza continental bajo corteza continental

2.2.3. Margen transformante

Las placas chocan en forma de cizalla, con lo que no se crea o destruye corteza. Esto ocurre en las fronteras donde a ambos lados existen bordes convergentes o divergentes con lo que se está produciendo movimientos en sentidos opuestos como se ve en la Figura 2.10. Otro ejemplo es en los márgenes divergentes, como en la dorsal atlántica, la cual no es continua sino que esta formada por fragmentos que están desplazados lateralmente lo cual genera pequeños bordes transformantes donde se genera sismicidad.

Ejemplos de este tipo de borde son la falla de San Andrés (California) o la falla que produjo el terremoto de Haití de 2005. Se pueden generar terremotos de magnitud alta (mag 7 o incluso 8) y muy superficiales con lo que son muy destructivos. Este tipo de bordes no genera vulcanismo de forma directa.

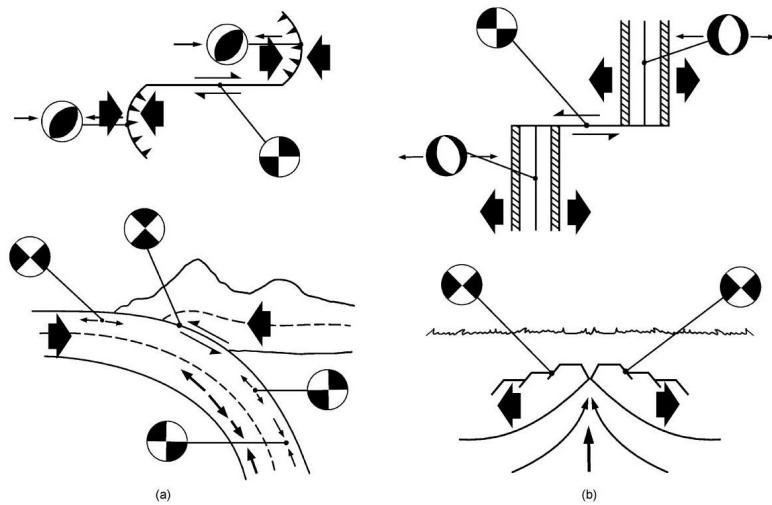


Figura 2.10: Ejemplos de margen transformante entre márgenes divergentes (derecha) o convergentes (izquierda)

2.3. El ciclo de Wilson

La distribución de las placas y por tanto, de los continentes, ha cambiado a lo largo del tiempo, ya que pueden fragmentarse y unirse unos con otros. El Ciclo de Wilson, propuesto por Tuzo Wilson, explica de forma ordenada, el proceso de apertura y cierre de los océanos, y la fragmentación y posterior unión de los continentes, que provoca la formación de cordilleras, y resume todo lo que sucede en los bordes constructivos y destructivos sobre la litosfera. En el ciclo se pueden distinguir las siguientes fases:

- El continente se fragmenta por acción de puntos calientes que abomban y adelgazan la corteza hasta romperla, originándose un rift continental (como el Rift africano).
- En la línea de fragmentación se empieza a formar litosfera oceánica (borde constructivo) que separa los fragmentos continentales. Si continúa la separación el rift es invadido por el mar y se va transformando en una dorsal oceánica. Los continentes quedan separados por una pequeña cuenca oceánica (como el actual mar Rojo).
- El proceso continúa y los continentes se separan progresivamente. Entre ellos aparece una cuenca oceánica ancha, con una dorsal bien desarrollada (como el Océano Atlántico actual).

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

- Cuando la cuenca oceánica alcanza cierto tamaño y es suficientemente antigua, los bordes de contacto con los fragmentos continentales se vuelven fríos y densos y comienzan a hundirse debajo de los continentes y se genera un borde de destrucción. En esta zona se origina una cadena montañosa que va bordeando al continente (orógeno tipo andino, como la cordillera de los Andes). La corteza oceánica se desplaza desde el borde constructivo al de destrucción como una cinta transportadora, por lo que la cuenca oceánica deja de crecer (como el Océano Pacífico).
- Dada la forma esférica de la Tierra, otros bordes constructivos pueden empujar a los fragmentos continentales en sentido contrario, con lo que la cuenca oceánica se va estrechando (como en el Mar Mediterráneo).
- Finalmente al desaparecer la cuenca oceánica las dos masas continentales chocan (obducción) y se origina un continente único (supercontinente), y sobre la sutura que cierra el océano se forma una cordillera (orógeno tipo himalayo, como la cordillera del Himalaya).

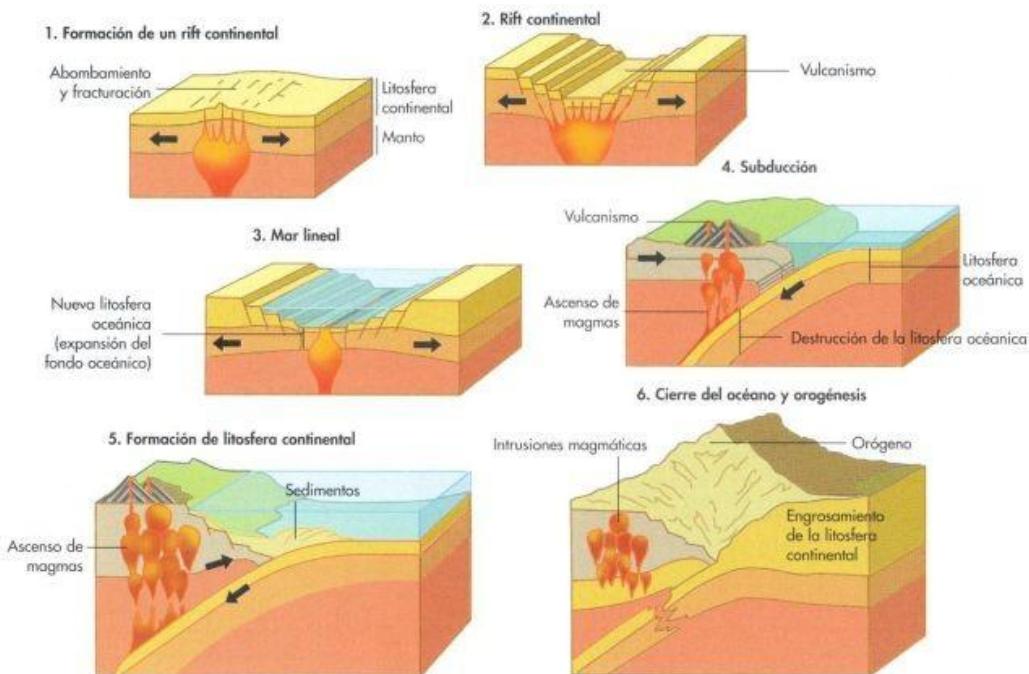


Figura 2.11: Ciclo de Wilson

El desplazamiento de las placas se realiza sobre una superficie esférica, por lo que los continentes terminan por chocar y soldarse, formándose una gran masa continental, un super-continente (Pangea como lo llamó Wegener). Esto ha ocurrido varias veces a lo largo de la historia de la Tierra. El super-continente impide la liberación del calor interno, por lo que se fractura y comienza un nuevo ciclo.

Así pues, las masas continentales permanecen y unen y fragmentan en cada ciclo, mientras que las cuencas oceánicas se crean y destruyen.

2.4. Mecanismo de movimiento de placa

El origen del movimiento de las placas tectónicas está en las corrientes de material caliente del manto en forma de convección. Debido a la mayor temperatura del núcleo externo la liberación de ese calor se produce en forma de celdas convectivas en el manto. Hay que considerar que aunque el manto es sólido, tiene un comportamiento plástico. Para escalas temporales cortas se comporta como sólido, pero para escalas muy largas se comporta como un líquido, lo cual es conocido como fluido no-newtoniano.

Las zonas de subida de material se corresponden con los bordes divergentes donde se crea placa mientras que las zonas de caída de material es donde se produce la subducción:

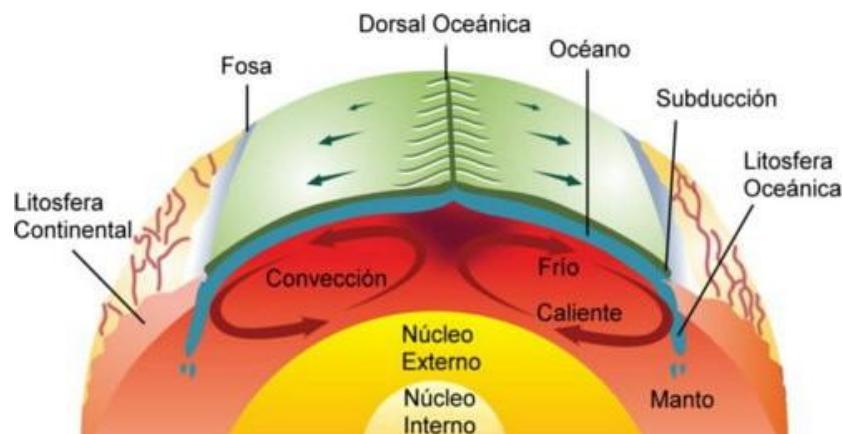


Figura 2.12: Mecanismo de convección en el manto

2.5. Distribución espacial y temporal de los terremotos

La sismicidad se considera como la distribución geográfica de los terremotos y sus efectos destructores. La base para su estudio es la recopilación de datos sobre la fecha, localización, daños producidos y todo parámetro que sirva para su identificación, los cuáles se recogen en los boletines sísmicos.

2.5.1. Distribución espacial

Una de las principales características de la distribución de los terremotos extraída de los boletines es que éstos están concentrados en franjas relativamente estrechas formando una red que divide la superficie del planeta en una serie de zonas cuyo interior es prácticamente asísmico. Algunas de estas franjas ocupan los márgenes de los continentes y otras están situadas en el interior de los océanos, coincidiendo con las grandes dorsales oceánicas.

No en todos los márgenes continentales se producen terremotos, por lo que se pueden dividir en activos y pasivos. Como ejemplo, el margen occidental de América es activo mientras que el oriental no. Los terremotos se producen a diferentes profundidades, pudiendo dividirse principalmente en tres grupos: superficiales ($h < 60$ km), intermedios (h entre 60 y 300 km) y profundos ($h > 300$ km)

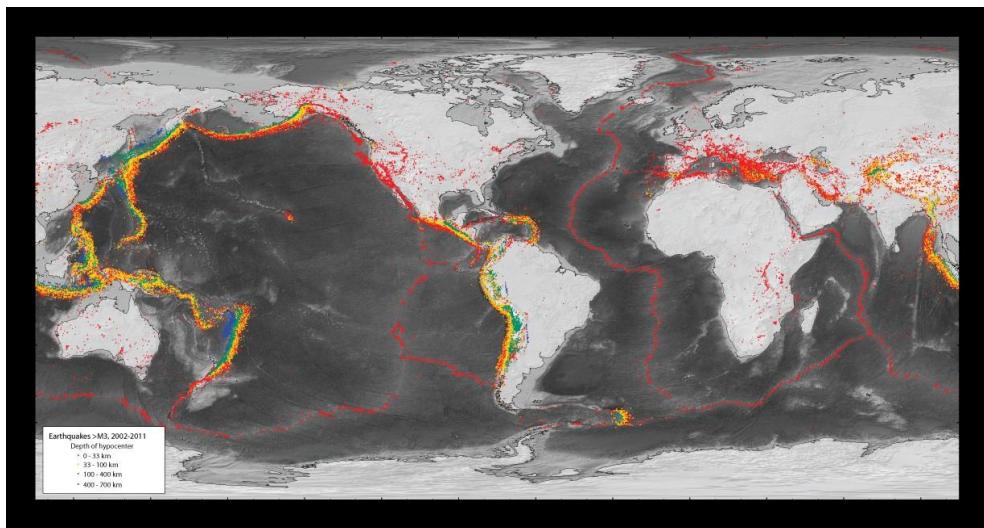


Figura 2.13: Distribución espacial de los terremotos en el mundo. El color indica la profundidad.

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

Así como unas zonas son activas y otras no, en unas los terremotos serán principalmente superficiales y en otras profundos. El primer caso suele presentarse en las dorsales oceánicas, mientras que el segundo caso suele darse en los márgenes de convergencia o subducción.

Como resumen de la distribución geográfica global de los terremotos:

- I Cinturón Circum-Pacífico, que rodea a dicho océano: Se han producido grandes terremotos con grandes daños. En América del Sur los terremotos son superficiales en la costa y profundos en el interior del continente. En la zona occidental del Pacífico existen una serie de arcos de islas donde se producen terremotos superficiales y profundos de gran magnitud.
- II Cinturón Mediterráneo-Himalaya: Se extiende desde las Azores hasta la costa del continente asiático. A esta región pertenecen los terremotos del sur de España.
- III Dorsales oceánicas: Entre las que destaca por su longitud la Atlántica, que divide de norte a sur este océano.

El estudio de la distribución de los terremotos ha sido uno de los factores más importantes en el establecimiento de la teoría de la tectónica de placas. Ésta interpreta la distribución de eventos sísmicos de la siguiente forma: la superficie de la litosfera está dividida en placas cuyos bordes coinciden con las zonas activas de terremotos. Una sola placa agrupa parte continental y oceánica. Los bordes de placa se pueden agrupar en tres tipos:

1. Zonas de extensión o divergencia, donde las placas se separan unas de otras. En ellas los terremotos son superficiales y generalmente asociados a las cordilleras oceánicas.
2. Zonas de convergencia o subducción, donde la litosfera, generalmente oceánica, se introduce bajo otra placa, generalmente continental. Estos márgenes producen en unos casos arcos de islas como Fiji-Tonga y en otras grandes cordilleras como los Andes.
3. Zonas de deslizamiento, donde una placa se desliza horizontalmente con respecto a las otras, generando grandes fallas de desgarre. Como ejemplo la de San Andrés en California.

Con menor frecuencia suelen ocurrir terremotos en algunas zonas del interior de las placas tectónicas, circunstancia que ha llevado a dividir los eventos en interplaca y intraplaca. En ocasiones estos eventos intraplaca pueden alcanzar una gran magnitud, como los ocurridos en el interior de China.

2.5.2. Distribución temporal

La ocurrencia en el tiempo de los terremotos puede considerarse como un proceso de sucesos puntuales resultado de la relajación de esfuerzos que actúan sobre una región. Para su estudio se recurre a series temporales de terremotos, limitando la región de estudio.

El modelo más sencillo se basa en una distribución de Poisson donde se supone que los terremotos son independientes entre sí. Si la media de terremotos en un intervalo de tiempo t es λ , entonces la probabilidad de que ocurran “ n ” terremotos en ese intervalo es:

$$p(n) = \lambda^n \cdot \frac{e^{-\lambda}}{n!} \quad (2.1)$$

A su vez, el intervalo de tiempo entre los terremotos, δt , sigue una distribución exponencial. Así, la probabilidad de dos eventos separados un tiempo δt es:

$$p(\delta t) = \lambda \cdot e^{-\lambda \cdot \delta t} \quad (2.2)$$

Una limitación importante de este modelo es que es difícil asumir que un terremoto no influya en el siguiente. Debido a esto suelen agruparse en enjambres, réplicas y precursores. Solo limitándonos a terremotos grandes a nivel mundial la serie puede aproximarse por Poisson.

Los eventos sísmicos pueden ocurrir en una zona muy concreta en forma de grupos y por lo general con un evento principal de mayor magnitud llamado sismo principal. Puede ocurrir que este evento principal se vea precedido por terremotos más débiles, llamados precursores, y por eventos posteriores a él llamados réplicas, lo cual suele ser el caso más normal. Estas réplicas se producen como consecuencia de la liberación de energía en la zona de fractura que no ha sido totalmente realizada por el sismo principal. Cuando la serie de eventos no tiene ningún sismo principal, entonces reciben el nombre de enjambre, caso típico de regiones volcánicas.

En general estas series están íntimamente relacionadas con las condiciones del material en la zona de fractura. De esta forma, si el material es homogéneo y el esfuerzo uniforme, solo existirán réplicas tras el esfuerzo principal. Si el material en la zona de fractura presenta heterogeneidades, entonces existirán también precursores. En el último caso, donde el material presenta grandes heterogeneidades y el esfuerzo no es uniforme, los terremotos se presentarán en forma de enjambre.

El número de réplicas, sus magnitudes y duración dependen de la magnitud del sismo principal. Utsu en 1961 propone una modificación de la ley de

Omori para intentar calcular la distribución en el tiempo de las réplicas:

$$N(t) = \frac{K}{(c+t)^p} \quad (2.3)$$

donde, K y c dependen de cada serie y p tiene valores entre 0,7 y 1,4, representando la heterogeneidad del material. Así, el número de réplicas disminuye rápidamente en un material homogéneo (p crece) mientras que ocurre lo contrario en uno heterogéneo (p decrece).

2.5.3. El ciclo sísmico: modelo de recurrencia

La mayoría de los terremotos ocurren en fallas ya existentes, por tanto estos eventos representan una repetición de la ruptura de determinadas fallas. El primero en darse cuenta de esto fue Reid en 1906, tras observar los efectos del terremoto de San Francisco, postulando su teoría del rebote elástico para explicar la ocurrencia de un terremoto. Esta hipótesis solo es capaz de explicar algunos aspectos de la producción de terremotos.

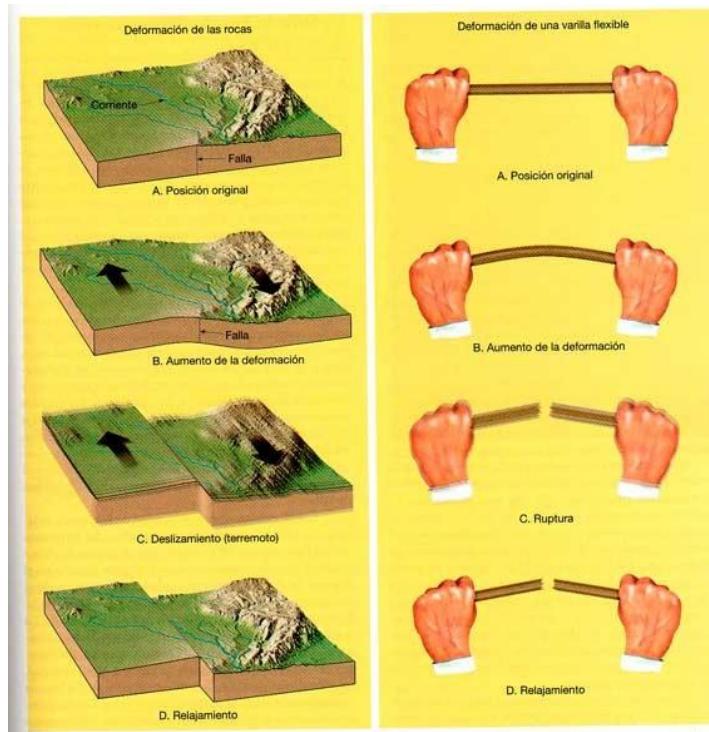


Figura 2.14: Modelo de rebote elástico de Reid

Los esfuerzos aplicados en dos sentidos distintos con una determinada

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

separación horizontal producen una deformación, que al alcanzar el máximo de resistencia, produce la rotura generándose así un terremoto. Como la deformación viene acompañada de un evento sísmico recibe el nombre de deformación cosísmica.

Si se supone que el comportamiento mecánico de una falla es independiente del tiempo y que los movimientos relativos son constantes (y por tanto la acumulación de esfuerzos también), entonces los terremotos ocurrirán en períodos regulares de tiempo, llamados intervalos de recurrencia.

1. El primer modelo de ciclo sísmico es la aproximación de Reid y consiste en que cada terremoto se produce al alcanzar un cierto nivel de esfuerzo crítico tras el cual se genera una caída de esfuerzos constante hasta otro nivel mínimo. Como el desplazamiento a lo largo del plano de falla es constante al igual que el intervalo de recurrencia, este modelo se denomina como el de “Terremoto Característico”. Este es el caso ideal y que no se cumple, entre otros motivos porque el comportamiento mecánico de la falla depende del tiempo, la acumulación de esfuerzos no es elástica y los procesos tectónicos tampoco son constantes.
2. El segundo modelo de ciclo sísmico consiste en que cada terremoto se produce en un mismo valor de esfuerzo crítico pero la caída de esfuerzos (relajación) en cada evento es diferente, lo que conlleva un desplazamiento del plano de falla variable. Este modelo recibe el nombre de

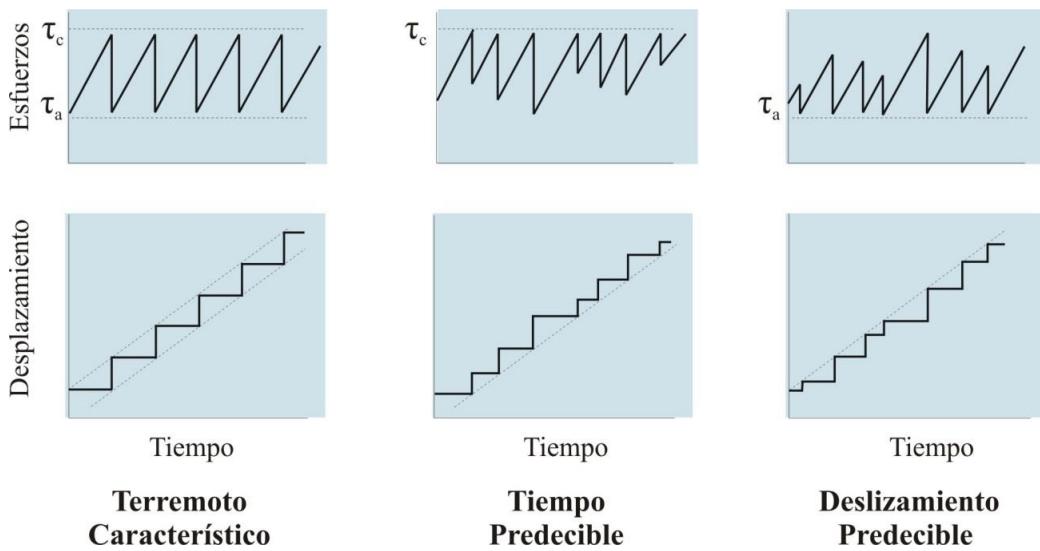


Figura 2.15: Modelos de recurrencia

TEMA 2. TECTÓNICA DE PLACAS

“Tiempo Predecible” porque el tiempo hasta el siguiente terremoto puede predecirse, pero no la magnitud asociada.

3. En un tercer modelo denominado “Desplazamiento Predecible”, los terremotos se producen a diferentes niveles de esfuerzo crítico pero el proceso de relajación posterior se alcanza a un mismo valor de tensión. Con este modelo puede predecirse el deslizamiento que se va a producir y la magnitud asociada, pero no así el tiempo de ocurrencia.

Por lo general, muchas fallas suelen mostrar el modelo Tiempo Predecible, aunque hay que tener en cuenta las limitaciones e inconsistencias de estos modelos a la hora de predecir la ocurrencia de un evento. Estos problemas se achacan a la falta de completitud de los registros asociados a las fallas, en los que solo se dispone de uno o dos ciclos.

Tema 3

Elasticidad. Ley de Hooke. Ecuaciones del movimiento en un medio elástico, homogéneo e isótropo. Función de Green.

Cuando se produce un terremoto se propagan ondas que actúan de fuerzas externas al terreno que lo deforman instantáneamente para seguidamente volver a su estado inicial. Por ello entendemos que la Tierra se comporta como un medio elástico por el que se pueden propagar ondas. El estudio de estas ondas es la base de la sismología, pero para poder desarrollar la teoría se requiere primero de unos conceptos básicos que se desarrollan a continuación.

3.1. Elasticidad

Por sencillez consideramos a la Tierra un medio continuo y elástico. Continuo porque la distancia entre dos puntos contiguos se considera infinitamente pequeña. Elástico porque posee un estado natural al que vuelve si dejan de aplicarse fuerzas externas o de otro modo, cumple la Ley de Hooke

Necesitamos definir dos conceptos: las deformaciones y el esfuerzo

3.1.1. Deformación

Para describir el movimiento en cada punto del medio utilizamos el campo vectorial de desplazamientos $u(x, t)$ que representa la distancia en el tiempo t de la partícula en la posición x respecto a su punto de equilibrio.

Para describir totalmente las deformaciones debemos definir el desplazamiento de cada elemento del vector respecto a cada uno de los 3 ejes coordinados, con lo que tenemos 9 elementos.

Las deformaciones pueden ser de dos tipos: longitudinales y de cizalla. Las deformaciones longitudinales caracterizan las variaciones relativas en longitud de segmentos orientados en esa dirección y son e_{11} , e_{22} y e_{33} . Las deformaciones de cizalla es la deformación en cada una de las 3 direcciones respecto a las otras dos e_{12} , e_{13} , e_{21} , e_{23} , e_{31} y e_{32} . Así definimos el tensor deformación:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial X_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (3.1)$$

La Figura 3.1 muestra dos ejemplos de deformaciones, uno longitudinal y otro de cizalla

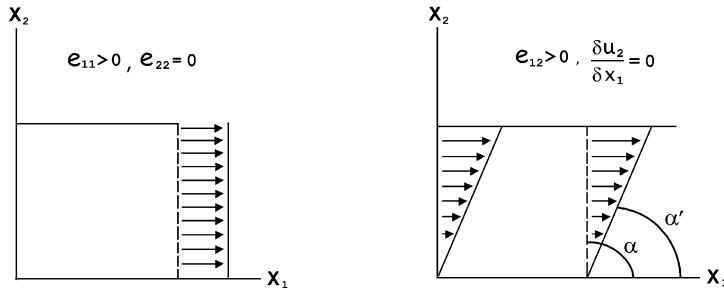


Figura 3.1: Ejemplos de deformación longitudinal (izquierda) y de cizalla (derecha)

Las deformaciones longitudinales implican variaciones de volumen por lo que el tensor de deformaciones representa variación de volumen por unidad de volumen y se denomina **dilatación cúbica** que se define finalmente como la divergencia del vector desplazamiento:

$$\theta = e_{ii} = u_{1,1} + u_{2,2} + u_{3,3} = \nabla \cdot \mathbf{u} \quad (3.2)$$

Para describir las rotaciones del medio utilizamos el tensor de rotación

$$\omega_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} - u_{j,i}) \quad (3.3)$$

Es un tensor antisimétrico ($\omega_{12} - \omega_{21}$) y de términos diagonales nulos (ya que en la ecuación se restaría dos términos iguales) por lo que sólo tiene 3 términos diferentes. Definimos el vector $\boldsymbol{\omega}$ con estas componentes:

$$\boldsymbol{\omega} = \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.4)$$

3.1.2. Esfuerzo

Supongamos ahora un pequeño volumen V rodeado por una superficie S sobre el que actúan fuerzas.

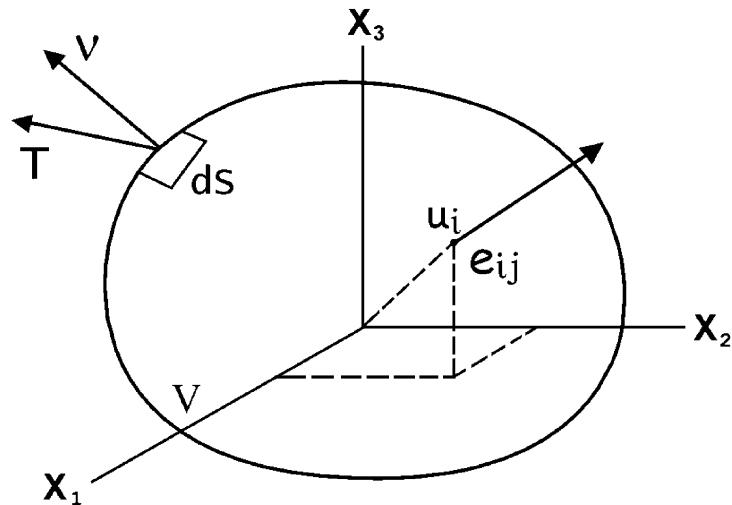


Figura 3.2: Volumen de masa sobre el que actúan fuerzas

Para un determinado punto de la superficie definimos el vector de esfuerzo \mathbf{T} como cociente de la fuerza \mathbf{F} que actúa sobre la superficie cuya orientación es \mathbf{n} cuando la superficie tienda a cero:

$$\mathbf{T}(\mathbf{n}) = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{\mathbf{F}}{\Delta S} \quad (3.5)$$

Los esfuerzos pueden también representarse con un tensor de segundo orden τ_{ij} es el esfuerzo en dirección j sobre un plano cuya normal es la dirección i . Los términos diagonales corresponden a los esfuerzos normales y el resto a esfuerzos de cizalla.

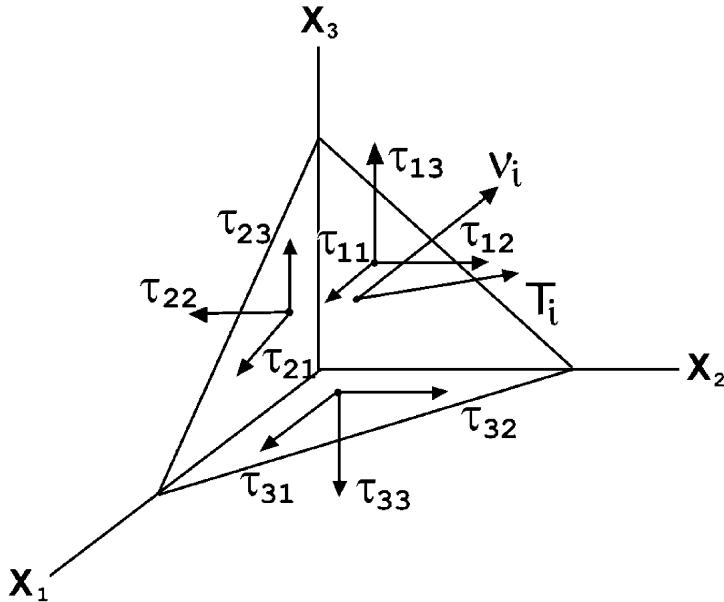


Figura 3.3: Diferentes componentes del tensor de esfuerzos

3.2. Ley de Hooke

El comportamiento mecánico de un material está definido por la relación existente entre esfuerzos y deformaciones. Si el medio es elástico esta relación es de proporcionalidad y la defina la Ley de Hooke generalizada:

$$\tau_{ij} = C_{ijkl} \cdot e_{kl} \quad (3.6)$$

El tensor de cuarto orden de coeficientes elásticos C_{ijkl} tiene 81 elementos. De forma general y por simetría 36 son distintos. Si suponemos que el medio es perfectamente elástico se reduce a 21. El caso más simple es que el medio sea isótropo y en ese caso todas las componentes pueden expresarse en forma de dos coeficientes λ y μ llamados coeficientes de Lamé.

$$\begin{aligned} \tau_{ij} &= \delta_{ij} \lambda e_{kk} + 2\mu e_{ij} \\ \tau_{ij} &= \delta_{ij} \lambda u_{k,k} + \mu(u_{i,j} + u_{j,i}) \end{aligned} \quad (3.7)$$

Otros coeficientes obtenidos a partir de λ y μ son

- Coeficiente volumétrico de compresibilidad (K) que representa la resistencia del material a los cambios de volumen

$$K = \frac{-dP}{\theta} = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (3.8)$$

- Modulo de Young (E) relaciona el esfuerzo longitudinal con la deformación en esa dirección

$$E = \frac{\tau_{11}}{e_{11}} = \mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \quad (3.9)$$

- Coeficiente de Poisson (σ) relación entre la deformación entre deformaciones perpendiculares

$$\sigma = \frac{e_{11}}{e_{22}} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.10)$$

3.3. Ecuaciones de movimiento en un medio elástico

El movimiento de cada punto en un volumen viene determinado por las fuerzas y esfuerzos que actúan en el interior del volumen y en su superficie y por tanto viene determinado por la Segunda Ley de Newton

La segunda Ley de Newton se puede escribir de la siguiente manera

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + \frac{\tau_{i,j}}{\partial x_j} \quad (3.11)$$

donde el primer término corresponde a la masa por la aceleración, el segundo a las fuerzas y el tercero al esfuerzo. Si la pasamos a notación tensorial nos queda:

$$\rho \ddot{u}_i = f_i + \tau_{ij,j} \quad (3.12)$$

Sustituimos la Ley de Hooke generalizada (Ec. 3.6) teniendo en cuenta además $e_{kl} = u_{k,l}$

$$C_{ijkl} \cdot u_{k,lj} + F_i = \rho \ddot{u}_i \quad (3.13)$$

si el medio es isótropo

$$[\lambda \delta_{ij} u_{k,k} + \mu (u_{i,j} + u_{j,i})]_{,j} + F_i = \rho \ddot{u}_i \quad (3.14)$$

Si sustituimos $\delta_{ij} u_{k,kj} = u_{k,ki}$ y $u_{j,ji} = u_{j,ji} = u_{k,ki}$ en la ecuación anterior nos queda

$$(\lambda + \mu) u_{k,ki} + \mu u_{i,jj} + F_i = \rho \ddot{u}_i \quad (3.15)$$

que, en notación vectorial quedaría:

$$(\lambda + \mu) \nabla(\nabla \mathbf{u}) + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \mathbf{F} = \rho \ddot{\mathbf{u}} \quad (3.16)$$

Con las definiciones de la dilatación cúbica (Ec. 3.2) y del tensor de rotación (Ec. 3.3) más la relación $\nabla \times \nabla \mathbf{u} = \nabla(\nabla \mathbf{u}) - \nabla^2 \mathbf{u}$ la ecuación podría ser reescrita

$$(\lambda + 2\mu)\nabla\theta - \mu\nabla \times \omega + \mathbf{F} = \rho\ddot{\mathbf{u}} \quad (3.17)$$

Si ahora hacemos cero las fuerzas internas ($\mathbf{F} = 0$) y definimos α y β como

$$\begin{aligned}\alpha^2 &= \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \\ \beta^2 &= \frac{\mu}{\rho}\end{aligned} \quad (3.18)$$

la Ecuación 5.1 quedaría

$$\boxed{\alpha^2\nabla\theta - \beta^2\nabla \times \boldsymbol{\omega} = \ddot{\mathbf{u}}} \quad (3.19)$$

que es la Ecuación de Navier.

3.4. Funciones potencial del desplazamiento. Fuerzas que actúan

El vector desplazamiento $\mathbf{u}(x, t)$ en un medio elástico representan un campo vectorial y como tal se puede expresar como un potencial escalar ϕ y otro vectorial ψ (Teorema de Helmholtz):

$$\mathbf{u} = \nabla\phi + \nabla \times \boldsymbol{\psi} \quad (3.20)$$

Si ahora aplicamos la divergencia a la ecuación 3.20

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \nabla \cdot (\nabla\phi + \nabla \times \boldsymbol{\psi}) = \nabla^2\phi + \cancel{\nabla \cdot (\nabla \times \boldsymbol{\psi})} \quad (3.21)$$

Sustituyendo en la ecuación 3.2 esta ecuación quedaría:

$$\theta = \nabla^2\phi \quad (3.22)$$

Si ahora aplicamos el rotacional a la ecuación 3.20 nos queda:

$$\nabla \times \mathbf{u} = \nabla \times (\nabla\phi + \nabla \times \boldsymbol{\psi}) = \cancel{\nabla \times \nabla\phi} + \nabla \times \nabla \times \boldsymbol{\psi} \quad (3.23)$$

por definición,

$$\nabla \times \nabla \times \psi = -\nabla^2 \psi + \cancel{\nabla \cdot \nabla \cdot \psi} \quad (3.24)$$

Por tanto y sustituyendo la ecuación 3.3 nos queda:

$$\omega = -\nabla^2 \psi \quad (3.25)$$

3.5. Función de Green

La función de Green se define como la respuesta del medio a una fuerza impulsiva en el espacio y en el tiempo.

$$F_i = \delta(x_i - \xi_i) \cdot \delta(t - \tau) \quad (3.26)$$

Es una fuerza aplicada en el instante τ y en la posición ξ cuya amplitud es unidad en ese punto y cero en el resto. El campo de desplazamientos producido por esta fuerza en un medio continuo y elástico es la función de Green $G(\mathbf{x}, t; \xi, \tau)$ que representa la respuesta mecánica del medio a una excitación impulsiva. Por tanto la función de Green es la solución a la ecuación de movimiento para ese medio.

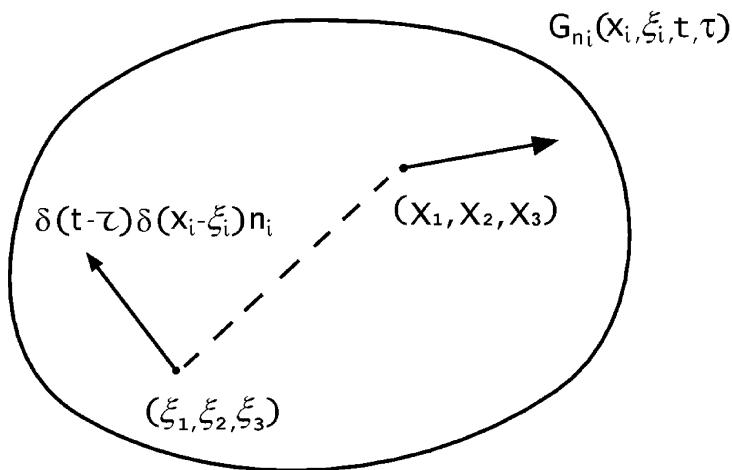


Figura 3.4:

La función de Green G_{ij} es un tensor de segundo orden que depende de cada punto espacial y temporal (p. ej, las coordenadas de las estaciones x) y también de las coordenadas donde se aplica la fuerza (ξ_i y τ)

Une vez obtenida la función de Green para un determinado medio cualquier respuesta al medio a una fuerza distinta F_k se puede obtener utilizando el **teorema de reciprocidad de Betti** como:

$$u_i(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} F_k(\tau, \xi_i) \cdot G_{kj}(x_s, t; \xi_s, \tau) dV \quad (3.27)$$

siendo u_i el desplazamiento detectado en la estación, F_k una fuerza puntual y la función de Green G_{ij} que actúa de propagador a través del medio.

Tema 4

Tipos de fallas. Parámetros de fractura. Mecanismo focal

Se considera que un terremoto se produce por la ruptura rápida de una parte de la corteza de la Tierra (o manto superior), con un desplazamiento de ambos lados de la fractura y la liberación del esfuerzo elástico acumulado producido por procesos tectónicos, volcánicos o de otra índole (antrópico). El lugar donde se produce el terremoto se conoce como foco y los parámetros que lo definen son aquellos que describen el movimiento de una fractura o falla.

Si bien una falla es la fractura del material con un corrimiento relativo entre sus partes en paralelo con la dirección de dicha fractura, no todas las fallas producen terremotos ni todos los terremotos son producidos por fallas. Hay fallas geológicas de movimiento lento y hay terremotos que se producen por tensiones en la corteza que no tienen lugar en fallas preeexistentes.

Los grandes terremotos si son producidos por grandes fallas que en ocasiones pueden ser de cientos de km y que acumulan deformación tectónica durante cientos de años para liberar esta energía en pocos segundos.

4.1. Parámetros de fractura

Primero es necesario definir una serie de parámetros que definen la falla

- Traza de la falla (AA') es la intersección de la falla con el plano horizontal
- Azimut (ϕ) es el ángulo que forma la traza con el Norte geográfico
- Buzamiento (δ) es el ángulo que forma el plano de falla con la horizontal

- Longitud (L) es la longitud de la traza (AA')
- Ancho (D) es el tamaño de la falla AB
- Superficie (S) suponiendo forma rectangular será $L \cdot D$
- Desplazamiento o dislocación (Δu) es el desplazamiento del bloque 1 frente al 2
- Ángulo de desplazamiento (λ) indica la dirección de desplazamiento

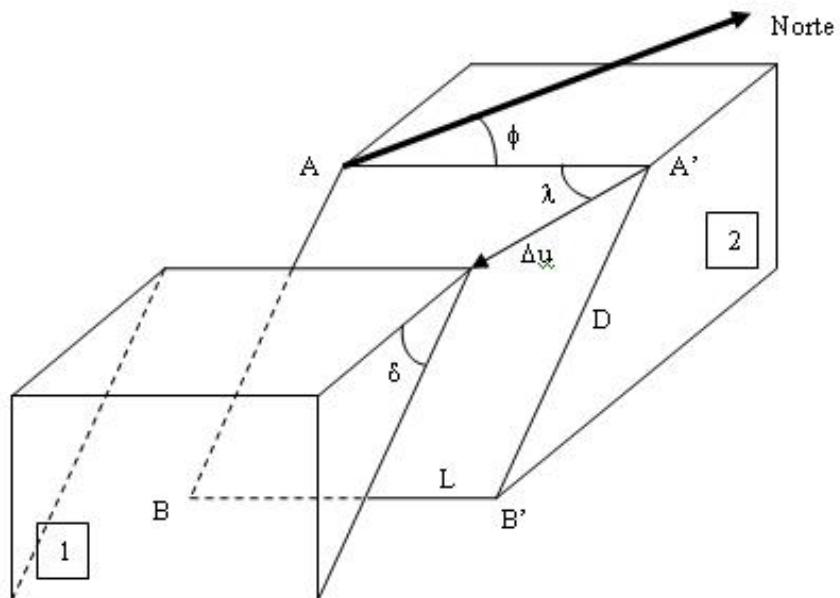


Figura 4.1: Modelo de falla y sus parámetros característicos

4.2. Tipos de falla

En función de los valores de δ y λ se distinguen los tipos de falla

- Falla de desgarre $\delta = 90^\circ$ y $\lambda = 0^\circ$, es de movimiento horizontal
- Falla vertical $\delta = 90^\circ$ y $\lambda = 90^\circ$ es de movimiento vertical
- Falla normal $\delta = 45^\circ$ y $\lambda = 90^\circ$ es de movimiento vertical

- Falla inversa $\delta = 135^\circ$ y $\lambda = 90^\circ$, es de movimiento vertical

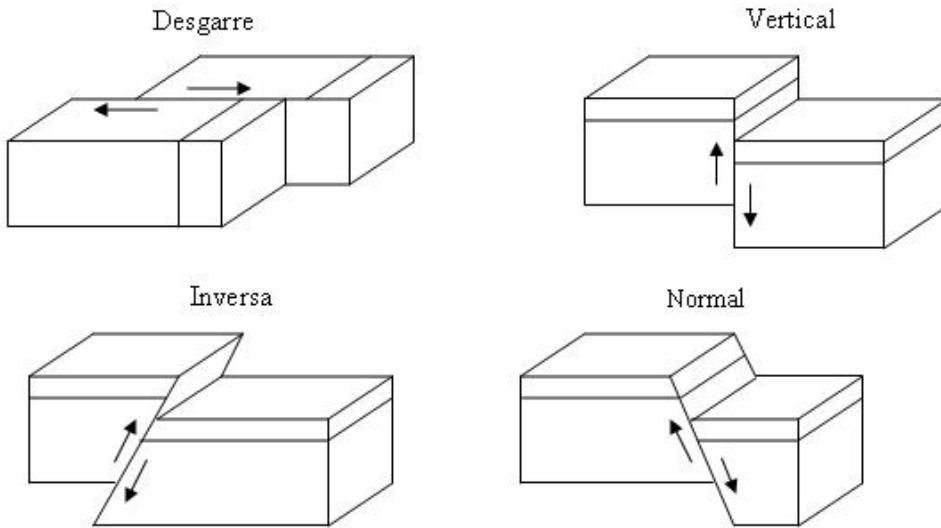


Figura 4.2: Distintos tipos de falla en función de los parámetros de falla.

Las **fallas normales** también llamada directa o de gravedad se caracteriza porque el plano de falla buza hacia el labio hundido. Los bloques que se desplazan reciben el nombre de bloque o labio levantado y bloque o labio hundido indicando el sentido relativo del movimiento de un bloque respecto al otro. Se producen en áreas donde la roca se separa, de forma que la corteza en un área específica es capaz de ocupar más espacio y no crean salientes rocosos.

Las **fallas inversas** se caracterizan por el plano de falla buza hacia el labio levantado. Ocurre como consecuencia de esfuerzos compresivos.

En las **fallas de desgarre** la superficie de falla suele ser próxima a la vertical. El movimiento responde a fuerzas de cizalla horizontal que causan el desplazamiento lateral de un bloque respecto al otro. En función del sentido de ese desplazamiento se distinguen el desgarre dextral, en el que, situándonos sobre uno de los bloques, veríamos moverse el otro hacia nuestra derecha, y el sinistral (representado en la ilustración).

4.3. Fallas características según régimen tectónico

Como vimos en el Tema 2, la idea básica de la tectónica de placas es que la litosfera terrestre (corteza + parte del manto superior) está dividida en placas que se mueven a velocidades de entre 1 y 10 cm/año sobre la astenosfera (que se comporta como un líquido viscoso) debido a convección de material caliente en el manto. La mayoría de los terremotos se produce como consecuencia de la interacción entre las placas y se localizan en los bordes entre estas. Hay tres tipos de bordes entre placas según como se muevan estas definiendo así 3 tipos de regímenes tectónicos: márgenes divergentes, convergentes y transformantes

a **Margen divergente:** Es donde se genera corteza nueva y se separan las placas tectónicas, habitualmente en la corteza oceánica. Como ejemplo tenemos la dorsal del Atlántico. En estas zonas la sismicidad es superficial y de magnitud moderada. Las fallas características suelen ser normales debido a la tensión horizontal de la separación de las placas. Lo normal es que al separarse la placa el material “caiga” por su peso generando fallas normales.

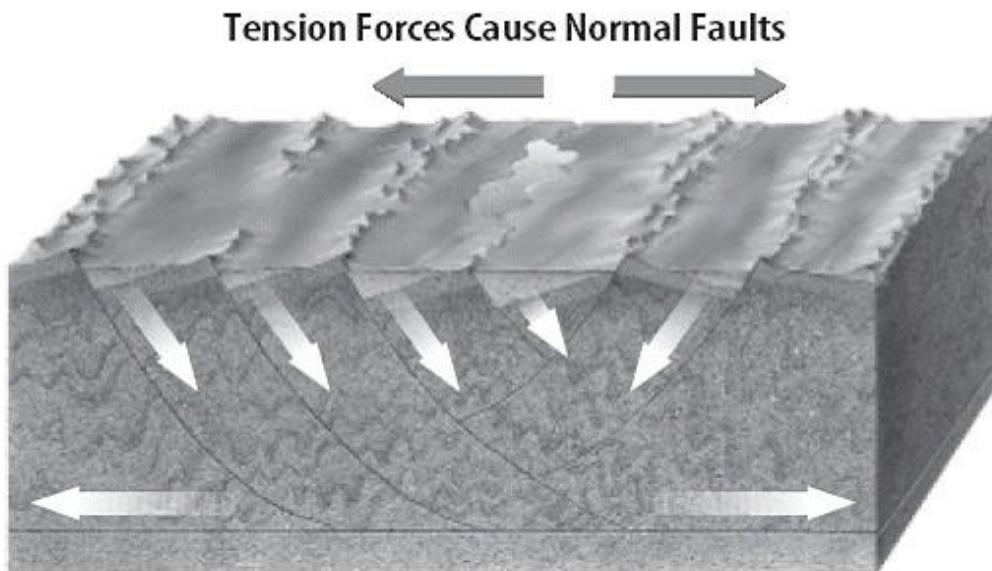


Figura 4.3: Ejemplo de margen divergente con esquema de como se comportan las fallas

- b **Margen convergente** Las placas colisionan y una de ellas se introduce debajo de la otra en el manto mediante un proceso de subducción. Estas zonas incluyen, arcos de islas, o cinturones orogénicos. Debido a la subducción los terremotos pueden ser a profundidades de hasta 700 km. Las magnitudes de los terremotos pueden ser muy grandes llegando a superar magnitud 9. Las fallas características son inversas debido a la compresión de las placas.

Compression Forces Cause Reverse Faults

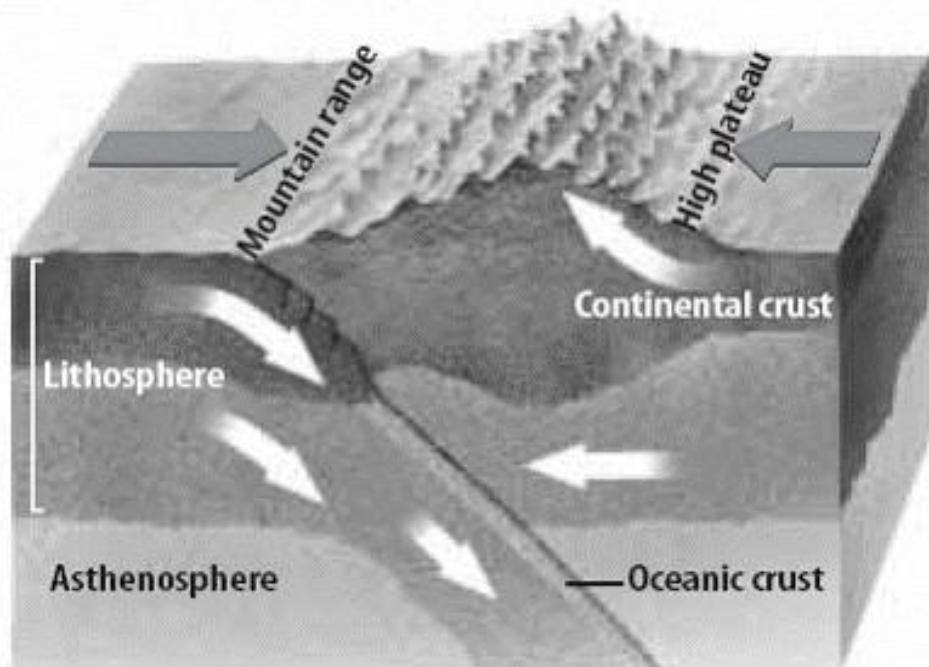


Figura 4.4: Diagrama de subducción.

La Figura 4.5 muestra un diagrama para entender como se acumula el esfuerzo en la subducción y como se libera. En una primera fase la deformación elástica se acumula en la placa superior produciendo un levantamiento. En el momento de la ruptura cuando se produce un gran terremoto el borde principal de la placa superior es levantado y se produce subsidencia. Este fenómeno cuando se produce en el océano es el que genera tsunamis.

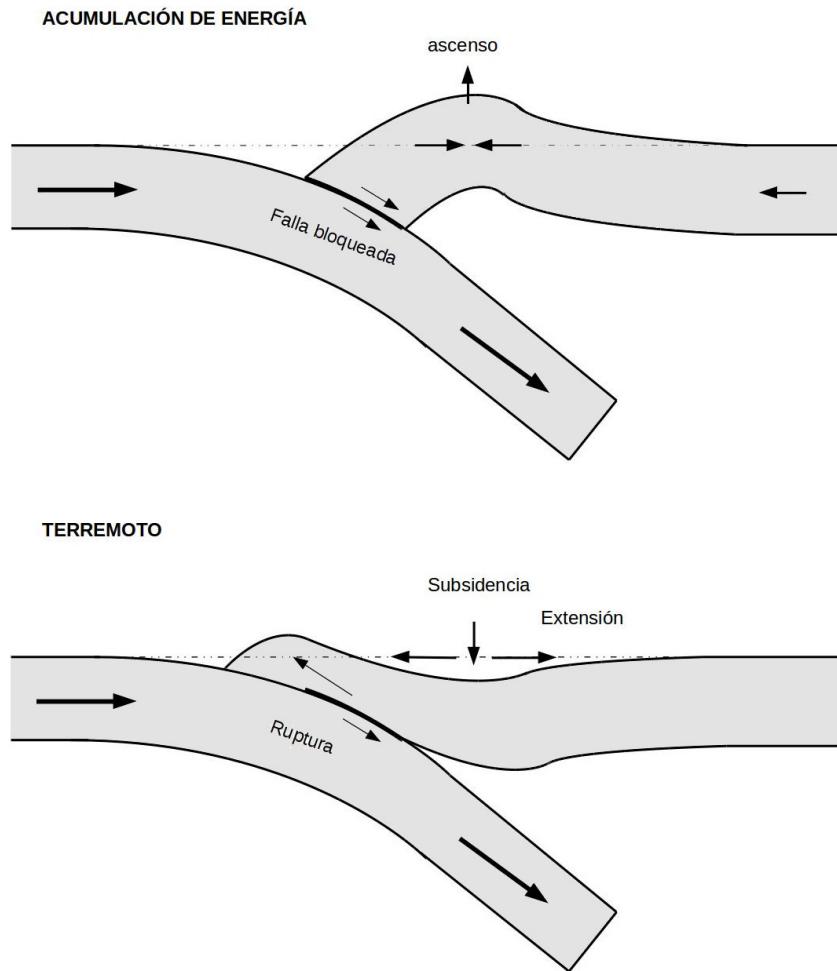


Figura 4.5: Diagrama de como se acumula el esfuerzo en caso en las zonas de de subducción (parte superior) y como se libera en forma de terremoto (parte inferior)

c **Margen transformante:** Estos márgenes se encuentran en las conexiones entre bordes divergentes o convergentes generando una zona de fallas transformantes. Son terremotos muy superficiales y de magnitudes medias y altas dependiendo del tamaño de la falla. Los márgenes se generan por rozamiento entre dos placas que se mueven en sentido contrario. Por ejemplo los márgenes divergentes es normal que se encuentren “troceados” y que cada segmento se encuentre desplazado lateralmente respecto a los otros y que entre dos segmentos haya un pequeño borde de placa que roce uno contra otro. Otros ejemplos los

encontramos en la falla de San Andrés aunque en este caso es un borde entre dos márgenes divergentes más separados y por ello mayor que el caso anterior y por tanto puede generar mayores terremotos.

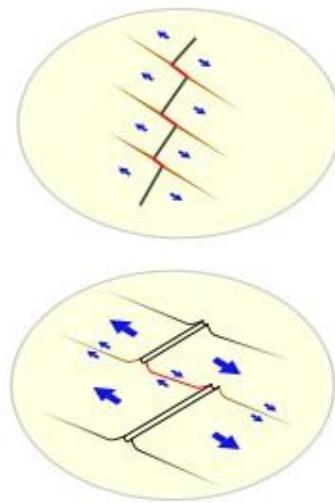


Figura 4.6: Ejemplo de márgenes transformantes entre dos márgenes divergentes

4.4. La fuente sísmica y el mecanismo focal

Hemos visto los distintos tipos de fallas, sin embargo esto es una simplificación de la resolución del mecanismo focal de un terremoto. Para obtener el mecanismo focal describiremos la fuente sísmica en términos de un modelo mecánico que representa la fractura. La complejidad del modelo establecerá el número de parámetros a determinar.

Existen varias formas de abordar el fenómeno. Se suelen distinguir los modelos dinámicos y cinemáticos. En los dinámicos se tiene en cuenta las condiciones de esfuerzo y la resistencia del material en cada punto de la falla. Hay que tener en cuenta que la ruptura de la falla no es instantánea en el momento del terremoto sino que se propaga a cierta velocidad (2-3 km/s). En los modelos dinámicos se supone que esta velocidad varía (Fig. 4.7a). Sin embargo resolver estos modelos es bastante complicado y requiere numerosos datos y tiempo de computación además de sólo ser práctico para grandes terremotos.

Los modelos cinemáticos por su parte suponen que la fractura se describe en términos del slip (deslizamiento) sobre el plano de falla con un sólo valor

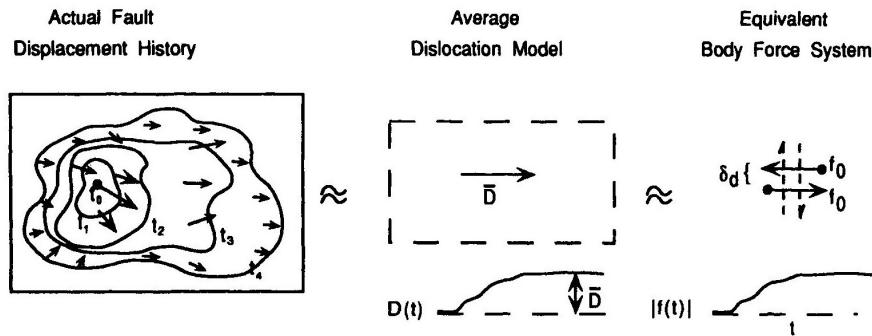


Figura 4.7: Modelo dinámico de una falla con velocidad de ruptura variable (izquierda), equivalente a un modelo más sencillo de falla rectangular con un solo desplazamiento (centro) y equivalente a un sistema de doble par de fuerzas (derecha). Figura del libro Modern Global Seismology (Lay 1995).

de desplazamiento (Fig. 4.7b). En este caso el modelo más sencillo y más aplicado es el de fuente puntual y la forma más sencilla de representarlo es con un modelo de doble par de fuerzas (Fig. 4.7c). Este modelo se desarrolló en los años 60 y permitió resolver prácticamente todos los casos de terremotos tectónicos ya que el modelo equivale a una fractura de cizalla.

Se comprobó que este modelo se puede representar también por dos dípolos lineales en el foco, uno de fuerzas de tensión y otro de fuerzas de presión

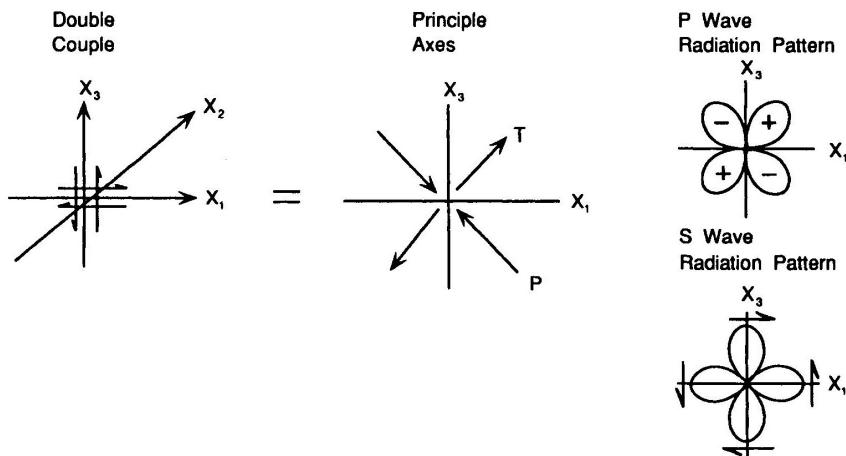


Figura 4.8: El modelo de doble par de fuerzas (izquierda), su equivalente en dípolos (centro) y los patrones de radiación de las ondas P y S (derecha). Figura del libro Modern Global Seismology (Lay 1995).

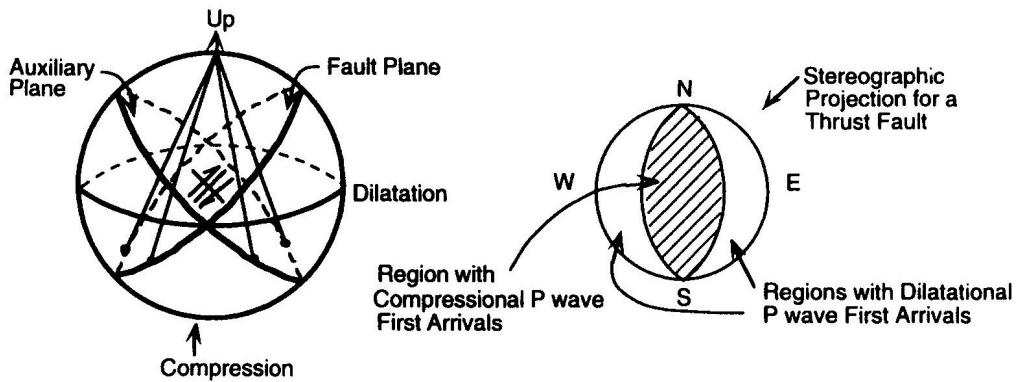


Figura 4.9: Esfera focal (izquierda) y ejemplo de mecanismo focal (derecha)

formando un ángulo de 45° con los ejes de los pares de fuerzas (Fig. 4.8b).

A partir de esto se puede deducir cual es el patrón de radiación de cada tipo de onda. Debido a el tipo de ruptura las ondas no son emitidas de forma isótropa en todas direcciones sino que siguen un patrón de radiación. En el caso de las ondas P se emiten con su máxima amplitud en la dirección del eje de tensión comenzando la onda con signo positivo y perpendicular a este eje con signo negativo. A 45° de estos ejes no se emite onda p alguna. Algo similar ocurre con la onda S pero girada 45° (ya que el eje de vibración es perpendicular a las ondas P) como se ve en la Figura 4.8c.

Para representar un terremoto a través de su mecanismo focal debemos definir primero la esfera focal como una esfera imaginaria que envuelve el hipocentro. Se puede dividir en cuadrantes compresionales y dilatacionales. La Figura 4.9 muestra la esfera, el plano de falla (donde se define el doble par de fuerzas) y el plano auxiliar. Las regiones de dilatación se representan en blanco y las regiones de compresión en negro. A la hora de representar el mecanismo focal se utiliza la proyección estereográfica de la esfera focal (Figura 4.9 derecha) vista desde abajo (En Geología se mira desde arriba) ya que en la mayoría de los terremotos los rayos salen desde abajo.

La Figura 4.10 muestra los mecanismos focales de los distintos tipos de fallas. En este caso se muestra la esfera

TEMA 4. TIPOS DE FALLAS

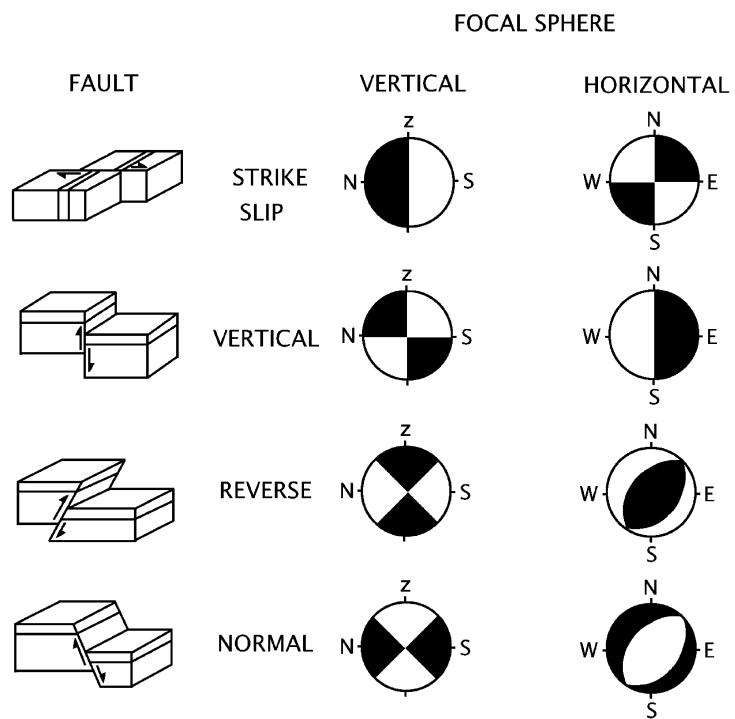


Figura 4.10: Distintos ejemplos de mecanismo focal para los distintos tipos de falla.

Tema 5

La ecuación de ondas. Ondas sísmicas internas.

5.1. La ecuación de ondas

En un medio elástico, isótropo, homogéneo e infinito, en el que las fuerzas internas son nulas, habíamos visto que la ecuación de movimiento viene dada por la ecuación de Navier en función de la dilatación cúbica θ y el vector rotación ω :

$$\alpha^2 \nabla \theta - \beta^2 \nabla \times \boldsymbol{\omega} = \ddot{\mathbf{u}} \quad (5.1)$$

Si ahora aplicamos divergencia a la ecuación, por término tendremos

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \nabla \theta &= \nabla^2 \theta \\ \nabla \cdot \nabla \times \boldsymbol{\omega} &= 0 \\ \nabla \cdot \mathbf{u} &= \theta \end{aligned} \quad (5.2)$$

nos queda

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad (5.3)$$

Si ahora aplicamos el rotacional a la ecuación 5.1, por término tendremos

$$\begin{aligned} \nabla \times \nabla \theta &= 0 \\ \nabla \times \nabla \times \boldsymbol{\omega} &= \cancel{\nabla \nabla \boldsymbol{\omega}} - \nabla^2 \boldsymbol{\omega} \\ \nabla \times \mathbf{u} &= \boldsymbol{\omega} \end{aligned} \quad (5.4)$$

nos queda

$$\nabla^2 \boldsymbol{\omega} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \boldsymbol{\omega}}{\partial t^2} \quad (5.5)$$

Las Ecuaciones 5.3 y 5.5 son ecuaciones de onda para la función escalar θ y para la función vectorial $\boldsymbol{\omega}$. Las soluciones de ambas ecuaciones representan ondas que se propagan en un medio elástico, siendo α y β sus velocidades,

$$\begin{aligned} \alpha &= \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \\ \beta &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{aligned} \quad (5.6)$$

5.2. Ondas sísmicas internas

Dado que la dilatación cubica θ representa cambios en el volumen sin cambios en la forma, las soluciones a la Ecuación 5.3 corresponden a movimientos de compresión y dilatación, o también ondas longitudinales. Cuando estas ondas se propagan, el material elástico se expande y se contrae manteniendo la misma forma. Este tipo de ondas son las llamadas ondas P, ya que son las primeras que se observan en un sismograma ($\alpha > \beta$).

Las soluciones a la Ecuación 5.5 representan ondas de cizalla que se propagan con velocidad β . En este caso el medio cambia de forma pero no de volumen y las ondas se propagan con movimiento perpendicular al del frente de ondas. Estas ondas se denominan ondas S debido a que son el segundo tipo de ondas importantes que aparecen en el sismograma.

Podemos concluir que un medio elástico infinito, homogéneo e isótropo solo existen estos dos tipos de ondas, que se denominan conjuntamente ondas de volumen u ondas internas. La velocidad de las ondas P aumenta con la profundidad a pesar de aumentar también ρ con la profundidad, siendo esto debido a que λ y μ aumentan más rápidamente que ρ con la profundidad. De igual manera, las ondas S aumentan también de velocidad con la profundidad.

Ecuación de Helmholtz

Como vimos en el Tema 3 los desplazamientos \mathbf{u} en un medio elástico forman un campo vectorial que se puede representar en términos de dos funciones potenciales una escalar y otro vectorial:

$$\mathbf{u} = \nabla\phi + \nabla \times \boldsymbol{\psi} \quad (5.7)$$

Si despreciamos las fuerzas internas y tenemos en cuenta las ecuaciones

$$\theta = \nabla^2 \phi \quad (5.8)$$

$$\omega = \nabla^2 \psi \quad (5.9)$$

Si ahora sustituimos en la ecuación de Navier (5.1) podemos separar en dos ecuaciones de onda equivalentes a las que obtuvimos antes (5.3 y 5.5):

$$\begin{aligned} \nabla^2 \phi &= \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \\ \nabla^2 \psi &= \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \end{aligned} \quad (5.10)$$

Por tanto, en las condiciones de ausencia de fuerzas internas, los potenciales ϕ y ψ son también soluciones de la ecuación de ondas. Debido a que α y β son las velocidades de las ondas P y S, entonces ϕ es el potencial de las ondas P y ψ el de las ondas S. El desplazamiento elástico total u es la suma de los desplazamientos de las ondas P y S y puede ser escrito como

$$u = u^P + u^S \quad (5.11)$$

Y de la ecuación 5.10 quedaría

$$\begin{aligned} u^P &= \nabla \phi \\ u^S &= \nabla \psi \end{aligned} \quad (5.12)$$

Si suponemos que tanto ϕ como ψ tienen dependencia armónica:

$$\begin{aligned} \phi(x, t) &= \phi(x) e^{-i\omega t} \\ \psi_i(x, t) &= \psi_i(x) e^{-i\omega t} \end{aligned} \quad (5.13)$$

sustituyendo en las ecuaciones de onda queda

$$\begin{aligned} (\nabla^2 + k_\alpha^2) \phi &= 0 \\ (\nabla^2 + k_\beta^2) \psi_i &= 0 \end{aligned} \quad (5.14)$$

donde $k_\alpha = \omega/\alpha$ y $k_\beta = \omega/\beta$ son el número de onda de las ondas P y S. Estas ecuaciones eliminan la dependencia del tiempo y facilita su resolución.

Ondas Planas

El caso más simple para resolver la ecuación de onda es suponer una sola dimensión

$$\frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (5.15)$$

donde c es la velocidad de propagación de la onda. La solución más general se escribiría como:

$$y = f(x - ct) + f(x + ct) \quad (5.16)$$

siendo $c = \omega/k$, con ω la frecuencia angular y k el número de onda $k = \frac{2\pi}{\lambda}$. Una solución particular sería:

$$y = f(x, t) = A e^{i(kx - \omega t)} + B e^{i(kx + \omega t)} \quad (5.17)$$

Si el foco emisor es lo suficientemente alejado, el frente de onda se puede considerar plano. Considerando sólo la parte real quedaría

$$y = f(x, t) = A \cos(k(x - ct) + \epsilon) = A \cos(kx - \omega t + \epsilon) \quad (5.18)$$

Ésta ecuación representa una onda cosenoidal que se propaga con una velocidad c , y los parámetros que aparecen son: A la amplitud de la onda, el número de onda k ya definido, ω la frecuencia angular $\omega = 2\pi/T$, donde T es el periodo y ϵ la fase en el origen. Este tipo de soluciones es el más sencillo y corresponde a ondas monocromáticas ($\omega = \text{constante}$) planas.

5.3. Propagación en un medio elástico, homogéneo e isótropo

Considerando un medio infinito, elástico, homogéneo e isótropo sólo se propagan ondas P y S. Las ondas P viajan a velocidad α con movimiento en el sentido de la propagación del frente de onda. El segundo tipo, la onda S, se propaga con velocidad β y su movimiento está en el plano normal a la dirección de propagación del frente de ondas.

De forma genérica los vectores desplazamiento de cada onda se refieren a los ejes geográficos (x_1, x_2, x_3) coincidentes con las direcciones Norte, Este y

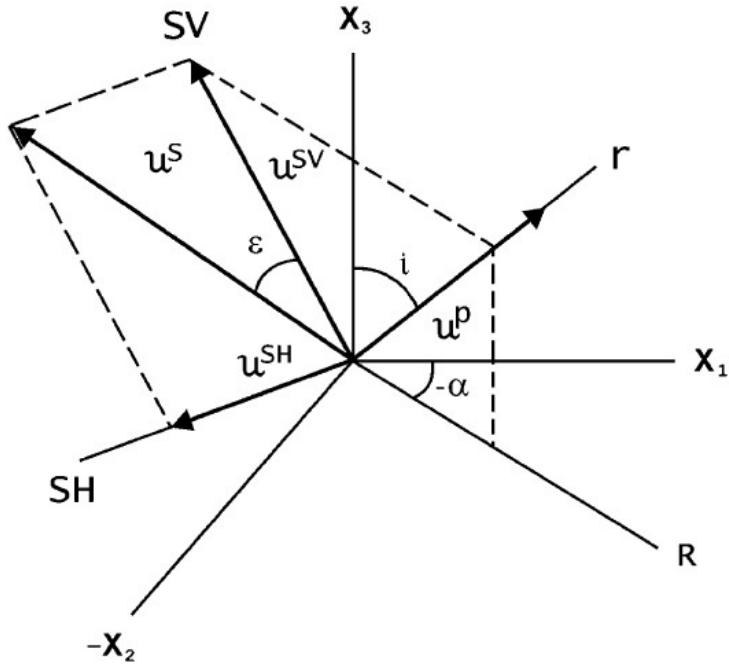


Figura 5.1: Propagación de las ondas en los ejes cartesianos y los ejes del rayo.

Vertical. Por tanto tanto los vectores de la onda P como de la S tienen tres componentes (excepto coincidencia)

$$\begin{aligned} \mathbf{u}^\alpha &= (u_1^\alpha, u_2^\alpha, u_3^\alpha) \\ \mathbf{u}^\beta &= (u_1^\beta, u_2^\beta, u_3^\beta) \end{aligned} \quad (5.19)$$

Definimos un nuevo sistema de ejes (r, SH, SV) (figura 5.1) donde r es la dirección de propagación del frente de ondas, y SH y SV están en el plano normal a r . SV es la intersección del plano normal con el plano x_3r y SH es la intersección del plano normal con el plano x_1x_2 . SV representa la componente vertical de la onda S y SH representa la componente horizontal de la onda S. En este nuevo sistema de coordenadas:

$$\begin{aligned} \mathbf{u}^\alpha &= (u_r^\alpha, 0, 0) \\ \mathbf{u}^\beta &= (0, u_{SH}^\beta, u_{SV}^\beta) \end{aligned} \quad (5.20)$$

El ángulo entre la dirección de propagación r y el eje vertical x_3 es el

TEMA 5. ECUACIÓN DE ONDAS

ángulo de incidencia i_0 y el ángulo entre el Norte y la proyección del rayo sobre el plano horizontal (x_1x_2) es el acimut a_z .

La dirección de propagación del rayo viene dada por el vector $e_r = (v_1, v_2, v_3)$ donde los cosenos directores v_i están relacionados con el ángulo de incidencia i_0 y el acimut a_z :

$$\begin{aligned} v_1 &= \sin i_0 \sin a_z \\ v_2 &= \sin i_0 \cos a_z \\ v_3 &= \cos i_0 \end{aligned} \tag{5.21}$$

Tema 6

Reflexión y refracción de ondas en medios estratificados, planos y esféricos.

Cuando ocurre un terremoto se generan ondas sísmicas que se propagan por el interior de la Tierra desde el foco hasta las estaciones sísmicas donde se registran. Para poder entender estos registros (sismogramas) es necesario estudiar la propagación de las ondas en los distintos tipos de medios.

Como primera aproximación se suele considerar un medio perfectamente elástico, homogéneo, isótropo e infinito. Con esta aproximación se pueden explicar las ondas P y S, tanto su generación en el foco como su propagación a través del medio hasta su llegada a la estación.

Sin embargo, al observar los sismogramas obtenidos en las estaciones está claro que los registros contienen, a parte de las ondas internas (P y S), otras muchas llegadas. Algunas de estas otras fases son consecuencia de la heterogeneidad del medio de propagación y se producen por fenómenos de reflexión y refracción que se generan en cada una de las discontinuidades del medio (interfases que separan zonas con diferentes propiedades elásticas)

En este tema se estudia la reflexión y refracción de las ondas sísmicas en medios formados por una sucesión de capas con distintas propiedades (medios estratificados) que simulan las distintas capas que forman el interior del planeta. En el caso de terremotos a distancias regionales ($d < 1000$ km) las ondas sísmicas viajan a través de la corteza y manto superior. En este caso se considera un medio estratificado plano y las discontinuidades típicas son las encontradas en la corteza y el Moho. En el caso de terremotos lejano ($d > 1000$ km) es necesario considerar un medio esférico y en este caso se consideran las interfases entre manto, núcleo externo y núcleo interno.

6.1. Fundamentos de la teoría de rayos en medios planos

La propagación de las ondas sísmicas internas, sus trayectorias y tiempos de llegada desde el foco hasta la estación se pueden estudiar a partir de la dirección del rayo (dirección perpendicular al frente de onda).

Por el principio de Fermat, el rayo sigue siempre la trayectoria que minimice el tiempo de recorrido. Este principio tiene dos consecuencias en la reflexión y refracción de ondas sobre una superficie que separa dos medios:

1. Los rayos incidente, reflejado y refractado están en el mismo plano que además es perpendicular al plano de separación de los dos medios.
2. Las trayectorias de los rayos siguen la Ley de Snell.

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} \quad (6.1)$$

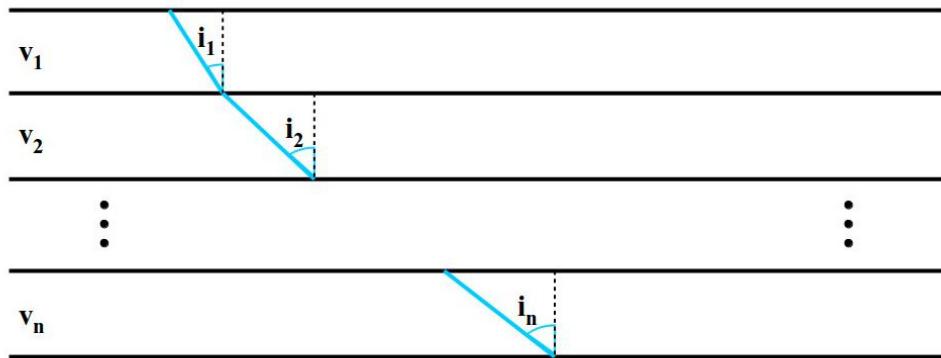


Figura 6.1: Trayectorias de los rayos según la Ley de Snell en un modelo de capas planoparalelas cuyas velocidades aumentan con la profundidad.

La partición de la energía incidente en la discontinuidad, entre ondas reflejadas y refractadas, se puede deducir de las soluciones de la ecuación de onda para los potenciales ϕ y ψ (Tema 5), y aplicando las condiciones de continuidad de esfuerzos y desplazamientos en las superficies de contacto

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

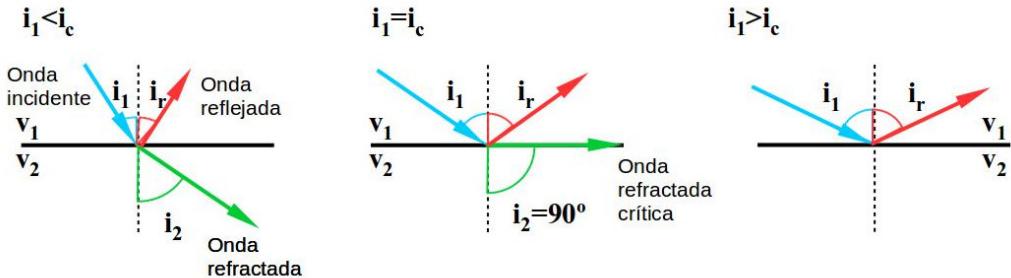


Figura 6.2: Posibles esquemas de refracción y reflexión para distintos ángulos de incidencia en función del ángulo crítico i_c .

Se puede deducir que, para las incidencias perpendiculares a la discontinuidad ($i = 0^\circ$) si el contraste de densidades y velocidades entre los dos medios es pequeño, casi toda la energía se transmite, mientras que si el contraste es muy grande, casi toda la energía se refleja.

Por otro lado, considerando que la velocidad aumenta en el segundo medio ($v_1 < v_2$), existe un ángulo límite para los rayos transmitidos i_c , conocido como ángulo crítico a partir del cual toda energía se refleja (Figura 6.2). En función de este ángulo se puede distinguir entre:

1. Incidencia subcrítica ($i < i_c$): en el que se da onda refractada además de reflejada.
2. Incidencia crítica ($i = i_c$): aparece onda reflejada además de la onda refractada en la dirección de la discontinuidad y que se llama refractada crítica. Esta onda viaja a la velocidad de la capa inferior
3. Incidencia supercrítica ($i > i_c$): Toda la energía se refleja (onda reflejada con la misma amplitud que la incidente). Sin embargo, también aparecen ondas inhomogéneas que se propagan por la discontinuidad. Estas ondas son de gran importancia puesto que su interferencia constructiva produce ondas superficiales.

Para calcular el ángulo crítico simplemente hacemos:

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (6.2)$$

6.1.1. Conceptos importantes

- **Parámetro de rayo (p):** es el cociente $\sin i/v_i$, que por la ley de Snell se mantiene constante a lo largo de toda la trayectoria del rayo:

$$p = \frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} = \dots \quad (6.3)$$

además si suponemos un medio con velocidad constante podemos aproximar la llegada de dos rayos separados un ángulo infinitesimal como en la Figura 6.3.

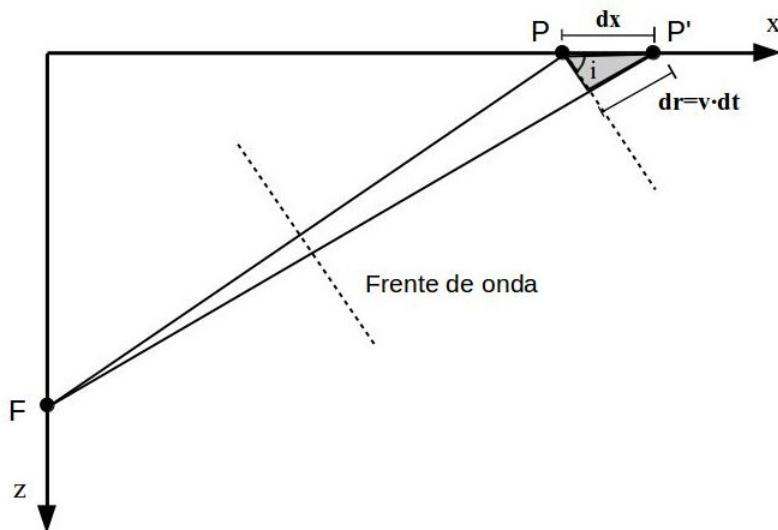


Figura 6.3: Esquema de la llegada de dos rayos separados un ángulo infinitesimal a los puntos P y P'.

Tenemos dos rayos FP y FP' cuya diferencia de distancias de llegada es de dx . El triángulo rectángulo gris formado entre la superficie el frente de onda y el rayo (Figura 6.3) nos da la relación

$$\sin i = \frac{v_i dt}{dx} \Rightarrow \frac{\sin i}{v_i} = \frac{dt}{dx} \Rightarrow \boxed{p = \frac{dt}{dx}} \quad (6.4)$$

Esta es la relación de Benndorf y es válida para medios estratificados planos, aunque la velocidad no sea constante.

- **Velocidad aparente (c):** es la velocidad del rayo proyectada en el plano de separación, esto es paralela a la discontinuidad. Como la discontinuidad es equivalente a $\sin i = 1$, con lo que por la Ley de Snell se puede decir

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin 90^\circ}{c} = \frac{1}{c} \implies p = \frac{1}{c} \quad (6.5)$$

- **Lentitud (η):** es la inversa de la velocidad, es decir, el tiempo que tarda el rayo en recorrer una determinada distancia. La lentitud depende de cada capa y no es constante en todo el rayo $\eta_i = \frac{1}{v_i}$.
- **Curva domocrona o domocrónica:** Es la curva del tiempo de recorrido de los rayos en función de la distancia al punto de observación. La forma de esta curva depende de la distribución de velocidades en el medio recorrido. En medios planos se representa $t(x)$. Según la relación de Benndorf, la pendiente de la curva domocrona es el parámetro del rayo p .

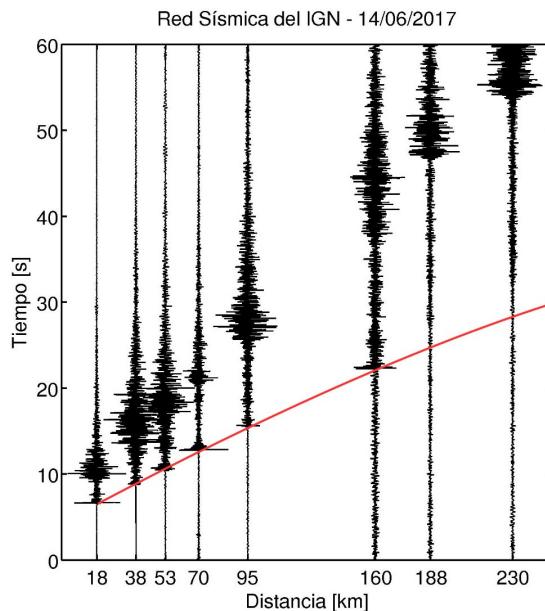


Figura 6.4: Ejemplo de domocrona para un terremoto en Canarias. En rojo la curva domocrónica de las ondas P.

- **Curva domocrona reducida:** es una representación muy usada en estudios de refracción sísmica. Consiste en representar $t - x/v_r$ frente a la distancia, donde v_r es la velocidad de reducción. En caso de que los

rayos viajen a velocidad de reducción son horizontales, mientras que para velocidades menores la pendiente será positiva y al contrario para velocidades mayores.

6.1.2. Trayectorias y tiempos de recorrido en medios planos

A. Medio homogéneo de velocidad constante.

Este caso es lo más lejos de la realidad, sin embargo, nos puede servir para aclarar algunos puntos por ser el caso más sencillo. En este medio, para cada estación sísmica (P) sólo hay un rayo posible desde la fuente (F), que es el rayo directo y que por ser a velocidad constante tendrá una trayectoria recta. Tenemos dos posibles casos como se ve en la Figura 6.5:

- a **Foco en superficie.** La domocrona es una recta de pendiente $p = 1/v$
- b **Foco en a una profundidad h .** La domocrona es una hipérbola que en $x \rightarrow \infty$ es tangente a $1/v$, puesto que a profundidades muy largas la profundidad h es despreciable frente a x

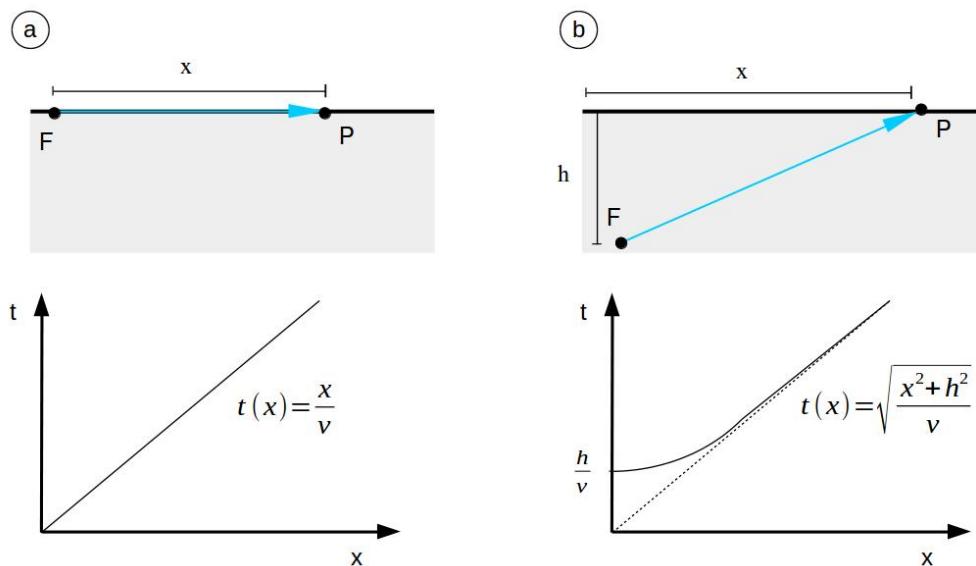


Figura 6.5: a) Ejemplo de rayo directo con foco en superficie. b) ejemplo de rayo directo con foco a una profundidad h .

B. Capa de velocidad constante sobre medio semiinfinito con velocidad superior.

Si tenemos una capa con cierta velocidad v_1 y debajo otra capa con velocidad v_2 a cada estación pueden llegar hasta tres rayos distintos por distintos caminos. Si suponemos un foco superficial F pueden llegar al punto P un rayo directo, otro reflejado y otro refractado crítico. Este último sólo se da si la incidencia en la discontinuidad es supercrítica y por tanto necesita estar a una distancia x_c .

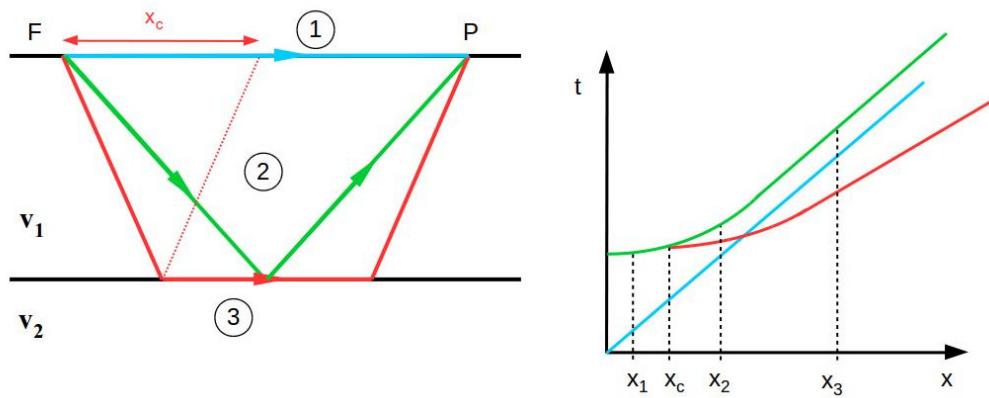


Figura 6.6: Ejemplo de rayos sísmicos a través de una capa sobre un medio semiinfinito de velocidad mayor (izquierda) y la domocrona resultante (derecha)

La Figura 6.6 muestran los 3 rayos y la domocrona para cada rayo. Las domocronas 2 y 3 (verde y roja) coinciden a las distancia crítica x_c . La domocrona 2 es tangente al rayo directo para $x \rightarrow \infty$ mientras que la domocrona 3 acaba siendo tangente a una recta de pendiente menor ya que al estar críticamente refractada va a mayor velocidad. Si consideramos 3 estaciones sísmicas situadas a distancias x_1 , x_2 y x_3 tenemos el siguiente orden de llegada de rayos.

- x_1 : primero llega el rayo directo y luego el reflejado (el rayo refractado crítico no llega en este caso)
- x_2 : primero el rayo directo, luego el refractado crítico y finalmente el reflejado.

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

- x_3 : Ahora llega primero el refractado crítico, luego el directo y finalmente el reflejado.

Este es un ejemplo típico de domocronas de corteza continental donde se observan las fases sísmicas P_g , P_n y P_{MP} que veremos en el Tema 8.

C. Sucesión de capas de velocidad constante.

Si tenemos varias capas de velocidad constante podemos encontrar varios casos. Para empezar si las velocidades de las capas siempre aumentan con la profundidad se van creando ondas refractadas críticas en las sucesivas discontinuidades que tienen la forma de las domocronas de la Figura 6.7. Por cada capa (la velocidad es mayor) la domocrona es de pendiente menor y cuanto más lejos llega antes la más profunda. Además cuanto más profunda, más distancia necesita para poder empezar a llegar.

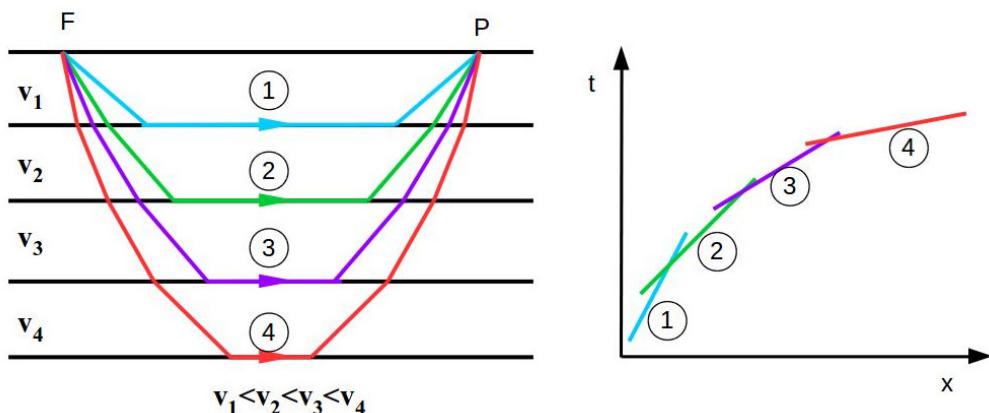


Figura 6.7: Esquema de rayos y domocrona para el caso de sucesivas capas donde la velocidad siempre aumenta con la profundidad.

Si existe una capa donde la velocidad es menor que la anterior (capa de baja velocidad), no se crea onda refractada crítica en esa capa y desaparece esa rama en la domocrona (Figura 6.8). En este caso se observa que para el paso de la capa 2 a la 3 las ondas en lugar de converger, divergen debido a que la velocidad es menor.

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

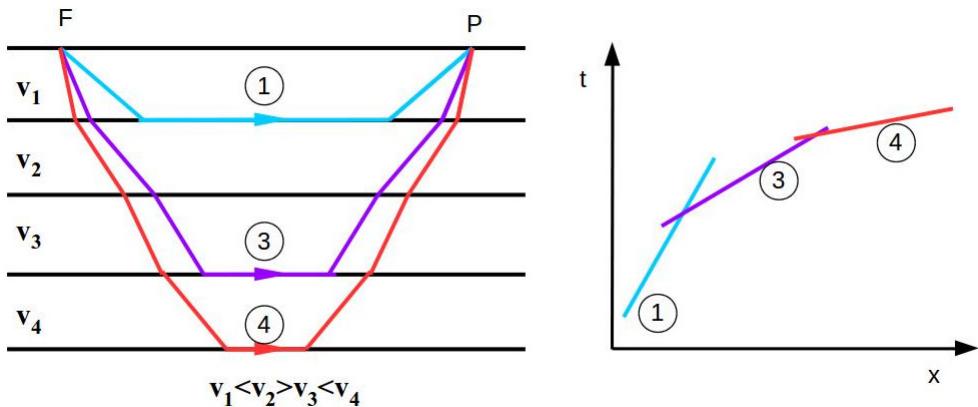


Figura 6.8: Esquema de rayos y domocrona para el caso de sucesivas capas donde la velocidad aumenta con la profundidad excepto en una capa.

D. Velocidad aumenta de manera gradual con la profundidad.

En este caso la trayectoria de los rayos no es recta sino una curva. Además, por la Ley de Snell, si la velocidad aumenta con la profundidad (lo más típico), la trayectoria es cóncava hacia la superficie mientras que en las capas de baja velocidad los rayos penetran hacia el interior de la Tierra.

Supongamos la relación de la velocidad con la profundidad $v(z)$ y un foco en la superficie F y un punto de llegada P. La máxima profundidad a la que llega el rayo sería h . El espacio recorrido lo llamaremos S y el recorrido horizontal x y el vertical z :

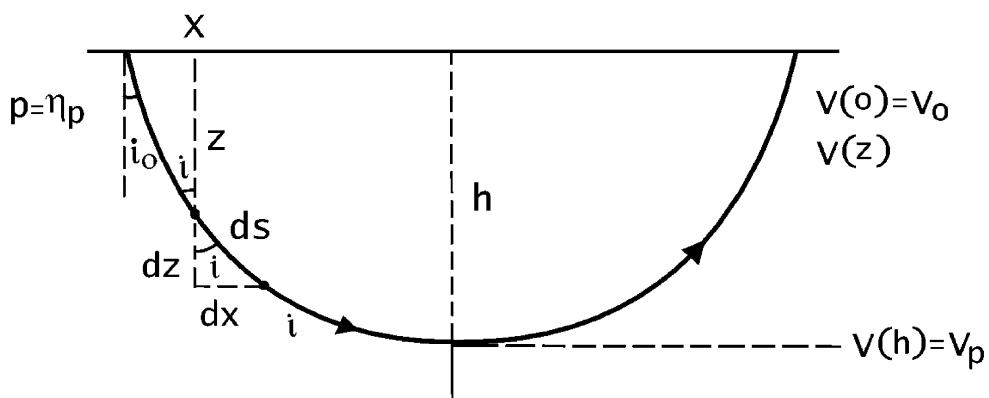


Figura 6.9: Trayectoria de rayo en un medio con aumento gradual de la velocidad (de Udías 1999)

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

Si tomamos un trozo de recorrido infinitesimal ds pasamos de un ángulo i a uno $i + di$ quedando un triángulo rectángulo de lados dz , dx y ds (Fig. 6.10). De ahí podemos obtener:

$$\tan i = \frac{dx}{dz} \implies dx = \tan i dz \quad (6.6)$$

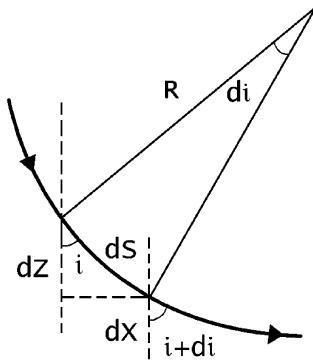


Figura 6.10: Zoom al trozo de recorrido infinitesimal (de Udías 1999).

Como el camino es simétrico la trayectoria X se puede poner así:

$$X = 2 \int_0^h \tan i dz = 2 \int_0^h \frac{\sin i}{\cos i} dz \quad (6.7)$$

como $\sin i = p \cdot v$ y $\cos i = \sqrt{1 - p^2 v^2}$,

$$X = 2 \int_0^h \frac{pv}{\sqrt{1 - p^2 v^2}} dz \quad (6.8)$$

En el caso del tiempo de recorrido y teniendo en cuenta lo siguiente

$$\begin{aligned} dt &= \frac{ds}{v} \\ \cos i &= \frac{dz}{ds} \end{aligned} \quad (6.9)$$

$$T = 2 \int_0^h \frac{dz}{v \cos i} = 2 \int_0^h \frac{dz}{v \sqrt{1 - p^2 v^2}} = 2 \int_0^h \frac{\eta^2}{\sqrt{\eta^2 - p^2}} dz \quad (6.10)$$

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

Sin embargo si sustituimos $\eta = 1/v$ nos quedan las Ecuaciones 6.8 y 6.10 quedan

$$\boxed{\begin{aligned} X &= 2 \int_0^h \frac{p}{\sqrt{\eta^2 - p^2}} dz \\ T &= 2 \int_0^h \frac{\eta^2}{\sqrt{\eta^2 - p^2}} dz \end{aligned}} \quad (6.11)$$

Si representamos en un caso ideal donde la velocidad aumenta siempre gradualmente con la profundidad obtenemos una domocrona que es una curva sencilla (Figura 6.11f).

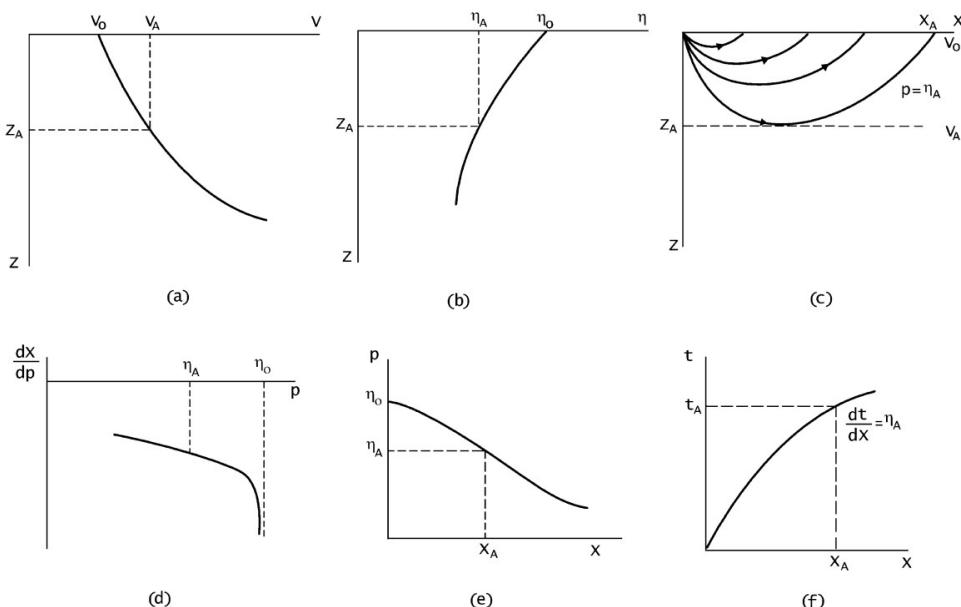


Figura 6.11: a) Modelo de Tierra (z frente a v) de velocidad constantemente aumentando con la profundidad. b) Profundidad frente a lentitud. c) trayectorias de distintos rayos en x y z . d) Variación de la distancia con el parámetro de rayo. e) Variación del parámetro de rayo con la distancia f) Domocrona (de Udías 1999).

E. Velocidad aumenta de manera gradual con la profundidad con capa de alta velocidad.

En este caso los rayos viajan por la zona rápida llegan a distancias menores que algunos rayos que viajan por la capa más superficial (Fig. 6.12c)

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

Para distancias entre x_A y x_B llegan hasta tres tipos de rayos, los de la primera capa ($[0, z_A]$), la segunda ($[z_A, z_b]$) y también los que se introducen en la tercera ($[z_b, \infty]$). A partir de x_A ya solo llegan rayos de la tercera capa. Por ello se forma ese lazo característico (Fig. 6.12f)

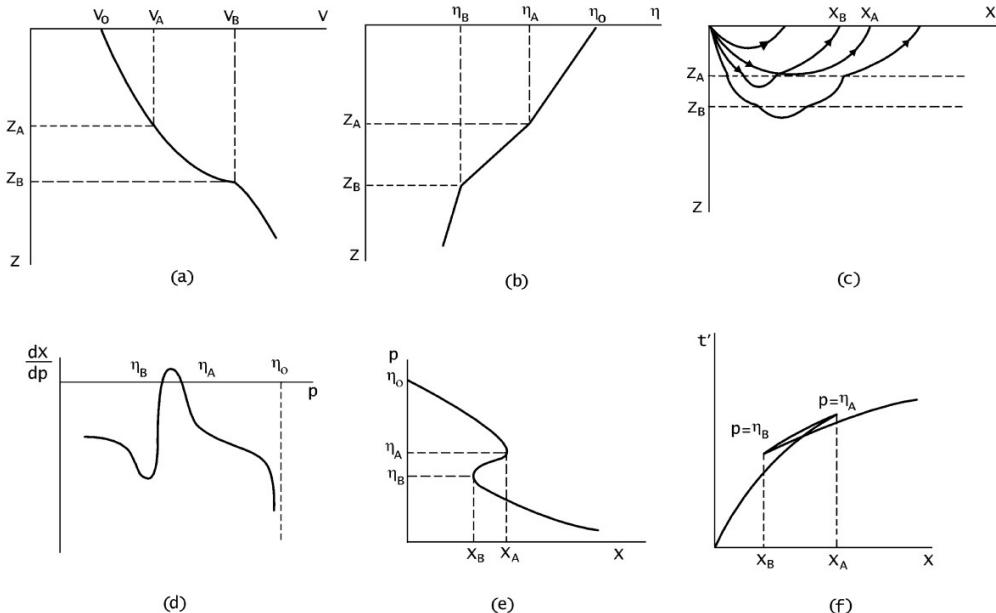


Figura 6.12: a) Modelo de Tierra (z frente a v) de velocidad con un aumento brusco de la velocidad. b) Profundidad frente a lentitud. c) trayectorias de distintos rayos en x y z . d) Variación de la distancia con el parámetro de rayo. e) Variación del parámetro de rayo con la distancia f) Domocrona (de Udías 1999).

F. Velocidad aumenta de manera gradual con la profundidad con capa de baja velocidad.

Si ahora consideramos una capa con decrecimiento de velocidad situada entre dos capas con un incremento lineal de velocidad. Este tipo de capas es importante para la tectónica de placas ya que podría indicar que se trata de un material en semi-fusión sobre el cual se deslizarían las placas tectónicas.

Por la Ley de Snell, al disminuir la velocidad del rayo, la trayectoria de éste se acerca a la normal a la discontinuidad y no podrá volver a girar hacia la superficie hasta que no pase a la capa de incremento lineal de velocidad ((Fig. 6.13c))

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

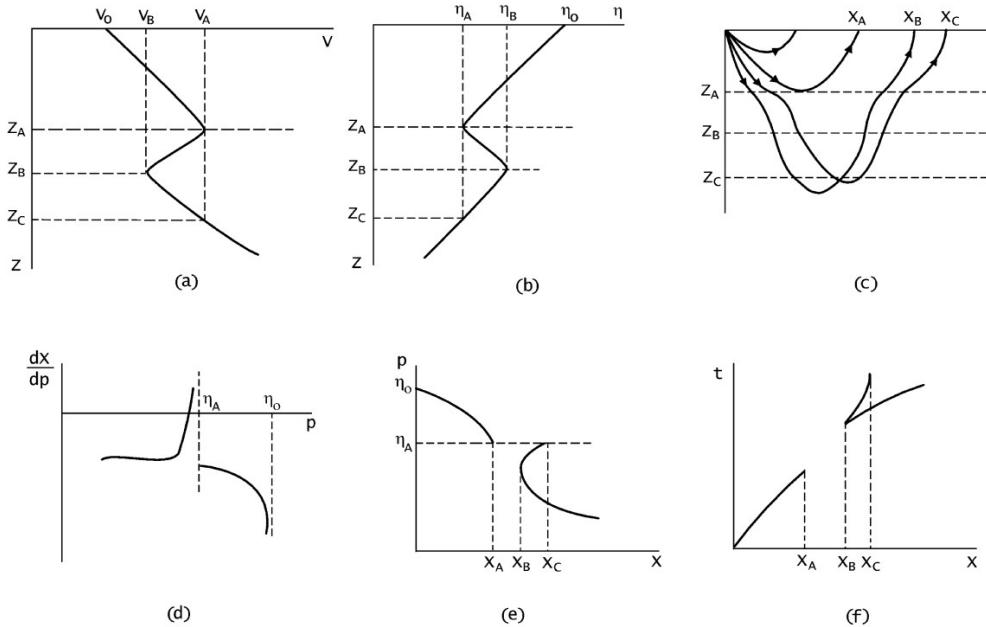


Figura 6.13: a) Modelo de Tierra (z frente a v) de velocidad con una disminución de la velocidad en una capa. b) Profundidad frente a lentitud. c) trayectorias de distintos rayos en x y z . d) Variación de la distancia con el parámetro de rayo. e) Variación del parámetro de rayo con la distancia f) Domocrona (de Udías 1999).

En la domocrona existe una discontinuidad entre x_A y x_B donde no existen rayos recibidos en la superficie (Fig. 6.13f). Esta región es conocida como zona de sombra (algo similar a lo visto en el núcleo). Una característica de la presencia de capas de baja velocidad es la acumulación de energía en x_B

6.2. Teoría de rayos en medios esféricos

En el estudio del comportamientos de las ondas sísmicas para grandes distancias ($x > 1000 \text{ km}$) la proximación de Tierra plana no es válida y se debe considerar con forma esférica. Consideremos una esfera de radio r_0 y velocidad dependiente del radio $v(r)$ y un rayo que se propaga desde un foco superficial (F) hasta una estación en otro punto de la superficie (P) ((Fig. 6.14)). Las distancias entre los dos puntos se representan por el ángulo Δ o la distancia angular (sobre la superficie será $r_0\Delta$). El ángulo de incidencia i se mide desde la trayectoria del rayo al radio. La distancia radial desde el centro

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

de la esfera al punto donde el rayo vuelve a ascender es r_p que se corresponde con una velocidad v_p .

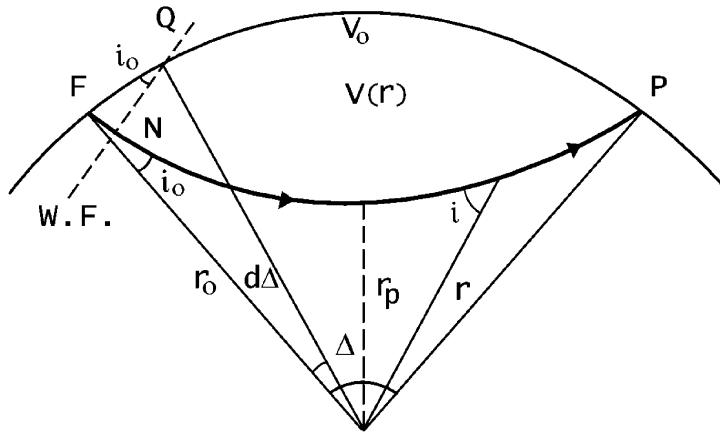


Figura 6.14: Esquema de medio estratificado esférico con cambio gradual de velocidades (de Udías 1999).

Considerando un medio estratificado formado por capas concéntricas de velocidad constante, la Ley de Snell en medios esféricos se expresa como:

$$\frac{r_1 \sin i_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin i_2}{v_2} = \dots \quad (6.12)$$

Análogamente al caso de medios planos, se defina el parámetro de rayo como la constante que se mantiene a lo largo de toda la trayectoria, o sea:

$$p = \frac{r_i \sin i}{v_i} \quad (6.13)$$

A partir de la geometría, considerando dos rayos infinitamente próximos, se puede deducir una relación equivalente a la de Benndorf para medios esféricos, relacionando el parámetro del rayo con el ángulo entre el foco y la estación, Δ :

$$p = \frac{dt}{d\Delta} \quad (6.14)$$

Por último, las curvas domocrónicas en medios esféricos se expresan en función del ángulo Δ y su aspecto es análogo a las domocronas en medios planos. La tangente de la curva domocrona en cada punto es el parámetro del rayo.

Al igual que en el caso de Tierra plana, si existe una capa con un aumento brusco de la velocidad con la profundidad, se crean "lazos" en la domocrona,

TEMA 6. REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN DE ONDAS

mientras que si hay capas de baja velocidad aparecen zonas de sombra. Esto último se hace patente para las ondas P al pasar por el núcleo externo (las S no pasan) y por eso también da lugar a una zona de sombra en las curvas domocronas.

Tema 7

Ondas sísmicas superficiales.

7.1. Introducción

Las ecuaciones de movimiento en un medio elástico arrojan la existencia de ondas internas que se propagan en un medio elástico infinito. Sin embargo la Tierra tiene una superficie libre que provoca que haya otras soluciones para las ecuaciones de movimiento que son las ondas superficiales. Estas ondas tienen una serie de propiedades:

- Su amplitud decae con la profundidad
- Su velocidad de propagación es menor que las ondas S
- Debido a que la energía de las ondas superficiales se propaga de forma paralela y en una región próxima a la superficie libre, su frente de ondas no es esférico, como en el caso de las ondas internas propagándose en un medio infinito, sino que es más bien cilíndrico o en otras palabras que su energía decae con la distancia y no con la distancia al cuadrado como es el caso de las ondas internas. Por ello a grandes distancias de la fuente, las ondas superficiales son las que predominan en los sismogramas, debido a su menor dispersión geométrica.
- Estas ondas suelen presentar períodos comprendidos entre 10 y 300 s y aportan la información predominante de la parte de largo periodo del espectro de la fuente sísmica.
- Además la presencia de otras superficies de discontinuidad entre capas con distintas propiedades elásticas altera las características de las ondas superficiales.

TEMA 7. ONDAS SÍSMICAS SUPERFICIALES.

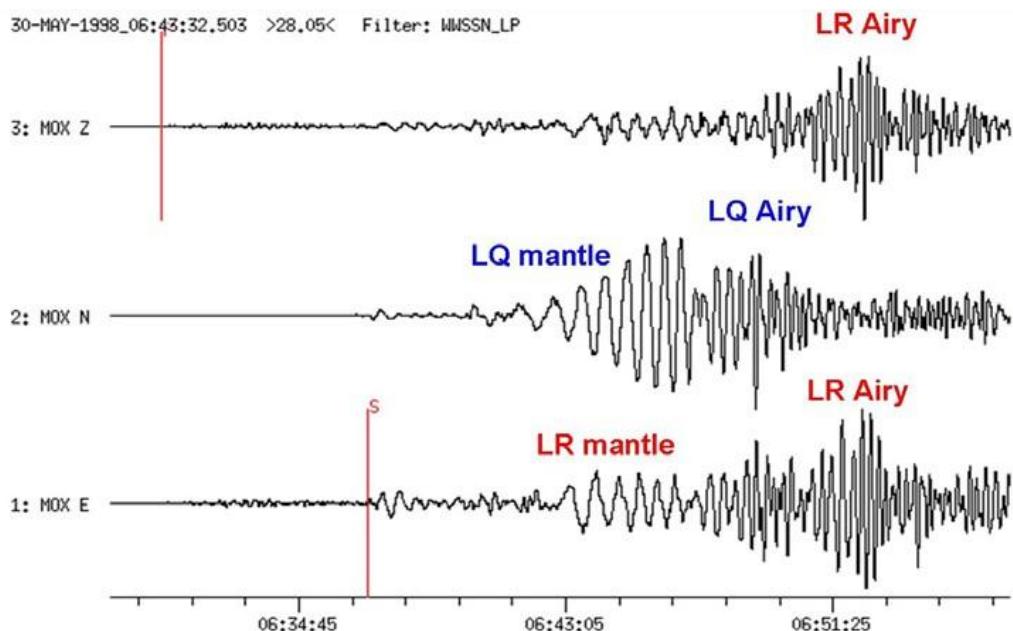


Figura 7.1: Ejemplo de ondas superficiales en un terremoto lejano.

7.2. Ondas en un medio semiinfinito

Existen dos tipos de ondas superficiales, ondas Love (LQ o G) y ondas Rayleigh (LR o R). Las ondas Rayleigh existen en cualquier superficie libre mientras que las ondas Love requieren de una superficie que guíe las ondas formada por un incremento de velocidad con la profundidad (ya sea gradiente o una capa).

7.2.1. Ondas Love

Se forman por la interferencia constructiva de las ondas SH telesísmicas -las ondas SH son las S Horizontales- en la superficie libre. Sin embargo, la forma más habitual es que facilite la formación guía de ondas formada por el espacio libre y otra capa inferior de mayor velocidad. Las ondas Love se forman por la interferencia entre ondas SH reflejadas con ángulo supercrítico entre ambas fronteras. La capa donde se transmiten es la corteza mientras que el incremento significativo de velocidad se produce en la discontinuidad de Mohorovic o Moho.

TEMA 7. ONDAS SÍSMICAS SUPERFICIALES.

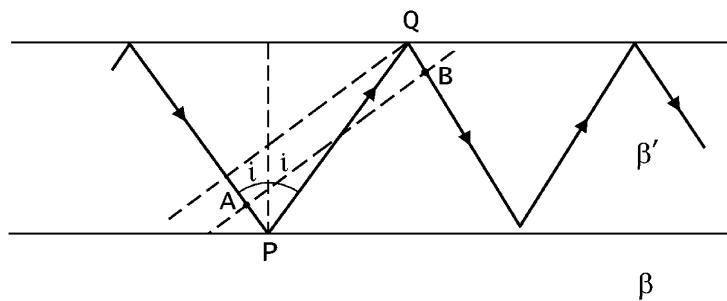


Figura 7.2: Formación de las ondas Love entre dos capas

Generalmente se produce interferencia destructiva de las ondas SH reflejadas arriba y abajo excepto para ciertas frecuencias ω discretas y sus n múltiplos. Los valores de ω para $n = 0$ son los modos fundamentales mientras que los valores de n definen los sobretonos. La Figura 7.3 muestra el desplazamiento de las ondas Love que están linealmente polarizadas en la horizontal al provenir de las ondas SH horizontales. También muestra la caída exponencial de su amplitud con la profundidad.

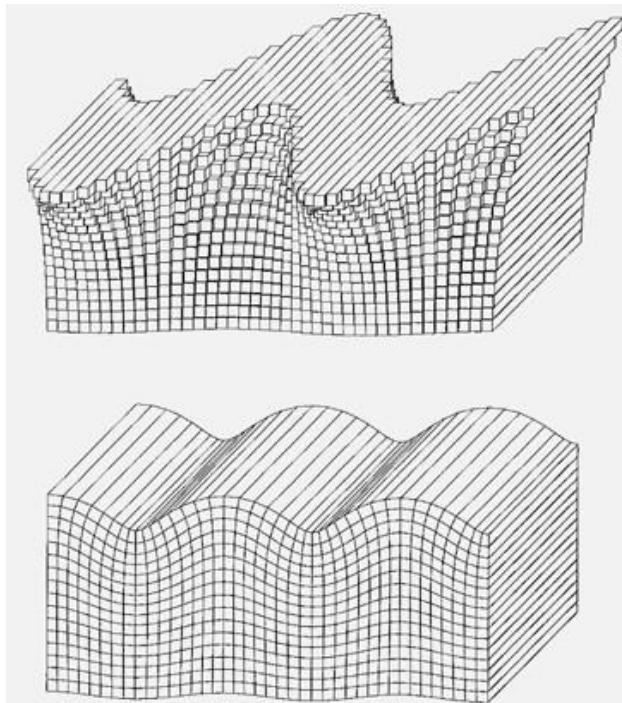


Figura 7.3: Esquema del movimiento de las ondas Love (parte superior) y Rayleigh (parte inferior)

7.2.2. Ondas Rayleigh

Las ondas R se obtiene de un acoplamiento de ondas P y SV inhomogéneas al reflejarse en la superficie. Las ondas inhomogéneas se caracterizan por tener una velocidad de fase menor que la velocidad de las ondas internas y por amplitudes que crecen y decrecen exponencialmente en la dirección de fase constante. Las ondas P son inhomogéneas si $p > 1/v_p$ (con $p = \sin i/v_p$ e i el ángulo de incidencia). Igualmente para ondas S esto ocurre si $p > 1/v_s$. Con lo cual el ángulo i no es un número real. Por ejemplo, para una velocidad de $v_p = 5 \text{ km/s}$ y $v_s = 3 \text{ km/s}$, para un ángulo de $i_{SV} = 36,9^\circ$ una onda SV se convierte en P con un ángulo paralelo a la superficie $i_P = 90^\circ$. Si incrementamos i_{SV} , como i_P no puede crecer más se vuelve imaginario y el desplazamiento físico muestra un desfase $\phi = \text{fase(SP)}$ para la componente horizontal y un desfase $\phi = \text{fase(SP)} + \pi/2$ para la componente vertical. Como resultado de este desfase la onda inhomogénea muestra un movimiento de partícula elíptico y retrógrado. Si esto se da para ondas P y SV su acoplamiento forma las ondas Rayleigh.

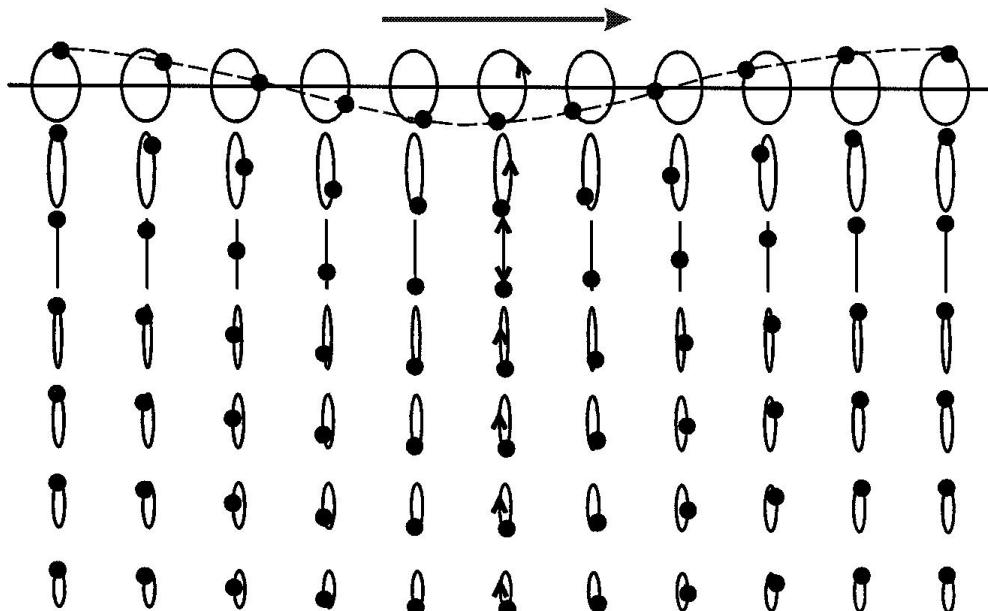


Figura 7.4: Perfil vertical con el movimiento de partícula para las ondas Rayleigh.

La polarización de las ondas es vertical ya que se forman por ondas P

y SV. Como vimos debido al desfase la onda es elíptica y retrógrada o levógiro (contrario a las manecillas del reloj), sin embargo a partir de cierta profundidad llega a dominar la SV (deja de ser elíptica) y por debajo de esa profundidad se vuelve otra vez elíptica pero de movimiento dextrógiro. Además la amplitud del movimiento decae de forma exponencial con la profundidad

7.3. Dispersión de ondas

Tanto en las ondas Love como en las ondas Rayleigh al introducir una capa de espesor finito existe dependencia entre la velocidad de propagación de las ondas y la frecuencia o periodo. Debido a esta dependencia, las ondas de distinto periodo viajan con distinta velocidad, por lo que la señal sísmica se extiende en el tiempo al aumentar la distancia recorrida en lo que denominamos tren de ondas. Es decir, que para una función impulsiva en la fuente, las ondas superficiales a una cierta distancia están formadas por trenes de ondas. Esta dependencia de la velocidad en la frecuencia es conocida como dispersión de las ondas.

La velocidad de propagación a la que nos hemos referido hasta ahora es la velocidad de fase, o velocidad con la que se propaga la fase o el frente de ondas de cada componente armónico. Sin embargo, las ondas sísmicas están compuestas por la suma de distintas ondas armónicas cada una de ellas con una frecuencia diferente. Si la velocidad de fase de cada una de ellas es la misma (c no depende de ω), como ocurre con las ondas internas en un medio no dispersivo, esta velocidad resulta ser igual a la velocidad de transporte de la energía. En cambio, si la velocidad de fase no es la misma para todos los componentes armónicos (c es función de la frecuencia, $c(\omega)$), la velocidad de transporte de la energía ya no es la velocidad de fase, sino la denominada velocidad de grupo.

Normalmente las ondas de periodo más largo tienen una mayor velocidad, como se ve en las curvas de dispersión de la figura. Pero esta dependencia depende de la estructura interna de velocidades de ondas P y S y por tanto estudiando las ondas superficiales se puede obtener un modelo de estructura. Además la capacidad de penetración en profundidad de las ondas también depende del periodo de estas. Las ondas de más largo periodo que corresponden con 50 s para las LR y 90 s para las LQ llegan a el manto superior. Debido a esta atenuación rápida con la profundidad los terremotos con una cierta profundidad apenas generan ondas superficiales.

TEMA 7. ONDAS SÍSMICAS SUPERFICIALES.

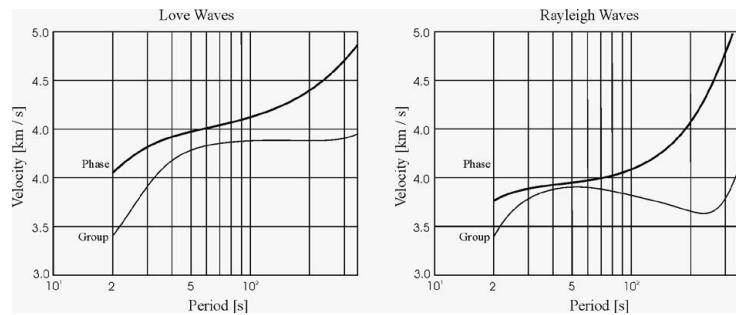


Figura 7.5: Velocidad de fase y grupo para las ondas Love (izquierda) y Rayleigh (derecha)

Tema 8

Modelos de Tierra. Nomenclatura de fases sísmicas. Interpretación de sismogramas

Una de las tareas más importantes en la Sismología es la determinación de los tiempos de llegada de las fases sísmicas en las estaciones y la interpretación de los sismogramas.

Un sismograma es el registro gráfico de un terremoto obtenido en una estación sísmica. Cada sismograma está formado por una sucesión de llegadas de ondas internas (body waves) que, desde el foco del terremoto, han viajado a través de la estructura interna de la Tierra hasta llegar a la estación. Estas ondas internas originan ondas secundarias por fenómenos de refracción, reflexión y conversiones en las distintas discontinuidades del medio que también llegan a las estaciones. Además, al sismograma se suma la contribución de otro tipo de ondas, llamadas ondas superficiales y que se generan por la interferencia constructiva de frentes de onda cerca de la superficie.

La apariencia de un sismograma depende de la distancia a la que se encuentre el epicentro, la profundidad del terremoto, su magnitud, mecanismo focal y el tipo de instrumento utilizado.

Hoy en día es posible explicar la presencia de gran parte de estas fases gracias al conocimiento alcanzado del interior del planeta y a la utilización de modelos de tierra para calcular tiempos de llegada teóricos.

Las lecturas de los tiempos de llegada en los distintos instrumentos de la red sísmica se pueden determinar de manera automática mediante algoritmos de detección de fases o bien de manera manual, y son importantes en sismología con dos objetivos fundamentales:

- Localización de terremotos.

- Conocer mejor la estructura del medio (1 o 3D) por el que han viajado los rayos.

8.1. Modelos de Tierra: tipos

Los modelos de Tierra son necesarios para deducir las ondas sísmicas que se producen a través de la propagación de los rayos en el medio. Atendiendo a la distancia entre el epicentro del terremoto y la estación sísmica, se distinguen dos tipos de modelos de Tierra:

- Para **distancias locales o regionales** (menos de 1000 km), se puede utilizar la aproximación de tierra plana y considerar un modelo de tierra que generalmente se suele considerar de capas horizontales planas, bien con velocidades constantes en cada capa o con ligeros gradientes de velocidad. Las ondas sísmicas a estas distancias penetran en el interior del planeta hasta profundidades de 100 km, lo que corresponde a la corteza y parte del manto superior.

Los modelos de corteza terrestre suelen incluir entre 4 y 6 capas y depende de cada región del mundo y debe estudiarse en cada lugar. Para empezar hay claras diferencias si la corteza es oceánica, continental o corteza orogénica (cordilleras) como se ve en la Figura 8.1. En estos casos las velocidades típicas de las capas ligeras son de 4-5 km/s mientras que debajo del Moho entre 7.8 y 8.2 km/s. Para obtener estos modelos hay diversas técnicas basadas en la tomografía sísmica

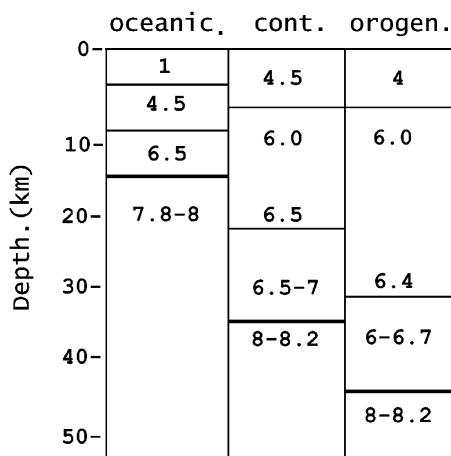


Figura 8.1: Modelos de velocidades para tres tipos de corteza: oceánica, continental y orogénica (de Udías 1999)

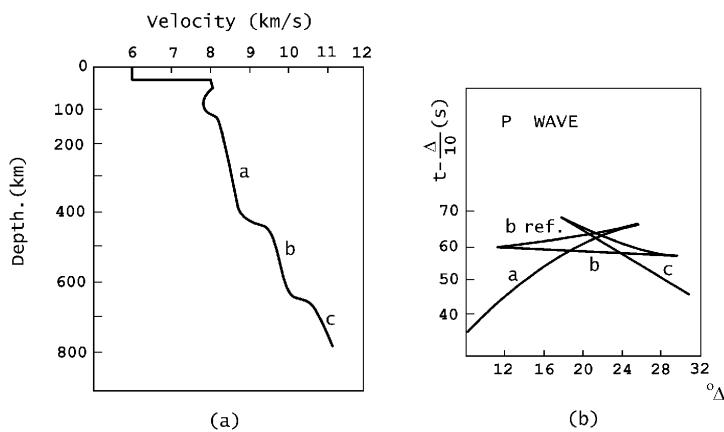


Figura 8.2: Esquema de velocidades del manto superior y domocrona resultante (de Udías 1999)

Por otro lado el modelo del manto superior suele ser más o menos homogéneo en toda la Tierra (Figura 8.2). En este modelo se encuentran varias zonas de baja velocidad y diversas discontinuidades como vimos en el Tema 1.

2. Para **distancias telesísmicas** (más de 1000 km), es necesario considerar un modelo de tierra esférica. Es cierto que la Tierra no es una esfera perfecta, pero en Sismología estas diferencias no son demasiado importantes y se pueden suplir con una corrección a los cálculos de modelo esférico. El modelo de velocidades más usado antiguamente era el PREM (Preliminary Earth Model, línea discontinua en la Fig. 8.3) aunque hoy en día se usan modelos más refinados como el iasp91.

8.2. Nomenclatura de las fases sísmicas

Si el medio por el que se propagasen las ondas fuese homogéneo, infinito e isótropo, las únicas ondas observadas en los sismogramas serían las ondas internas (P y S) generadas en el foco del terremoto:

- Ondas P: ondas longitudinales (el movimiento de la partícula tiene lugar en la dirección de avance de la onda). Viajan con una velocidad α que en la corteza es del orden de 5-6 km/s. Se suelen registrar mejor en la componente horizontal.
- Ondas S: ondas transversales o de cizalla (movimiento de la partícula en el plano perpendicular a la propagación de la onda), viajan con

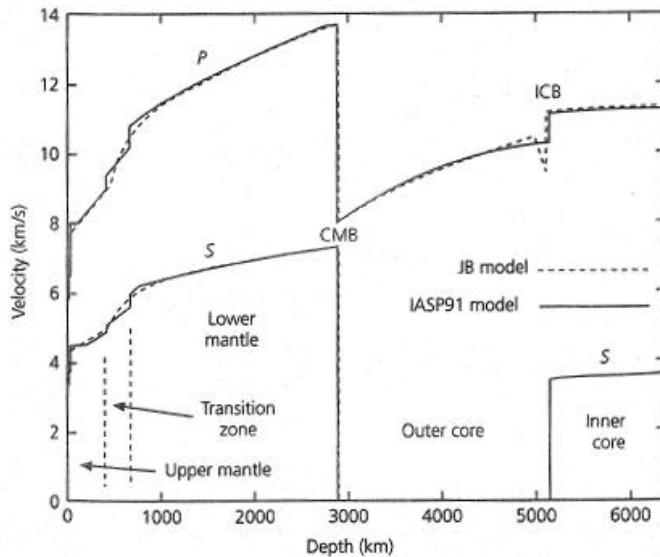


Figura 8.3: Modelos de velocidades del interior de la Tierra (de Udías 1999).

velocidad β que en la corteza suele cumplir la condición de Poisson ($\alpha = \sqrt{3}\beta$). Estas ondas se suelen observar mejor en las componentes horizontales.

La polarización de las ondas P y las ondas S es lineal si se propagan en un medio isótropo y homogéneo. Esto se ha podido comprobar a través del análisis del movimiento de la partícula con registros de banda ancha. Si en el medio existe anisotropía sísmica, la onda S se divide en dos componentes que viajan a distinta velocidad y la polarización pasa a ser elíptica. La dirección del eje mayor de la elipse y la elipticidad de la curva están relacionadas con el grado de anisotropía del medio.

Como consecuencia de la estructura interna de la Tierra y la superficie libre, las ondas internas dan lugar a otras ondas secundarias generadas en las distintas discontinuidades por fenómenos de reflexión, refracción y refracción crítica. Conservando las nomenclatura clásica para las fases sísmicas y con la intención de facilitar el intercambio de información entre observatorios, la IASPEI commission on seismological Observation and Interpretation ha publicado una tabla con las notaciones de las distintas fases (www.isc.ac.uk).

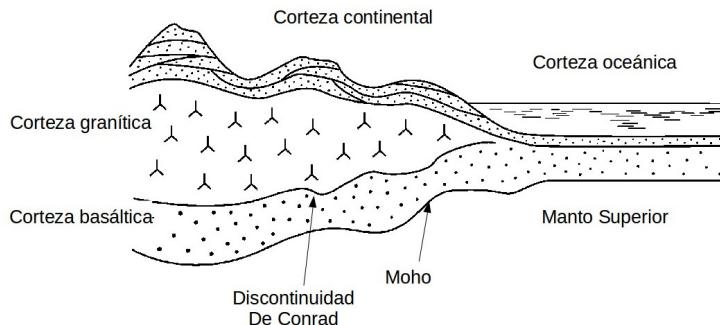


Figura 8.4: Esquema de distintos tipos de corteza (de Udías 1999)

8.2.1. Interpretación de sismogramas de terremotos regionales

Como vimos, a distancias locales o regionales, se puede considerar un modelo de tierra formado por capas planas y Los sismogramas correspondientes a estas distancias epicentrales contienen información sobre las capas más externas de la tierra (corteza y manto superior) y los rayos no llegan a profundidades superiores a 100 km.

La discontinuidad corteza-manto fue deducida en 1909 por A.Mohorovicic, a partir del cambio de pendiente en las curvas dromocronas a unos 150 km de distancia epicentral. Esta observación se podía explicar como una discontinuidad a 30 km de profundidad que identificó como la base de la corteza terrestre y que se ha denominado Moho. Posteriormente V. Conrad, en 1923 observó una segunda discontinuidad (discontinuidad de Conrad) en el interior de la corteza y que divide a la misma en corteza superior o granítica y corteza inferior o basáltica (ver Figura 8.4).

La corteza es la capa más heterogénea de la Tierra. Su grosor no es homogéneo en zonas continentales es de unos 30 km; en regiones oceánicas es bastante menor, de 8 a 15 km y en zonas de grandes montañas puede llegar a 60 km. El modelo más simple de corteza está constituida por dos capas (granítica y basáltica) de velocidad constante o con un pequeño gradiente, cubiertas por una pequeña capa de material sedimentario.

Considerando un terremoto originado en la corteza terrestre, las fases sísmicas que viajan en este tipo de corteza y llegan con mayor amplitud a las estaciones son:

- P_g y S_g : ondas refractadas en la capa granítica.
- P_n S_n : refractada crítica en el Moho.

- $P_M P$ y $S_M S$: reflejada en el Moho.

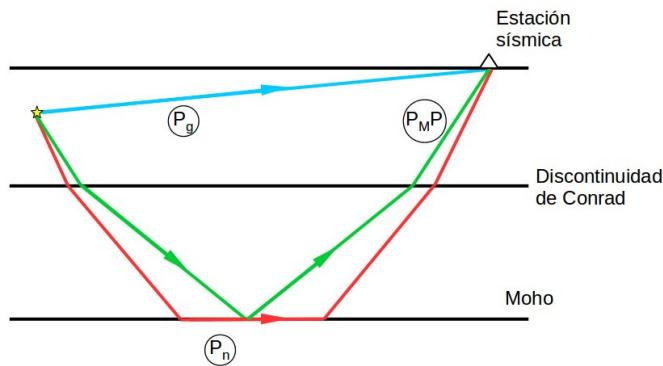


Figura 8.5: Esquema de rayos en caso de un terremoto a una cierta profundidad en la capa granítica.

Otras fases también significativas:

- $P_c P$ y $S_c S$: ondas reflejadas en la discontinuidad de Conrad.
- P_c y S_c : ondas refractadas críticas en la discontinuidad de Conrad.
- P^* , S^* o bien P_b S_b : ondas refractadas en la capa basáltica.

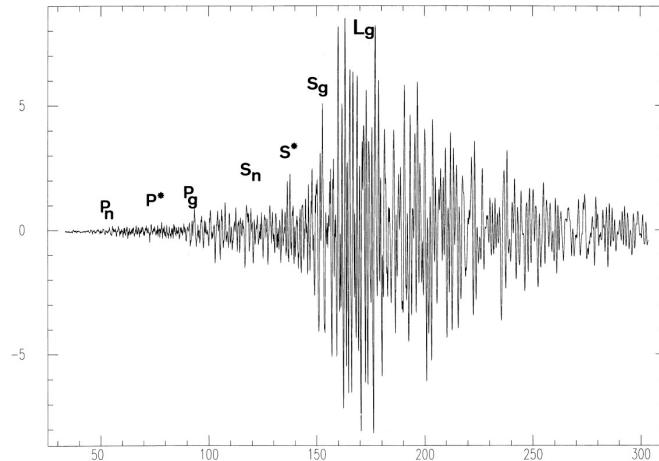


Figura 8.6: Terremoto y todas las fases sísmicas continentales observadas (de Udías 1999).

A. Orden de llegada

Si suponemos una corteza continental de 30 km de espesor con una distribución de velocidades de un ligero gradiente lineal de la velocidad en cada una de las capas, se puede observar que las trayectorias de los rayos directos no son rectas sino curvas como se muestra en la Figura 8.7.

Se puede distinguir el orden de llegada de las fases P según la distancia epicentral. Si consideramos x_c como la distancia a la que la onda directa P incide en el Moho con el ángulo crítico.

Se puede observar que:

- **Distancia epicentral <distancia crítica x_c :** la primera llegada es la fase P_g y se observan posteriormente en el sismograma las llegadas de las ondas $P_M P$ y $P_c P$. Para estas distancias el ángulo de incidencia de los rayos P en el Moho es inferior al ángulo crítico y no se generan ondas refractadas críticas en esa discontinuidad.

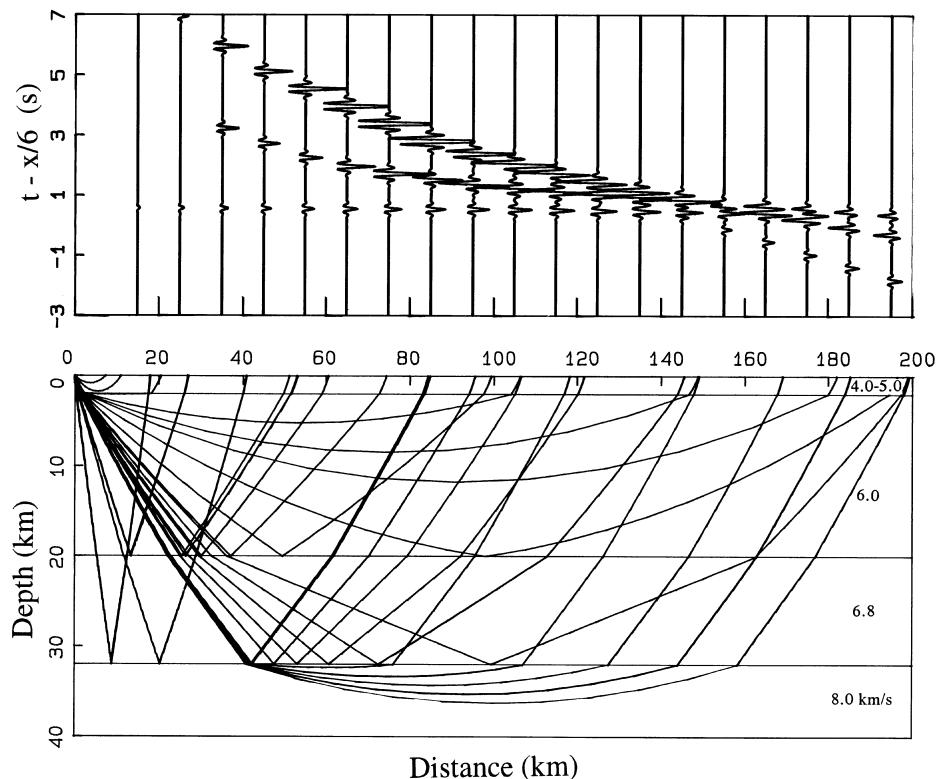


Figura 8.7: Domocrona para un terremoto que se propaga por corteza continental (de Udías 1999).

- **Distancia epicentral distancia crítica x_c :** las llegadas de las ondas P_g comienzan a mezclarse con la refractada crítica en el Moho P_n y es difícil distinguir cuál de las dos llega antes. A estas distancias la amplitud de las ondas $P_M P$ alcanza su máxima amplitud pues prácticamente toda la energía es reflejada en la discontinuidad del Moho y muy poca amplitud viaja como refractada crítica P_n .
- **Distancia epicentral >distancia crítica x_c :** la primera llegada es la P_n , que en general y suele tener menor amplitud que la P_g aunque depende de la distribución de velocidades y la profundidad del Moho, en cortezas continentales la distancia crítica x_c varía entre 90 y 160 km.

B. Ondas superficiales

Además de las ondas internas, a distancias regionales hay ondas corticales superficiales. La más importante es la fase **Lg** que llega a continuación de la fase S_g y se propaga como onda guiada en la capa granítica. Esta onda viaja a velocidades típicas de unos 3.5 km/s a la frecuencia de 1 Hz. Ha llegado a ser identificada a más de 1000 km de distancia epicentral y casi siempre corresponde a la mayor amplitud del sismograma. Es por ello que distintas instituciones han tomado esta fase para la elaboración de escalas de magnitud mb(Lg) como es el caso del IGN.

Las ondas **Rg** son ondas superficiales de tipo Rayleigh que se originan en terremotos muy cercanos a la superficie y especialmente en explosiones. Han sido utilizadas para distinguir terremotos de origen natural y artificial en algunos trabajos. A distancias epicentrales menores de 100 km estas ondas dominan los sismogramas, pero se atenúan rápidamente con la distancia y no se observan bien más allá de unos 400 km.

Las ondas **Qc** son ondas coda. Estas ondas son las últimas en llegar al sismograma y son ondas S que han sido dispersadas en las heterogeneidades de la corteza terrestre. Esto quiere decir que han sufrido reflexiones y refracciones sucesivas y llegan a la estación desde todas las direcciones. Es frecuente utilizar estas ondas para estudiar su atenuación en el medio de propagación.

C. Interpretación de sismogramas en corteza oceánica

Este tipo de cortezas se diferencia de las cortezas de tipo continental en que carece de corteza superior o capa granítica. En cambio, está formada por una capa superficial de sedimentos de espesor considerable y la capa basáltica. Además, por debajo de la corteza oceánica las velocidades de las ondas P en el manto suelen ser menores que las velocidades en el manto por

debajo de cortezas continentales. En la figura 8.4 se puede ver un ejemplo típico de corteza oceánica.

En cortezas oceánicas las fases secundarias con mayor amplitud son:

- P_n y S_n : refractada crítica en el Moho.
- $P_M P$ y S_{MS} : reflejada en el Moho.

Pueden existir también fases reflejadas y refractadas en otras discontinuidades corticales pero son de menor magnitud.

En el caso de terremotos en la corteza oceánica no se observan ondas Lg a distancias superiores a 2° .

D. Fases transmitidas por un medio líquido

A parte de las ondas propagadas por la corteza, existen también ondas transmitidas en la capa líquida de la corteza oceánica:

Si hay una fuente sísmica en la capa de agua (explosión volcánica o una fuente artificial) sólo se generan ondas longitudinales (ondas H - hidroacústicas), puesto que en un medio líquido no se pueden transmitir ondas transversales. Dado que las estaciones están situadas en tierra, las ondas que salen del foco como hidroacústicas se convierten a ondas P_g o S_g en la discontinuidad dando lugar a fases HP_g , HS_g .

Por otro lado, si las fuentes sísmicas tienen lugar en tierra pero los rayos viajan más de 200 km por corteza oceánica, surgen también un tipo de fase característico que son las ondas T. Se les dio este nombre por ser las tercera en llegar, después de las P (primaria) y la S (secundaria). Esta onda viaja canalizada en la capa de agua, que se denomina canal SOFAR (SOund

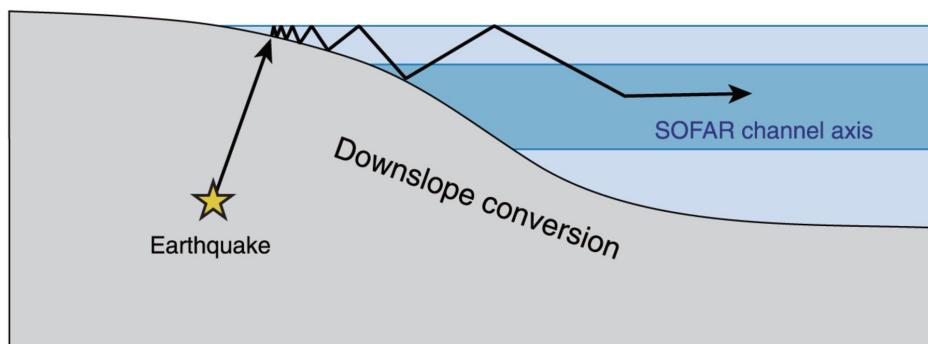


Figura 8.8: Esquema de la propagación de ondas T.

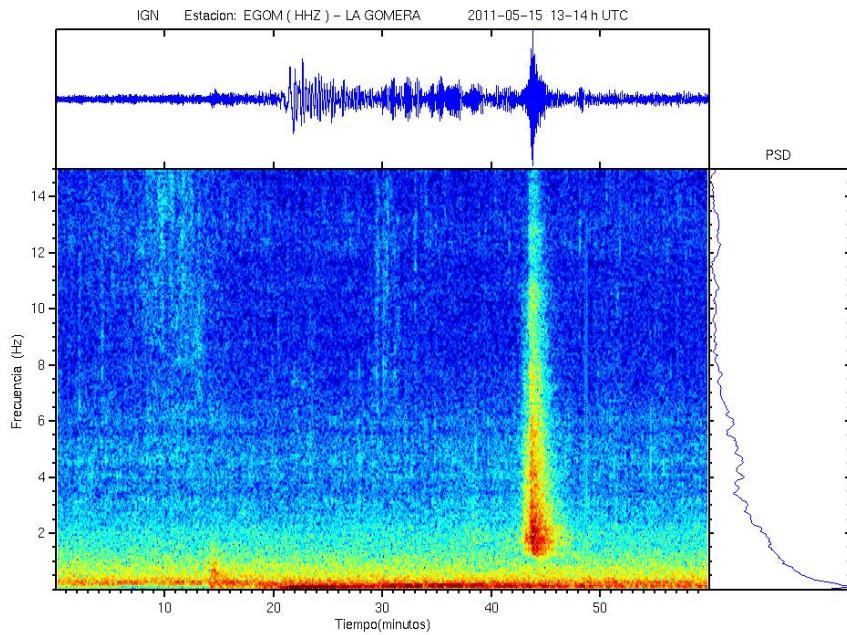


Figura 8.9: Ejemplo de terremoto detectado por una estación sísmica del IGN con presencia de onda T.

Fixing And Ranging). Aunque la profundidad de este canal depende de las variables termodinámicas de la capa líquida, suele estar centrado en torno a los 1200 m de profundidad.

La velocidad de las ondas T es de 1.5 km/s y que se puede registrar tanto en los OBS como en las estaciones sísmicas cercanas ala costa. Debido a que la energía viaja canalizada, estas ondas sufren muy baja atenuación y pueden viajar a muy largas distancias, más de 2000 km. Son más frecuentes como consecuencia de sismos en regiones de subducción o a cierta profundidad y su generación puede explicarse según el gráfico de rayos de la Figura 8.8.

Estas ondas presentan altas frecuencias ($f > 2.5$ Hz) y llegan como un paquete de ondas separado del sismo principal. En muchas ocasiones el paquete de ondas T es lo único que registra en las estaciones de periodo corto de la red del IGN en Canarias tras la ocurrencia de terremotos de magnitud moderada ($M < 5$) en la cordillera del Atlántico Norte.

8.2.2. Interpretación de sismogramas de telesismos

Las fases detectables en grandes terremotos lejanos están influidas en la presencia del núcleo. Para empezar, debido a la disminución de velocidad de las ondas P en el núcleo, hay una zona de sombra para la fase P que comienza a 105° . Además hay que tener en cuenta que la onda, al pasar por una discontinuidad, puede generar ondas de los dos tipos. O sea, una onda P, puede dar de salida onda P y onda S. Esto depende de la diferencia de velocidad entre capas. Estas son las nomenclaturas usadas:

- PP y SS: ondas P y S reflejadas una vez en la superficie,
- PPP y SSS: ondas P y S reflejadas dos veces en la superficie.
- SP y PS: onda S convertida 'a P y onda P convertida a S en la superficie.
- pP, pS, sS -o sP: ondas P y S que desde el foco viajan a la superficie donde son reflejadas y/o convertidas de nuevo y desde ahí viajan a la estación.
- Pdiff: onda P difractada en la discontinuidad manto-núcleo.
- c: indica que la fase se ha reflejado en la discontinuidad manto-núcleo.-
- K: fase P que viaja a través del núcleo externo.
- i: reflejada en el núcleo interno.
- I: fase P que viaja a través del núcleo interno.
- J: fase S que viaja a través del núcleo interno.

Las ondas PP, SS, PPP y SSS se pueden combinar y se obtienen en función de su retardo como se ve en la Fig. 8.10. Estas ondas se pueden dar en cualquier tipo de terremoto mientras que las ondas pP (sS, sP, pS) se suelen dar en terremotos a cierta profundidad. Se distinguen de las PP ya que su retardo suele ser menor.

Como hemos visto la forma de denominar las fases a nivel telesísmico incluye en el nombre cada paso o interacción con las grandes estructuras del la Tierra, o sea, manto, superficie, núcleo externo y núcleo interno. Así una onda reflejada en el núcleo que empieza como P y acaba como P sería "PcP"mientras que si al reflejarse se transforma en S sería PcS.

Las ondas que viajan por el núcleo externo (sólo lo hacen en forma de onda P) se llaman K (por kern, núcleo en alemán). Así una onda que siempre

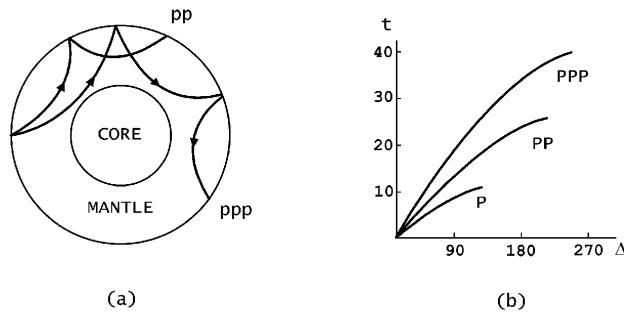


Figura 8.10: Ondas reflejadas en las superficie, PP y PPP y su comparación en retardo de llegada a la estación (de Udías 1999).

es P pasando por el núcleo pasaría a llamarse PKP. Como se ve en la Fig. 8.11 esta empieza a llegar a 143° aproximadamente. Entre los 105° que llega la P y esta está la llamada zona de sombra ya que las ondas que llegan entre estas distancias son ya muy débiles.

A pesar de que las ondas S no se transmitan por el núcleo si nos puede llegar una onda S convertida en p en el núcleo y vuelta a convertir en S a la salida (SKS) como se ve en la Fig. 8.12. Las ondas que viajan a través del núcleo interno como onda P se denominan I. Como han tenido que pasar dos veces por el núcleo externo su nomenclatura es del tipo PKIKP. Si se observan ondas P en la zona de sombra podemos estar casi seguro que se trata de este tipo de fase. Como curiosidad se pueden dar fases que viajen por el núcleo interno como de onda S (llamadas J).

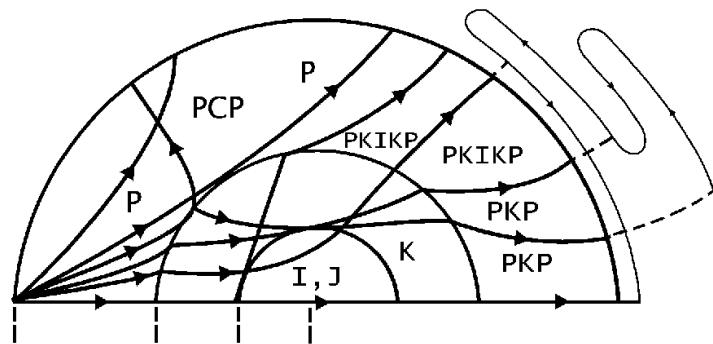


Figura 8.11: Esquema de fases telesísmicas de tipo P (de Udías 1999).

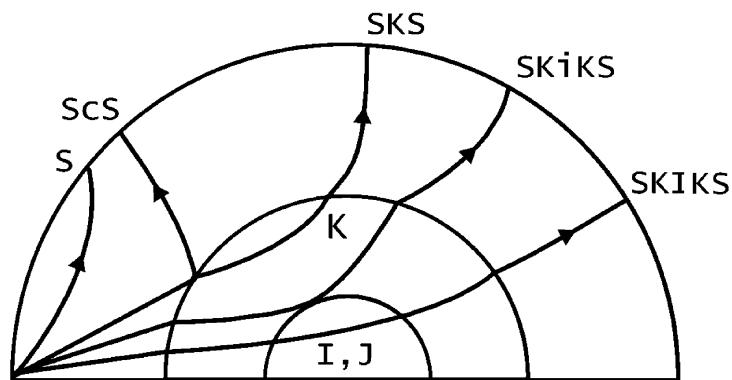


Figura 8.12: Esquema de fases telesísmicas de tipo S (de Udías 1999).

Con todo esto la complejidad de las llegadas de ondas sísmicas cuando el terremoto es muy lejano aumenta considerablemente y hay muchas posibles combinaciones de fases. La Fig. 8.13 muestra un ejemplo a 155° donde llegan ondas PKP desde dos direcciones distintas

Por último, en los sismogramas también están presentes las ondas superficiales que se generan por un acoplamiento de energía debido a la presencia de una superficie libre y otras discontinuidades en el interior de la tierra. Este tipo de ondas se distingue de las anteriores en que presentan dispersión, esto es, su velocidad depende del periodo. Como vimos en el Tema anterior las típicas ondas superficiales, LR (Rayleigh) y LQ (Love)

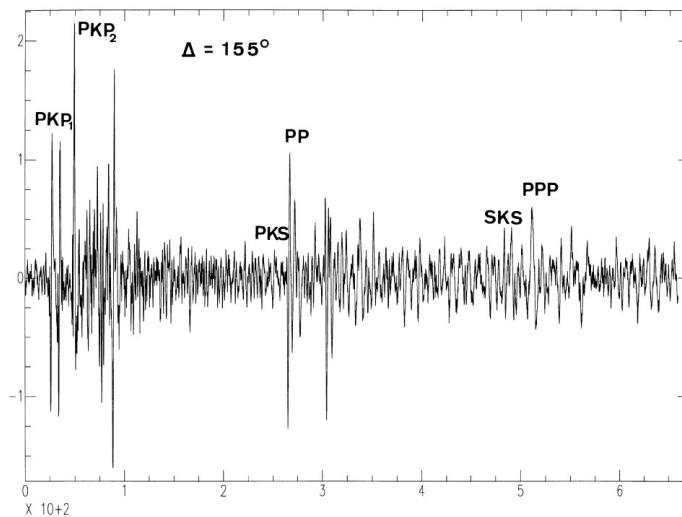


Figura 8.13: Sismograma de un terremoto en Perú (18 de marzo de 1993) grabado a 155° de distancia (de Udías 1999)

Parte II

Instrumentación y técnicas de análisis

Tema 9

Instrumentación sísmica. Teoría del sismógrafo mecánico. Sismógrafo electromagnético.

Ser capaz de medir terremotos es uno de los retos de la ciencia desde siempre. En la antigüedad en China (hacia el s. II) existía un aparato basado en la caída de bolas de las bocas de una figura de varias cabezas. Este aparato permitía detectar la ocurrencia y el origen del terremoto para en su caso enviar ayuda en esa dirección. Sin embargo no se puede decir que inventaran el sismómetro ya que no era capaz de medir el terremoto.

A mediados del s. XIX se inventaron los primeros sismógrafos mecánicos basados en péndulos y a finales de ese siglo se inventaron los primeros de registro continuo. A finales del s. XX los sismómetros requerían de masas enormes (toneladas) para conseguir mejores sensibilidades. Esto cambió con la invención del sismógrafo electromagnético en 1906 que permitió reducir sustancialmente el tamaño.

9.1. Teoría del sismógrafo mecánico

Todos los sensores sísmicos están basados en el movimiento inercial de una masa suspendida, la cual tiende a mantenerse estacionaria en respuesta al movimiento externo. Así, el movimiento relativo entre la masa y el suelo será función del movimiento de este último.

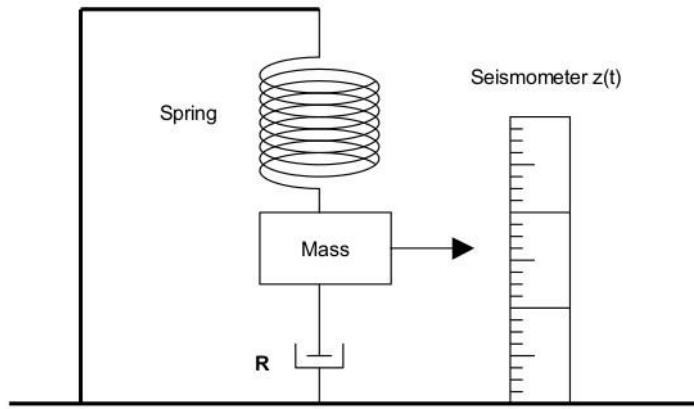


Figura 9.1: Esquema del sismómetro mecánico.

Lo normal es que la masa está suspendida mediante un sistema elástico (muelle) o equivalente (péndulo de torsión por ejemplo). El movimiento debe estar amortiguado adecuadamente para evitar la resonancia e intentar ser capaz de medir de la manera más exacta el movimiento del terreno. Un esquema básico como el de la Figura 9.1 muestra el amortiguamiento (R) que podría ser un depósito de aceite por ejemplo. Los primeros sismómetros tenían adosados a la masa una pluma para dibujar el movimiento. En este caso si el suelo se mueve hacia arriba, la masa respecto a éste se moverá hacia abajo con lo que el movimiento del terreno está desfasado respecto a la medida del sistema.

Supongamos que $u(t)$ representa el movimiento del suelo y $x(t)$ el de la masa respecto a éste. Ambos positivos hacia arriba. Sobre la masa actúan dos fuerzas. La primera es la restauradora del muelle ($-kx$) que es proporcional al desplazamiento, se opone al movimiento (es negativa) donde k es la constante elástica (en este caso del muelle) y la $\omega_0 = \sqrt{k/m}$ la frecuencia natural del sistema. La segunda fuerza que actúa es la de amortiguamiento ($-dx$) que es proporcional a la velocidad y se opone al movimiento, donde d es la constante de fricción.

La segunda ley de Newton donde igualamos las fuerzas externas (las dos anteriores) son iguales a la masa por aceleración pero en este caso el movimiento de la masa respecto a un sistema de referencia externo sería $x(t)+u(t)$. Por tanto nos queda:

$$-kx - dx = m\ddot{u} + m\ddot{x} \quad (9.1)$$

TEMA 9. INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA

Si definimos la constante de amortiguamiento h como

$$h = \frac{d}{2m\omega_0} \quad (9.2)$$

Ahora podemos expresar la Ecuación 9.1 como

$$\ddot{x} + 2h\omega_0\dot{x} + \omega_0^2x = -\ddot{u} \quad (9.3)$$

La ecuación anterior nos muestra que para frecuencias altas el término dominante es $\ddot{x} = -\ddot{u}$ y por tanto el movimiento de la masa es similar al suelo pero con cambio de fase. Para frecuencias bajas el término dominante es x , o sea $\ddot{u} = -\omega_0^2x$. El desplazamiento relativo es proporcional a la aceleración del suelo. En base a esta propiedad se construyen los acelerómetros, que son sismómetros sensibles a la aceleración usados para medir la fuerza destructora de las ondas sísmicas en las ciudades.

Para determinar la función de transferencia $T(\omega)$ que es la equivalencia entre el movimiento de la masa que podemos medir x con el movimiento real del suelo u suponemos que el movimiento del suelo es armónico de esta forma:

$$u(t) = U(\omega)e^{i\omega t} \quad (9.4)$$

Si suponemos que el sismógrafo se comporta como un sistema lineal, el movimiento de la masa también será armónico y de igual frecuencia:

$$x(t) = X(\omega)e^{i\omega t} \quad (9.5)$$

La función de transferencia será igual a la división de las amplitudes de ambas ondas. Si introducimos los movimientos 9.4 y 9.5 en la Ecuación 9.3 y derivamos obtendremos:

$$T(\omega) = \frac{X(\omega)}{U(\omega)} = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + i2\omega\omega_0h} \quad (9.6)$$

Esta función de transferencia es compleja y por tanto se puede separa en una función de amplitud y fase

$$A(\omega) = \frac{\omega^2}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4h^2\omega^2\omega_0^2}} \quad (9.7)$$

$$\Phi(\omega) = \arctan \frac{-2h\omega\omega_0}{\omega_0^2 - \omega^2}$$

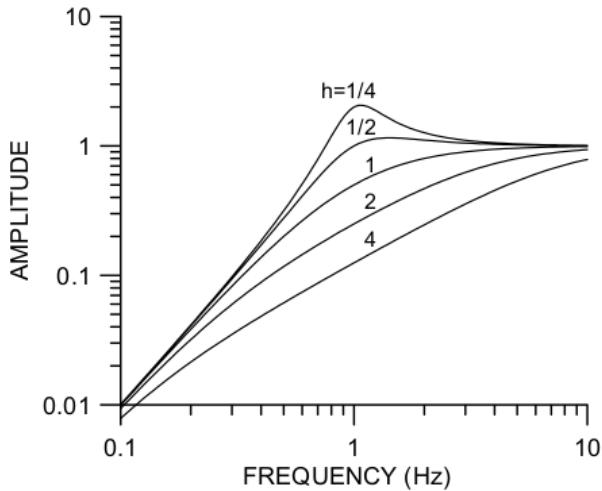


Figura 9.2: Respuesta en amplitud para una sismómetro de frecuencia natural 1Hz.

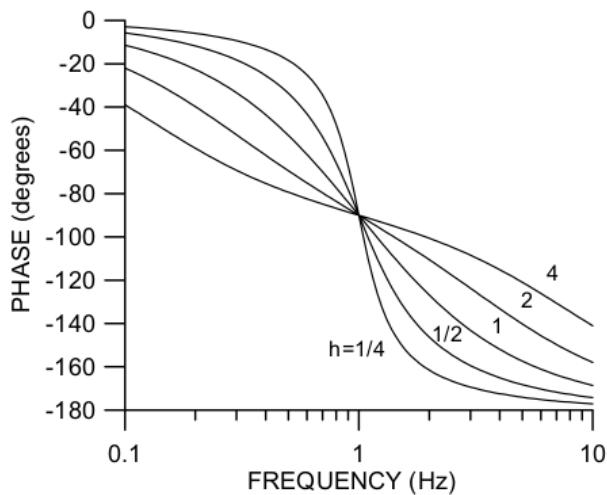


Figura 9.3: Respuesta en fase para una sismómetro de frecuencia natural 1Hz.

A la hora de diseñar un sismómetro podemos controlar la frecuencia natural mediante modificaciones en la masa y la constante elástica. El problema originalmente era que para conseguir sismómetros que tuvieran una frecuencia natural baja que permitiera detectar ondas de largo periodo (por ej., ondas superficiales) se necesitaban masas muy altas (varias toneladas) y dificultaba mucho poder fabricar estos sismómetros. El otro parámetro que se puede controlar es la constante de amortiguamiento h . Las Figuras 9.2 y 9.3

muestran la variación con la frecuencia de la transferencia de amplitud y fase para distintos valores de h . Las posibilidades son:

- Para $h < 1$ (subamortiguado) la respuesta en amplitud presenta un pico.
- Para $h = 1$ la masa regresa a su posición de equilibrio en el menor tiempo posible sin oscilaciones. Se dice que el sismómetro está críticamente amortiguado. A partir de la curva de respuesta de la amplitud se puede entender el sismómetro como un filtro pasa-alta de 2º orden para el movimiento del suelo.

Los sismómetros se diseñan para amortiguamientos cercanos al crítico, siendo el valor más empleado $h = 1/\sqrt{2} = 0,707$ de tal forma que $A(\omega_0) = 0,707$ (-3dB) y la curva de respuesta tiene una mejor interpretación.

- Para $h > 1$ la sensibilidad decrece. El sismómetro se encuentra sobre-amortiguado.

9.2. El sismómetro electromagnético

El sismómetro electromagnético se inventó a principios del siglo XX y supuso una mejora sustancial ya que evitaban la necesidad de usar grandes masas. Se basa en tener una bobina moviéndose dentro de un campo magnético (Figura 9.4). Podemos tener una bobina fija y un imán moviéndose junto con la masa o viceversa. El voltaje de salida de la bobina es proporcional a la velocidad relativa de la masa. Para caracterizarlo se definen dos nuevas constantes. Primero la constante generadora (G) relaciona la velocidad relativa de la masa con la salida de la bobina. Tiene unidades de $V/(m/s)$ y valores entre 30-500. La segunda constante es la resistencia de la bobina R_g (Ω)

La señal de la bobina hace todo lo posible por amortiguar el sismómetro. Esto se consigue de una forma sencilla, cargando la bobina de señal con una resistencia. Cuando se genera una corriente en la bobina de señal ésta se opondrá al movimiento de la masa con una fuerza magnética proporcional (Ley de Lenz). La señal de salida es un voltaje proporcional a la velocidad relativa de la masa (\dot{x}), y G . Así, la función de transferencia para el sensor electromagnético es ahora la velocidad de la masa partido el movimiento del terreno y por tanto queda:

$$T(\omega) = \frac{X(\omega)}{U(\omega)} = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + i2\omega\omega_0 h} \quad (9.8)$$

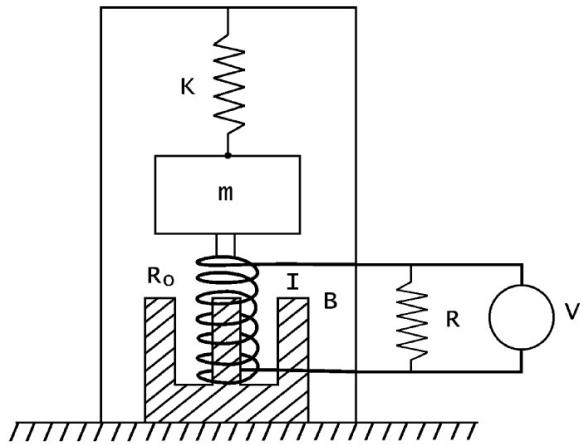


Figura 9.4: Esquema del sismómetro electromagnético.

Las diferencias con el sensor mecánico son los factores G e $i\omega$. En la práctica, la salida del sensor está siempre conectada a una resistencia externa, R_e , para controlar el amortiguamiento y porque los amplificadores tienen una impedancia finita.

9.3. Tipos de sensores y sus parámetros de diseño

Los sensores sísmicos pueden clasificarse de diferentes formas: según su respuesta en frecuencia, Parámetro del movimiento que registran o si requieren alimentación eléctrica o no.

Inicialmente se pueden dividir en dos grandes grupos, activos y pasivos:

1. Sensores pasivos: son aquellos que no requieren alimentación eléctrica. En ellos la masa inercial oscila libremente registrándose su movimiento a través de la variación de alguna magnitud física. En el caso del sismómetro electromagnético a través del flujo magnético que atraviesa la bobina.
2. Sensores activos: requieren de alimentación externa y se basan en el principio de fuerza balanceada. La fuerza externa que hace oscilar la masa se compensa electrónicamente con otra fuerza en sentido contrario de tal forma que la masa permanece prácticamente inmóvil. Esta fuerza se genera a través de una bobina. Midiendo la corriente necesaria

TEMA 9. INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA

que hay que suministrar para generar dicha fuerza tendremos un parámetro linealmente proporcional al movimiento de la masa. Este método de fabricación permite construir sensores con una mayor respuesta frecuencial y más sensibles.

Dentro de cada grupo podemos hacer una subdivisión en función de las bandas de frecuencia que son capaces de registrar (en estas bandas la respuesta del sensor es plana). Así tenemos:

- Sensores de corto periodo: Registra frecuencias entre 1 y 50 Hz.
- Sensores de banda ancha: En este caso debe llegar a frecuencias más bajas de 0.05 Hz o 20 s de periodo. Hay sensores que pueden detectar señales de 360 s.

También se pueden dividir en función del parámetro del movimiento que registren: desplazamiento, velocidad o aceleración del terreno.

Los principales parámetros de diseño que describen a los sensores sísmicos son:

- Respuesta en frecuencia: ésta debe ser plana en la banda de frecuencia indicada. El rango dinámico y sensibilidad dependen de la frecuencia, de manera que el fabricante deberá especificar estos parámetros para diferentes frecuencias.
- Sensibilidad: entendida como la señal más pequeña que puede resolver el equipo. Actualmente está limitada por el ruido electrónico y éste debería estar por debajo de la curva NLNM de Peterson.
- Rango dinámico (dB): razón entre la mayor y menor señal que el sensor es capaz de registrar. Actualmente el límite máximo está en los 155dB.
- Linealidad: se exige, por comodidad, que el sensor se comporte como un sistema lineal. Los sensores pasivos presentan una mayor linealidad que los activos debido a la dificultad de fabricar bobinas que se comporten linealmente. Un buen sensor deberá tener una linealidad mejor que el 1
- Sensibilidad de cruce de ejes: este parámetro solo se refiere a los sensores de tres componentes y hace referencia a la sensibilidad de un sensor en un eje cuando se aplica un movimiento en una dirección perpendicular. Se exige que el valor de cruce de ejes sea menor al 2

- Ganancia: viene dada por la constante generadora, que para sensores de velocidad se expresa en $V/(m/s)$, mientras que para acelerómetros en V/g . La máxima salida deberá ajustarse a la máxima entrada del adquisidor para aprovechar el rango dinámico del sensor.

Otros parámetros para sensores pasivos son:

- Frecuencia natural (Hz)
- Amortiguamiento en circuito abierto.
- Peso de la masa (g)
- Resistencia de la bobina (Ω)
- Resistencia de amortiguamiento crítico (Ω)
- Constante del motor de la bobina de calibración

9.4. Calibración de sensores

La calibración consiste en hacer medidas de los sensores en uso para calcular su sensibilidad, capacidad de detección o linealidad. En general si el fabricante da los parámetros de diseño no es necesario proceder a una calibración pero ciertos sensores, cuando llevan años en uso requieren de una calibración en los casos en que queremos tener una gran precisión en las medidas de amplitud de las señales sísmicas. Existen diversos métodos de calibración (métodos de calibración absolutos):

- a “Shaking table”. Basado en una mesa cuyo movimiento podemos controlar electrónicamente con total precisión. En ella se coloca el sensor y así, midiendo la salida del sensor para un movimiento dado, podemos ir determinando la función respuesta. Estas mesas son caras y difíciles de construir.
- b Usar el suelo como “Shaking table”. Se aprovecha el movimiento permanente del suelo para calibrar. Para esto se requiere de un sensor calibrado, sensor patrón, junto al cual colocamos el que se desea calibrar. Así se obtendrán dos señales para el mismo desplazamiento.
Este método también se aplica para determinar la constante generadora en sismómetros electromagnéticos. Para esto hay que estar muy por encima de la frecuencia propia del sensor

- c Escalón de movimiento. El método se basa en tres pasos: Primero, mover el sensor en la dirección de interés, 1mm por ejemplo. Luego se registra la señal. Finalmente se corrige la señal para el desplazamiento y frecuencia conocido. Así la constante generadora puede corregirse para un factor. Este método funciona bien para sensores banda ancha y geófonos, pero no tanto en los corto periodo. Como el efecto de inclinación contamina la señal, el desplazamiento debe realizarse en un corto periodo de tiempo (aproximadamente 1s). Para generar el movimiento se recurre a Máquinas Milling o balanzas de precisión, siendo esta última la opción más generalizada.
- d Pulso de calibración. Es la práctica más común. Se genera un pulso de calibración aplicando un escalón de corriente a la bobina de calibración, la cual está incluida dentro de muchos sismómetros electromagnéticos junto la de señal. El fabricante debe proporcionar la constante de motor.

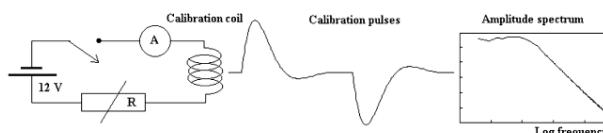


Figura 9.5: Esquema del método del pulso de calibración.

9.5. Redes sísmicas

Estación sísmica

Emplazamiento

Red en función de su uso

Lo ideal:

-Que rodee la zona que queramos estudiar a varias distancias

Figuras: Foto estación. Curvas de ruido. Red sísmica

Tema 10

Métodos de localización de terremotos. Resolución del problema inverso.

Se considera que un terremoto se produce por la ruptura rápida de una parte de la corteza de la Tierra (o manto superior), con un desplazamiento de ambos lados de la fractura y la liberación del esfuerzo elástico acumulado producido por procesos tectónicos, volcánicos o de otra índole (antrópico). El lugar donde se produce el terremoto se conoce como foco y los parámetros que lo definen son aquellos que describen el movimiento de una fractura o falla.

El foco del terremoto es el punto desde donde se irradia la energía en todas direcciones. La localización geográfica y en profundidad de este foco se conoce como hipocentro, mientras que la localización en superficie (sólo coordenadas geográficas) se conoce como epicentro. La localización de un terremoto fue uno de los primeros problemas que se planteó en sismología. Hace 2000 años en China ya tenían artilugios para determinar la dirección de la que venían las ondas sísmicas para cuando se producía un terremoto saber a dónde dirigir la ayuda. Hoy en día conocer la distribución de la sismicidad es fundamental por diversas razones:

- Determinar en un primer momento las zonas de mayor impacto del terremoto.
- Conocer las zonas donde es más probable que se produzcan los terremotos y ser capaz de trazar las fallas existentes.
- En vulcanología para determinar la migración del magma y su posible punto de salida en caso de una erupción.

10.1. Métodos de localización absoluta

Existen diversos métodos de localización. Para empezar los métodos absolutos dan una localización de un terremoto respecto a un sistema de referencia externo y siempre con las limitaciones de la técnica empleada, o la precisión de los modelos de tierra usados. Más adelante veremos las técnicas de localización relativa que se suelen aplicar a grupos de terremotos pero que como su nombre indica no dan localizaciones absolutas respecto a un sistema de referencia externo sino que son relativas a uno o varios terremotos.

10.1.1. Determinación macrosísmica

La primera manera para determinar la localización de un terremoto no requería disponer de aparatos de medida sino que se basaba en analizar la información de los daños en edificios (Michell, 1760). La primera determinación real la hizo Mallet en 1862 usando la orientación de las líneas donde se propagaron las ondas sísmicas mediante observación de la orientación de las roturas en edificios.

La determinación macrosísmica se basa en la observación de los efectos del terremoto en edificios y el suelo. Para ello se realiza un mapa de intensidades en función a los daños. Se trazan isolíneas de igual intensidad que permiten delimitar el epicentro del terremoto como se muestra en la figura. Incluso se puede estimar la profundidad del terremoto analizando la separación entre isolíneas. Esta técnica se usa hoy en día para localizar terremotos históricos,

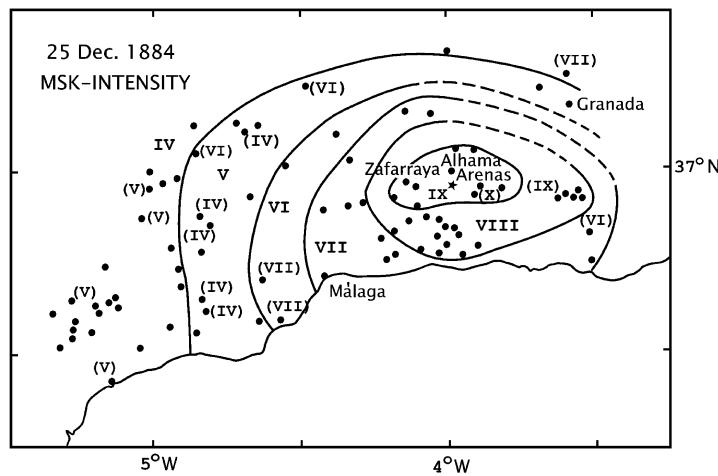


Figura 10.1: Ejemplo del método macrosísmico aplicado al terremoto del 25 de Diciembre de 1884 en Andalucía (de Udías 1999)

lo cual es muy importante para confeccionar mapas de peligrosidad sísmica. De todas formas hay que tener en cuenta que el punto obtenido es aquel de mayor daño que no siempre tiene que coincidir con el epicentro exacto debido a factores locales.

10.1.2. Método gráfico

Este método se basa en la determinación de los tiempos de llegada de las ondas P y S observadas en estaciones sísmicas alrededor del epicentro y para distancias cortas, normalmente menores de 1000 km. Si tenemos N sismómetros ($N > 3$) medimos el tiempo de llegada de las ondas P y S en cada estación i , t_i^P y t_i^S . Se necesita tener tablas o curvas teóricas del tiempo frente a distancia de estas ondas (Figura 10.2a) para la zona de estudio. Se determina el intervalo entre la llegada de la onda P y S ($\delta t = t_i^S - t_i^P$) el cuál se corresponde con una distancia Δ_i . Ahora se usan estas distancias en un mapa como el radio de círculos desde la posición de las estaciones. Si no hay errores, los círculos se cruzaran en el epicentro, aunque normalmente esto no ocurre y siempre queda un pequeño área de cruce que puede definir el error del método. Con las tablas/curvas adecuadas se puede incluso determinar la profundidad del terremoto, ajustando para cada profundidad (20, 40, 60,... km) aunque con una precisión mucho más pobre que en la horizontal. Para obtener el epicentro es necesario tener 3 estaciones como mínimo, y para la profundidad 4, ya que al menos hay que tener tantas observaciones como parámetros a calcular.

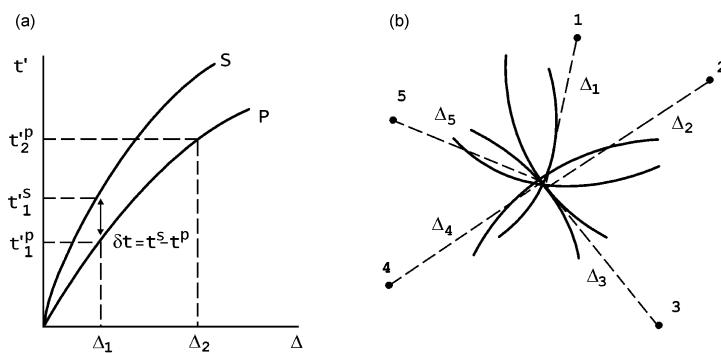


Figura 10.2: Método gráfico. a) curvas teóricas de tiempos. b) Aplicación del método mediante circunferencias desde 5 estaciones sísmicas (de Udías 1999).

10.1.3. Método numérico

La base de la teoría de los métodos numéricos para la determinación del hypocentro se desarrollaron a principios del s.XX por Geiger (1910) e Inglada (1928) aunque su aplicación no fue posible hasta el desarrollo de los ordenadores en los años 60.

La base del método consiste en la linealización de las ecuaciones que relacionan los tiempos de llegada con la posición mediante mínimos cuadrados. Hay muchísimos algoritmos aunque uno de los más conocidos es el Hypo71 por Lee y Lahr (1971).

Los tiempos de llegada de las ondas t_i se observan en N estaciones ($N > 4$) con coordenadas geográficas ϕ_i y λ_i , latitud y longitud respectivamente. Estos tiempos de llegada se pueden considerar como funciones no lineales de estas coordenadas de estaciones y de los parámetros focales (Coordenadas, profundidad y tiempo origen) ϕ_0, λ_0, h y t_0 y de la distribución de velocidades del interior de la Tierra (modelo de Tierra). El problema se puede linealizar usando desarrollo de Taylor a partir de unos valores iniciales de parámetros focales ϕ'_0, λ'_0, h' y t'_0 que sean suficientemente cercanos de los reales:

$$t_i = t'_i + \frac{\partial t_i}{\partial \phi} \delta\phi + \frac{\partial t_i}{\partial \lambda} \delta\lambda + \frac{\partial t_i}{\partial h} \delta h; \quad i = 1, \dots, N \quad (10.1)$$

donde t'_i son los tiempos de llegada en cada estación i calculados a partir de las soluciones iniciales ϕ'_0, λ'_0, h' y t'_0 . El residuo sería el tiempo observado menos el calculado con las soluciones iniciales:

$$r_i = t_i - t'_i; \quad i = 1, \dots, N \quad (10.2)$$

Sustituyendo y comprimiendo las derivadas parciales en la matriz A_{ij} para cada i estación y j parámetro (ϕ', λ', h y t):

$$r_i = A_{ij} \delta x_j; \quad i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, 4 \quad (10.3)$$

En notación matricial quedaría

$$\mathbf{r} = \mathbf{A} \delta \mathbf{x}; \quad (10.4)$$

La matriz \mathbf{A} ($N \times 4$) es la matriz de derivadas parciales respecto a cada coordenada epicentral, profundidad y tiempo origen. Las 4 componentes del vector $\delta \mathbf{x}$ son los incrementos en cada una de los 4 parámetros focales que son las incógnitas del problema. El método es iterativo. Se empieza variando los valores iniciales de los parámetros focales resolviendo la ecuación anterior que nos da nuevos valores que se vuelven a usar en la ecuación iterativamente hasta que el incremento se vuelve lo bastante pequeño (del orden del error de

la observación). Como el problema está sobre determinado con N ecuaciones y 4 incógnitas - si por ej., tenemos 4 estaciones con 2 fases observadas, P y S, tendríamos 8 ecuaciones – el problema se resuelve mediante mínimos cuadrados donde se busca minimizar la suma cuadrática de los residuos (ver último apartado del tema)

10.2. Métodos de localización relativos

En la determinación de los hipocentros de terremotos locales generalmente se usa un modelo unidimensional de velocidad que consiste en varias capas plano-paralelas homogéneas de diferente espesor y velocidad. Pero la estructura real de la Tierra es mucho más compleja y tiene también heterogeneidades laterales de manera que al aproximarla mediante un modelo 1D inevitablemente se están introduciendo errores en el proceso de localización. Esos errores asociados a los modelos 1D de velocidad pueden proceder de desviaciones del modelo en la zona próxima al hipocentro, en la zona cercana a la estación de registro o bien desviaciones a lo largo de los caminos de propagación de los rayos. Mediante la localización individual de los eventos no es posible discriminar entre estos tres efectos.

Las técnicas de localización conjunta de eventos permiten mejorar las localizaciones relativas entre eventos cercanos incluso cuando los tiempos de llegada están sesgados por los efectos debidos a heterogeneidades en el modelo de velocidad. Dentro de estas técnicas se incluyen la determinación conjunta de hipocentros o JHD, el método del evento maestro y el método de la doble-diferencia o DD. La existencia de terremotos con formas de onda similares por tener su origen en una zona fuente común se ha aprovechado para determinar con mayor precisión las diferencias entre los tiempos de llegada de los eventos a las diferentes estaciones, que posteriormente pueden emplearse para obtener localizaciones relativas precisas entre eventos.

Con estos métodos se consigue disminuir el error producido por el desconocimiento de las heterogeneidades del terreno

10.2.1. Correcciones por términos de estación y JHD

En el caso de series sísmicas, para cada terremoto y en cada estación, el efecto de la desviación del modelo en la zona hipocentral será el mismo debido a la proximidad espacial entre los eventos, pudiendo, por ese motivo, ignorarse. Los otros dos efectos, que reflejan tanto los cambios en velocidad en torno a la estación como los cambios laterales en velocidad a lo largo de los distintos caminos, pueden unificarse en un solo término, denominado corre-

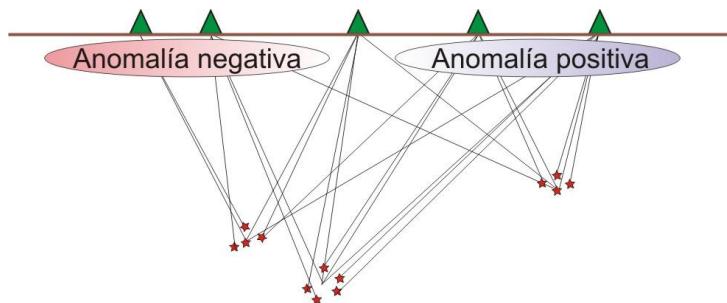


Figura 10.3: Ejemplo de posibles anomalías con varios conjuntos de terremotos.

ción de estación. Las diferencias de este término entre eventos agrupados en distintas zonas reflejan heterogeneidades en el modelo de velocidades (Figura 10.3).

Para determinar estos términos de estación y la localización se requiere por tanto de conjuntos de eventos y para ello hay diversas técnicas entre las que destaca la determinación conjunta de hipocentros (JHD) propuesta por Douglas (1967).

La localización conjunta de hipocentros no tiene una única solución debido a la interrelación entre los tiempos origen y las correcciones para cada estación. Por lo tanto se debe imponer una solución inicial

El problema consiste en determinar N correcciones de estación y los hipocentros de M terremotos registrados en todas las estaciones. Suponiendo que se aplica a las fases P (aunque se puede aplicar a tantas como se quiera) tendríamos N ecuaciones para cada terremoto j y cada ecuación de este terremoto para cada estación i quedaría:

$$r_{ij} = \delta T_j + \frac{\partial t_i}{\partial \phi} \delta \phi_j + \frac{\partial t_i}{\partial \lambda} \delta \lambda_j + \frac{\partial t_i}{\partial h} \delta h_j + \delta s_i; \quad i = 1, \dots, N; j = 1, \dots, M \quad (10.5)$$

donde r es el residuo temporal tal que:

$$r_{ij} = t_{ij}^o - t_{ij} = t_{ij}^o - (\tau_{ij} + s_i) \quad (10.6)$$

En este caso t_{ij}^o es el tiempo observado, t_{ij} es el tiempo calculado, y son las estimaciones iniciales de tiempo origen y coordenadas. τ_{ij} es el tiempo de viaje desde el terremoto j hasta la estación i y s_i la corrección de cada estación. Este caso es similar al método numérico para la localización de un terremoto aunque ahora la matriz A_{ij} es mayor y se obtienen a la vez los cuatro parámetros (latitud, longitud, profundidad y tiempo origen) de los M terremotos así como los valores de corrección s para cada estación.

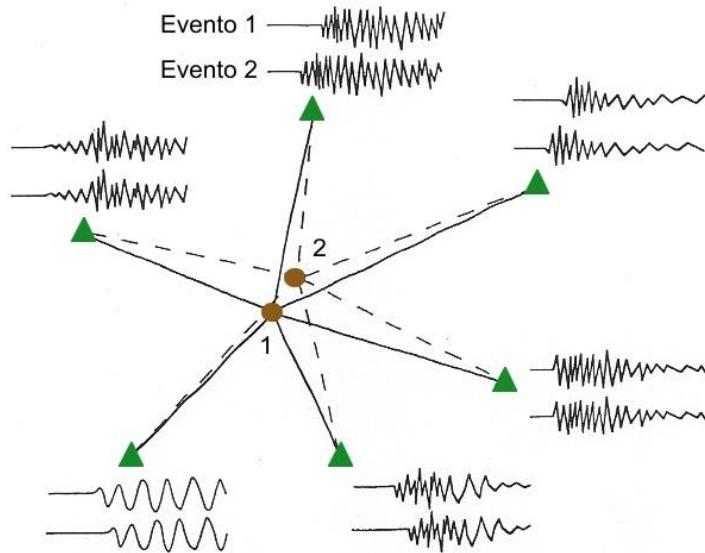


Figura 10.4: Eventos similares vistos desde distintas estaciones sísmicas.

10.2.2. Método del evento maestro

Los terremotos que presentan formas de onda similares en las distintas estaciones de registro reciben el nombre de multipletes. La semejanza de los sismogramas de estos multipletes se debe a que los terremotos se generan en una zona fuente común y presentan un mecanismo focal muy similar (Geller y Mueller, 1980), y por tanto, el patrón de radiación de la fuente y el camino de propagación a través de las heterogeneidades de la Tierra es el mismo para todos los eventos a cada una de las estaciones.

La alta similitud entre las formas de onda puede aprovecharse para obtener tiempos relativos precisos de las ondas P y S entre diferentes eventos mediante un análisis de correlación de las respectivas formas de onda, en el dominio del tiempo o de frecuencia. Si suponemos un evento bien localizado podemos calcular las diferencias de tiempo de las fases sísmicas con los otros eventos para cada estación haciendo así una localización relativa al evento maestro.

Asumiendo que la separación hipocentral entre maestro y esclavo es pequeña comparada con la distancia evento-estación, todos los caminos del rayo entre el volumen de la fuente y un receptor común son similares y abandonan la fuente prácticamente paralelos los unos a los otros (Figura 10.5). En ese caso, las diferencias entre los tiempos de viaje entre maestro y esclavo dependen linealmente de la separación espacial entre sus hipocentros y puede expresarse mediante la diferencia en el tiempo origen y la proyección del

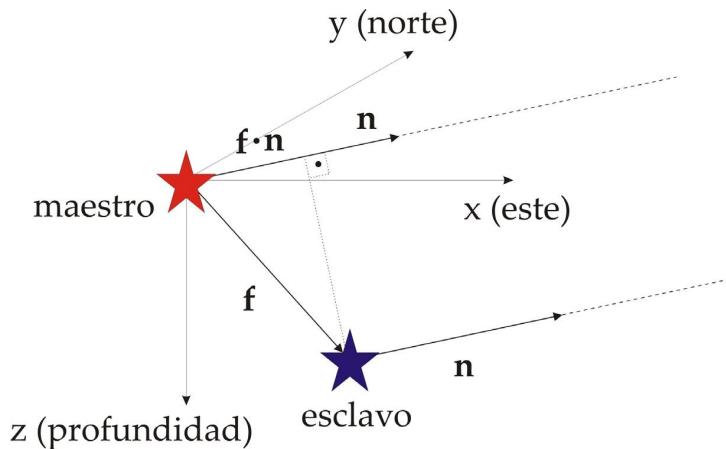


Figura 10.5: Esquema del método de evento maestro. Se muestra la dirección de la estación (**n**). Se muestra la diferencia de distancia entre el maestro y el esclavo.

vector de relocalización **f** en la dirección **n** del rayo que abandona el foco mediante la ecuación :

$$\Delta t = \Delta T_0 - \frac{\mathbf{f} \cdot \mathbf{n}}{v} \quad (10.7)$$

Si lo desglosamos para la onda P:

$$\delta t_{ij}^P = \Delta T_0 - \frac{n_{ij}^x}{v_P} \Delta x - \frac{n_{ij}^y}{v_P} \Delta y - \frac{n_{ij}^z}{v_P} \Delta z \quad (10.8)$$

Tendríamos una diferencia para cada evento j en cada estación i. Esto se puede poner como una ecuación matricial de manera similar a la localización numérica absoluta, y además se podría resolver cada terremoto por separado.

10.2.3. Método de las dobles diferencias

El algoritmo de localización de la doble diferencia (Waldhauser y Ellsworth, 2000) permite localizar simultáneamente un gran número de eventos dispersos en el espacio minimizando las diferencias de los residuos de los tiempos de viaje (también llamadas dobles diferencias) para parejas de terremotos a una determinada estación mediante el ajuste del vector diferencia entre sus hipocentros. Se parte de un conjunto de eventos previamente localizados con un método tradicional a partir de un modelo de velocidad unidimensional. Estas localizaciones contienen errores debidos a heterogeneidades no modeladas de la estructura en velocidad que aplicando el algoritmo de la doble

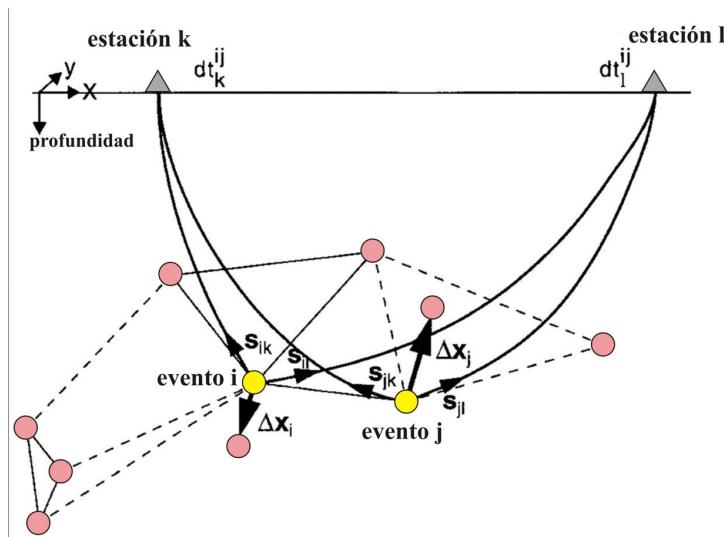


Figura 10.6: Esquema del método de las dobles diferencias. En amarillo los eventos i y j y las diferencias con el resto de eventos. Los triángulos muestran las estaciones.

diferencia son eliminadas, mejorándose con ello la localización relativa de los eventos. Para ello se requiere que la distancia entre eventos sea mucho menor que la distancia evento – estación.

Como vimos más arriba para localizar un evento individual i para un tiempo observado en la estación k hacemos un desarrollo de Taylor:

$$r_k^i = \Delta t_k^i = (t^{obs} - t^{cal})_k^i = \frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i + s_k^i \quad (10.9)$$

siendo s_k^i la corrección por anomalía del camino entre el evento i y la estación k . El vector $\Delta \mathbf{m}$ contiene los cambios en los parámetros hipocentrales (x, y, z) y en el tiempo origen. Si hayamos la diferencia de residuo entre dos eventos i y j .

$$dr_k^{ij} = \Delta t_k^i - \Delta t_k^j = \frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i + s_k^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j - s_k^j \quad (10.10)$$

Donde dr_k^{ij} es el residuo entre las diferencias de tiempos de viaje observados y calculados para cada pareja de eventos. Si ambos eventos están suficientemente próximos entre sí podemos decir que $s_k^i = s_k^j$ y por tanto las anomalías se cancelan:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j \quad (10.11)$$

Combinando las ecuaciones para un grupo de eventos podemos obtener una ecuación matricial de similar manera que en los otros métodos:

$$\mathbf{G} \cdot \Delta\mathbf{m} = \mathbf{d} \quad (10.12)$$

donde \mathbf{G} es la matriz de derivadas parciales de tamaño $M \times 4N$ (M el número de dobles diferencias y N de eventos).

La ventaja que tiene el método es que permite introducir diferencias obtenidas de los picados del catálogo o mediante correlación cruzada de las formas de ondas de cada par de eventos. Cuando el conjunto de eventos crece el número de diferencias crece cuadráticamente con lo que unos pocos miles de terremotos pueden resultar en millones de diferencias. Por ello requiere de métodos más computacionalmente adecuados para el cálculo de la solución.

10.3. Resolución del problema inverso

La relación entre las observaciones y los modelos teóricos puede estudiarse de dos maneras: mediante el problema directo o mediante el problema inverso.

El problema directo se refiere a la determinación de los desplazamientos a partir de modelos teóricos asumidos a priori. Se obtienen los desplazamientos teóricos que se comparan con las observaciones y si coinciden se considera bueno el modelo.

El problema inverso consiste en obtener los parámetros a partir de las observaciones. Son de más complicada solución que el directo debido a los

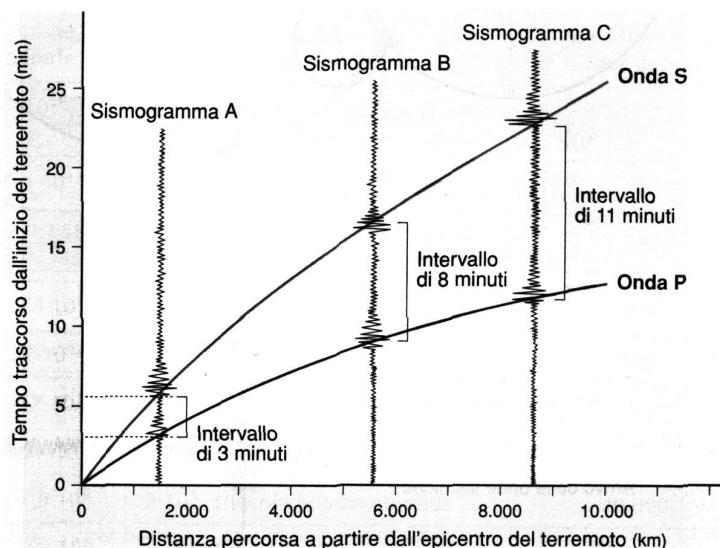


Figura 10.7: Ejemplo de domocrona

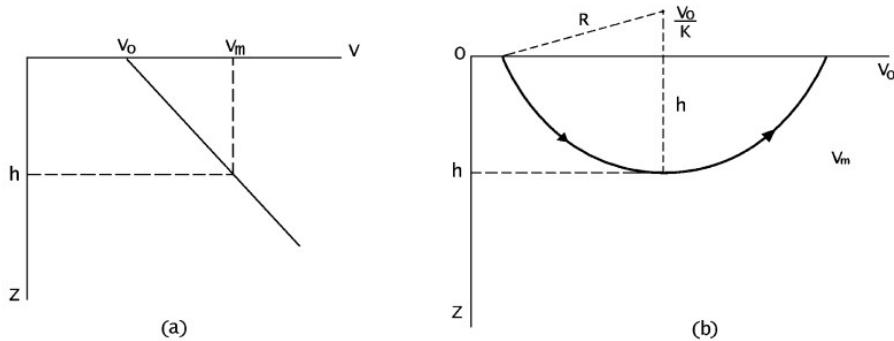


Figura 10.8: a) Modelo de velocidades.b) Trayectoria del rayo en un medio estratificado desde el terremoto a la estación.

errores en las observaciones. Dentro de los posibles parámetros obtenibles se encuentra la velocidad de las ondas y el mecanismo focal de los terremotos.

Mediante el uso de una red regional es posible obtener un modelo de velocidades para una determinada región resolviendo el problema inverso. Para ello, en lugar de obtener las coordenadas se obtendrá la distribución de velocidades a través de las domocrónicas o curvas de tiempo de llegada. Esto es conocido como uno de los clásicos problemas inversos de la sismología.

La domocrona se obtiene para una determinada fase sísmica al dibujar la curva del tiempo que tarda en llegar la onda frente a la distancia de la estación donde llega. Como ejemplo en la figura se representan las curvas para la onda P y S de un terremoto. Cuantos más terremotos y estaciones con más precisión se obtendrá la domocrona (Figura 10.7).

La ecuación de Herglotz-Wiechert relaciona la velocidad con la profundidad a la que da la vuelta el rayo para una estación a distancia epicentral x (Figura 10.8. En el caso de redes regionales la distancia epicentral es menor de 1000 km y el modelo de velocidades se puede aproximar a capas planoparalelas. Entonces la ecuación es:

$$z_1 = \frac{1}{\pi} \int_o^{x_1} \cosh^{-1} \left(\frac{v_1}{v_p} \right) dx \quad (10.13)$$

donde x_1 es la distancia en horizontal que recorre el rayo hasta la estación en la que el rayo gira a una profundidad de z_1 y cuya velocidad en ese punto es v_1 . Se puede obtener la distribución de velocidades de la curvas de tiempo. La metodología es la siguiente:

- La velocidad v_1 a la que el rayo gira hacia arriba se puede obtener de

TEMA 10. MÉTODOS DE LOCALIZACIÓN

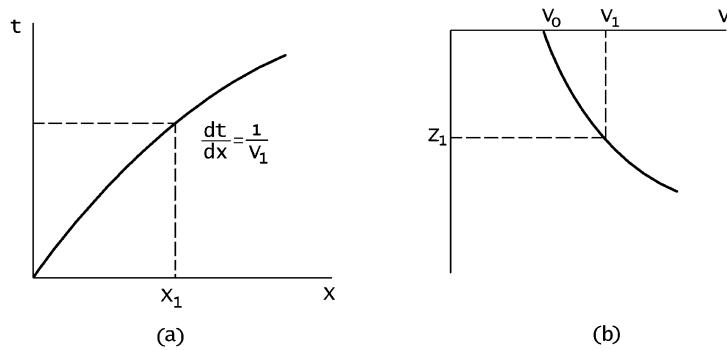


Figura 10.9: Curva domocrona (derecha) y modelo de velocidades. Los puntos coincidentes corresponden al cálculo de v .

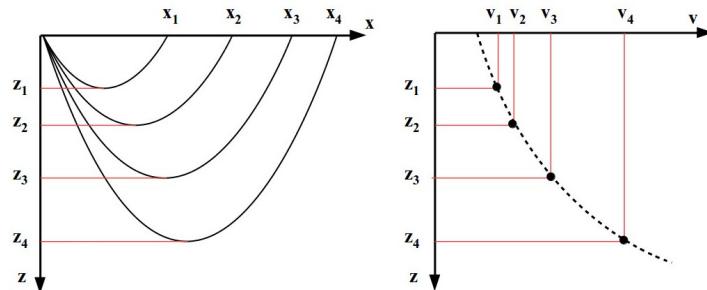


Figura 10.10: Cálculo de la velocidad para cada curva trayectoria correspondiente a cada x_i y z_i

la tangente de la domocrona en ese punto: $dt/dx = 1/v_1$ como se ve en la Figura 10.9.

- La función de la velocidad v_p se obtiene de la tangente de $t(x)$ en cada punto x desde $x = 0$ hasta $x = x_1$.
- Con esto ya se puede calcular la integral para obtener z_1 de manera numérica resolviendo la ecuación 10.13.
- Con esto obtenemos cada par de puntos v y z que definen la curva $v(z)$. como se ve en la Figura 10.10.

Este método es válido para domocronas bien conocidas en todo el rango de distancias x y que la variación sea un gradiente monótono decreciente. Si hay cambios de velocidades con discontinuidades o capas de baja velocidad se complica aunque se puede obtener la distribución de $v(z)$ en esos casos.

Además habitualmente sólo se conocen algunos puntos de $t(x)$ y el resto hay que interpolarlo debido al limitado número de estaciones.

10.4. Inversa generalizada

En general un proceso físico que sea descrito por un modelo matemático \mathbf{G} para un conjunto de parámetros \mathbf{m} da lugar a un conjunto de datos \mathbf{d} de esta forma:

$$\mathbf{G} \cdot \mathbf{m} = \mathbf{d} \quad (10.14)$$

Esto es equivalente a todos los sistemas de ecuaciones que obteníamos en los distintos métodos de localización vistos en los apartados anteriores. El número de observaciones es N (dimensión de \mathbf{d}) y el número de parámetros es M (dimensión de \mathbf{m}). Al ser ecuación lineal \mathbf{G} es de dimensión $N \times M$. Si $N = M$ entonces la solución sería directamente

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1} \cdot \mathbf{d} \quad (10.15)$$

Sin embargo esto nunca ocurre en sismología debido a que las observaciones tienen errores y el modelo no es exacto. Por lo tanto para resolver el problema necesitamos un sistema de ecuaciones sobre determinado ($N > M$) para encontrar una buena solución. Por lo tanto ya no existe la inversa de \mathbf{G} al no ser cuadrada. Para resolver el problema aplicamos un ajuste lineal por mínimos cuadrados de modo que los parámetros que obtengamos sean aquellos que mejor se ajusten a las observaciones.

Para ello debemos buscar el ajuste en que los residuos sean mínimos. En particular minimizamos la expresión del error cuadrático medio:

$$E^2 = \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \left(d_i - \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \right)^2 \quad (10.16)$$

El resultado de operar esto es

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \cdot \mathbf{d} \quad (10.17)$$

Ahora $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$ sí es una matriz cuadrada de dimensión $M \times N$. El resultado es la inversa generalizada.

Sin embargo puede ocurrir que no todas las filas de \mathbf{G} sean linealmente independientes y por tanto la inversa sea cero y no se pueda hallar solución

TEMA 10. MÉTODOS DE LOCALIZACIÓN

a este problema. Entonces la matriz \mathbf{G} tiene que ser factorizada en otras tres matrices:

$$\mathbf{G} = \mathbf{U}\Lambda\mathbf{V}^T \quad (10.18)$$

donde Λ es la matriz diagonal formada por las raíces cuadradas de los valores propios de $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$, \mathbf{V} es una matriz formada por los vectores propios de $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ y \mathbf{U} es una matriz formada por los vectores propios de $\mathbf{G}\mathbf{G}^T$. Por lo tanto la inversa de \mathbf{G} sería:

$$\mathbf{G}^{-1} = \mathbf{U}^T\Lambda^{-1}\mathbf{V} \quad (10.19)$$

y la solución al problema sería:

$$\mathbf{m} = \mathbf{U}^T\Lambda^{-1}\mathbf{V}\mathbf{d} \quad (10.20)$$

Tema 11

Antenas sísmicas. Método de localización con antenas sísmicas.

Una antena sísmica es un instrumento formado por numerosos sismómetros con el fin de mejorar la detectabilidad sísmica. La idea de antena sísmica surgió de las técnicas de radioastronomía, radar y sonar en los años 60 para mejorar la relación señal-ruido de la instrumentación. Una de las primeras aplicaciones fue la detección de explosiones nucleares durante la guerra fría por parte de la IMS y de la organización de detección de test nucleares (CTBTO), y de hecho todavía hoy en día la organización cuenta con numerosas antenas.

Pronto su uso se extendió a la mejora en la localización de microsismicidad así como en la localización de señales continuas de origen volcánico como el tremor y que hasta ese momento eran imposibles de localizar.

11.1. Antenas Sísmicas

Una antena sísmica (o array) está formada por un numeroso conjunto de sismómetros distribuidos en una superficie reducida, plana y lo más homogénea posible según una configuración que puede ser ordenada o aleatoria. Estos sismómetros deben tener características instrumentales conocidas y parecidas, además el muestreo debe ser sincronizado.

Como se ha comentado en los ambientes volcánicos aparecen una serie de señales sísmicas (asociadas a movimiento de fluidos) que no pueden ser localizadas siguiendo los procedimientos de las redes clásicas. Las antenas, y sus técnicas de análisis, permiten entre otros estudios la determinación y

seguimiento espacio-temporal de este tipo de señales.

Las antenas presentan ciertas ventajas frente a las redes sísmicas convencionales cuando son aplicadas a ambientes volcánicos. Requieren una superficie de despliegue mucho menor lo que implica un mantenimiento más sencillo al estar concentrada en un área pequeña.

En resumen las características de los arrays serían:

- Sensores sincronizados: necesario para el análisis de comparación de trazas
- Características comunes: A ser posible los sensores deben ser iguales (tipo e incluso modelo y marca) para que sea más sencillo su análisis
- Zona de instalación homogénea para evitar efectos de sitio diferentes entre sensores
- Configuración: La distribución y distancia de los sensores debe hacerse en función del tipo de señal a estudiar ya que de esto depende la detectabilidad del array a ciertas frecuencias.
- Debe ser tal que el campo de ondas de las señales sea coherente al atravesar el array y no así el ruido sísmico

Los elementos que componen un array incluyen sensores (al menos 9), cableado, uno o varios digitalizadores comunes o sincronizados con una precisión mejor que 1 ms, sistema de alimentación y comunicaciones. Además se debe realizar un posicionamiento preciso de los sensores con una precisión de al menos 10 cm. Para ello se usan técnicas geodésicas (GPS dinámico, estaciones totales, ...)

Las técnicas de análisis proporcionan la velocidad aparente, velocidad horizontal con la que el frente de ondas atraviesa la antena, y el azimut epicentro-antena que cuando se combinan con las lecturas P y S y el trazado del rayo es posible determinar el foco. Para las señales propias del ambiente volcánico que no presentan llegadas claras una sola antena solo proporciona información acerca de la dirección de la fuente. Es necesario combinar dos antenas para poder determinar la zona epicentral.

- ϕ azimut (0-360°) con que se propaga el frente de ondas respecto al norte geográfico en el centro geométrico del array.
- r_i ,distancia geométrica de cada elemento respecto al centro del array.

- i ángulo de incidencia ($0-90^\circ$) es el ángulo que forma la dirección de propagación del frente de ondas respecto a la vertical (hacia abajo) en el centro geométrico del array
- V_{ap} , módulo de la velocidad aparente, es la velocidad en km/s con que el frente de ondas con vector velocidad \mathbf{V} (velocidad de P ó S o la correspondiente fase que se estudie) “barre” la superficie,

$$V_{ap} = \frac{d}{t_2 - t_1} = \frac{V}{\sin i} \quad (11.1)$$

- S , lentitud (módulo) (“slowness” en literatura inglesa) es el inverso del módulo de la velocidad aparente $S = 1/V_{ap}$, en s/Km, se puede expresar también en $s/^{\circ}$, usando el radio de la Tierra, a través de la relación que define el parámetro del rayo.
- t_i , tiempo con que el frente de ondas de la fase sísmica pasa por la estación i
- τ_i desfase desde que el frente de ondas pasa entre la estación i y el centro del array. Puede ser positivo ó negativo.

la velocidad aparente V_{ap} , toma valores desde V cuando el rayo viaja horizontal hasta infinito en caso de que el rayo venga vertical. En este caso el frente de onda llega a todas las estaciones a la vez.

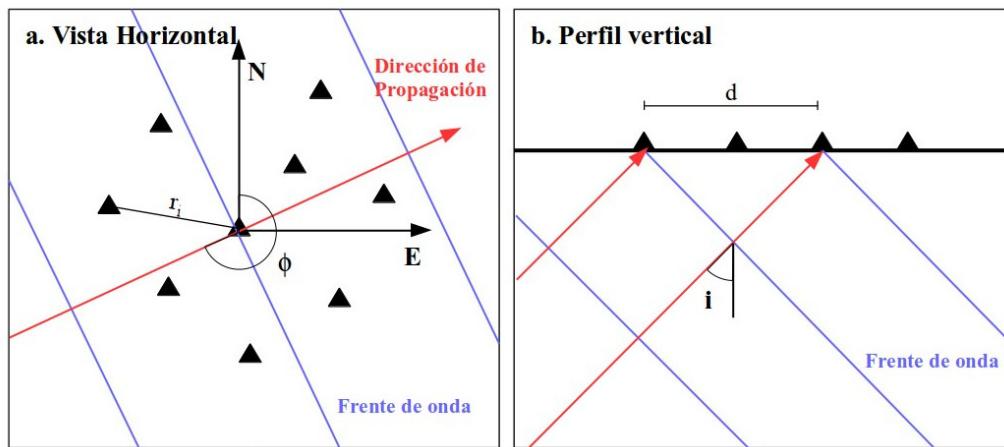


Figura 11.1: Vista horizontal (a) y vertical (b) e un array con el frente de onda (azul) y dirección de propagación de la onda (roja) marcado.

Supongamos que tenemos un array sísmico constituido por N sismómetros situados sobre un medio homogéneo en las posiciones r_j respecto a un cierto sistema de referencia con los ejes X,Y en las direcciones este y norte respectivamente

Para poder aplicar técnicas de array hay que hacer varias hipótesis, primera que la señal a analizar esta compuesta de ondas planas y que el ruido de la señal es aleatorio.

11.2. Parámetros de diseño

Para la configuración de un array tenemos que tener en cuenta dos parámetros D y d . El diámetro del array o apertura D debe de ser tan grande como la longitud de onda más larga que nos interese estudiar.

Mirando desde cualquier dirección, tiene que haber estaciones tan próximas entre sí como la mitad de onda de interés más corta, para evitar el aliasing espacial. Dado un número fijo de sensores, se debe llegar a un compromiso entre la apertura del array D y el espaciado d , dependiendo del tipo de señal que deseemos registrar. Podemos adoptar como criterio para el diseño de arrays la relación $D > \lambda > 2d$ que nos fija aproximadamente las longitudes de onda para las que es adecuada una cierta configuración. Así, por ejemplo, un array lineal de 11 sensores situados cada 50 m registrará con propiedad un rango aproximado de longitudes de onda entre 0.1 y 1 km (siempre que incidan longitudinalmente al dispositivo). Si la frecuencia es del orden de 2 Hz (que son las frecuencias típicas en el campo de la sismología volcánica), esto equivale a velocidades aparentes entre 0.2 y 2 km/s.

Además hay que tener en cuenta la geometría. Esta se elige en función de la localización de las señales. Existen arrays lineales específicos para estudios de falla, arrays circulares, en forma de media luna etc.. Además también existen arrays tridimensionales aunque esto es menos común. Respecto al espaciado entre sensores hay teorías que indican que es mejor que la separación no sea homogénea para que haya más abundancia de diferencias espaciales y temporales) del frente de onda.

Para entender completamente la influencia de la geometría de la antena se debe estudiar la función de transferencia de la misma. Esta se define como sigue:

$$H_b(k) = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} e^{ir_j(k_t - k)} \quad (11.2)$$

donde k y k_t son el número de ondas variable y el real respectivamente, r_j es el vector posición de cada elemento de la antena y N el número total de

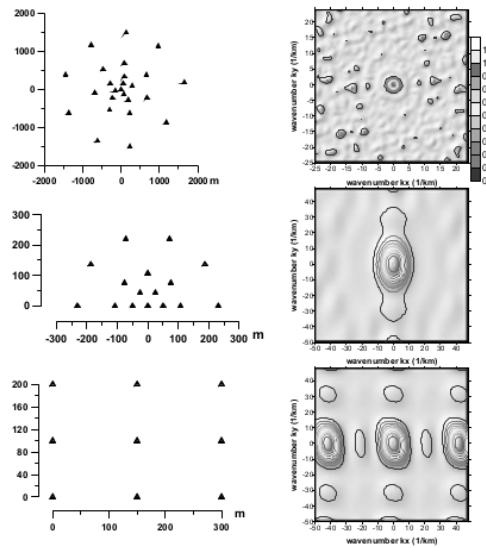


Figura 11.2: A la izquierda distintas distribuciones espaciales de sensores de un array. A la derecha la función de transferencia en cada caso (ejes en lentitud).

ellos. La Figura 11.2 muestra la función de transferencia para varios tipos de arrays en función de su distribución. Esta función representa la resolución mínima que pueden dar el array. A mayor apertura mayor resolución. La presencia de lóbulos laterales es un efecto negativo que se produce debido al aliasing espacial que induce la distribución geométrica de estaciones a la misma distancia.

La Figura 11.3 muestra la función de transferencia para el mismo array en tres frecuencias distintas. Cuanto mayor es la frecuencia más concreta es la función de transferencia.

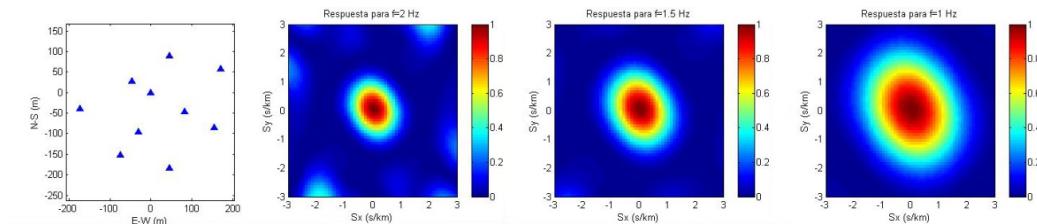


Figura 11.3: Funciones de transferencia para distintas frecuencias y la distribución del array de la izquierda.

11.3. Métodos de calibración

Lo que queremos conseguir en una calibración de un array es saber las desviaciones en azimut y lentitud ("slowness") que se producen en la trayectoria de un rayo por la influencia del terreno que está justamente debajo del array. Para ello se suelen utilizar telesismos de forma que consideramos que toda la trayectoria del rayo que viaja por el manto es uniforme y que además como la incidencia del rayo es vertical, por lo que las posibles desviaciones que encontraremos serán debido a las heterogeneidades locales de la superficie por debajo del array.

Si este mismo estudio se hace con un experimento de fuente sísmica activa, como puede ser los disparos de aire comprimido que se realizan para hacer una tomografía sísmica, no podremos separar tan fácilmente las anomalías locales propias de la estructura de debajo del array con las anomalías regionales que obtenemos al no ser tan vertical la trayectoria del rayo.

Para realizar la calibración con los telesismos tenemos que tener un conjunto de telesismos que cubran bien los diferentes azimutes de donde pueden venir los eventos.

11.4. Métodos de localización con arrays

Las antenas sísmicas nos permiten localizar cualquier tipo de señal sísmica siempre que esté dentro del rango detectable por la distribución y tipo de sensor.

11.4.1. Determinación de los retrasos de la señal entre estaciones

Este método requiere que haya una señal conocida. Si suponemos que a nuestro array está llegando un frente de onda podemos determinar los retrasos relativos entre las estaciones del array y ajustar un frente de onda para determinar el vector lentitud aparente. Para determinar los retrasos de la señal entre las estaciones del array se pueden usar varios métodos. Si la señal es suficientemente fuerte se puede observar de forma visual aunque lo normal es aprovechar que las formas de onda son muy similares debido a que el frente de onda está colimado al atravesar el array. En este caso se pueden obtener las diferencias temporales mediante correlación cruzada de las formas de onda.

Con estas diferencias aplicando a la Ecuación 11.1 se podría obtener el valor de la velocidad aparente y su dirección.

11.4.2. Estimación de la señal óptima

Si no tenemos claro si está llegando una señal, se puede utilizar el array como si fuera un radar para buscar posibles señales. Para ello, primero calculamos la relación señal ruido de la señal y si esta supera un cierto umbral podemos decir que se ha detectado una señal procedente de una cierta relación y con una velocidad aparente. Mediante una serie de filtros podemos focalizar la señal que nos interese. Existen varios métodos para focalizar una señal, entre los más destacados está el método de producción de haz (beam-forming).

Considerando que el ruido de las estaciones es aleatorio, la relación de señal a ruido de una señal sísmica puede mejorarse sumando las señales de cada estación en la matriz una vez que hemos corregido el retraso relativo entre estaciones , esto es teniendo un vector de lentitud dado. De esta manera la señal sísmica coherente se verá reforzada y el ruido supuestamente incoherente cancelará.

El "Beam"formado puede entonces ser utilizado para detectar las señales que de otro modo no podrían haber sido detectada en una sola estación. Sin embargo, en el ejemplo anterior los retrasos de las diferentes trazas se calcularon a partir de una lentitud aparente conocida. El problema que tenemos es el contrario , es como detectamos la señal de nuestros datos. Para resolverlo , lo que hacemos es imponer que la fuente viene de una serie de direcciones y vemos en que caso se nos ajusta mejor. En la práctica , lo que primero se hace es filtrar la señal en una banda de frecuencia para tener mejor correlación entre señales y luego se hace un mallado en el plano se slowness, por ej. $S_x[-2, 2]$ y $S_y[-2, 2]$ con un paso de por ej. 0.1 s/m. A continuación vamos imponiendo que la solución viene de los distintos puntos del mallado y vemos como se ajusta. Representamos las isolíneas de la potencia de cada posible ajuste, quedándonos con el valor del máximo.

11.4.3. Espectro frecuencia-número de onda f-k

Como hemos dicho un array es un conjunto de sensores que están distribuidos en una superficie determinada ala que llegan señales que dependen del tiempo, esto es el campo de velocidad del suelo depende de x y de t . En lugar del campo de velocidad del suelo $u(r, t)$, este método estudia un campo de ondas planas de frecuencia f y número de onda k cuya amplitud y fase vienen dadas por el espectro f-k, $U(f, k)$, que no es más que el resultado natural de la extensión de la transformada de Fourier en el tiempo a las coordenadas

espaciales:

$$U(\mathbf{k}, f) = \iint u(\mathbf{r}, t) e^{i(2\pi f t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} d\mathbf{r} dt \quad (11.3)$$

Si conseguimos calcular el espectro de potencia f-k, entonces simplemente se trata de encontrar sus máximos. Cada uno representará una componente predominante del campo de ondas registrado, caracterizada por la frecuencia $f_{máx}$ y el número de onda $k_{máx}$. Es decir, podremos conocer para cada intervalo de frecuencia la dirección de la que procede la señal y la velocidad aparente con la que se propaga.

Tema 12

Análisis e interpretación de señales sísmicas con técnicas espectrales.

Antes de los años 70, en sismología sólo se podían analizar datos analógicos, sismogramas dibujados en un papel. Con esto se tenía la velocidad de movimiento del terreno en la estación en todo momento pudiendo detectar distintos eventos sísmicos. Esto permitía localizar terremotos analizar la estructura de la Tierra etc. Ya se conocía que el contenido en frecuencia de las señales sísmicas era importante ya que permitía diferenciar terremotos locales de regionales, señales volcánicas unas de las otras o incluso señales antrópicas de naturales, sin embargo no había forma de conocer la distribución de esas frecuencias.

Con la llegada de la digitalización de datos se pudo empezar a estudiar el espectro de las señales y a filtrarlas digitalmente. Se podía cuantificar con mayor precisión el contenido en frecuencias de las distintas señales lo cual permitía, entre otras cosas conocer con detalle las variaciones frecuenciales de las señales o por ejemplo calcular el tamaño de las fracturas de los terremotos.

12.1. Análisis Espectral

Los datos sísmicos nos llegan en forma de sismograma que nos da la variación temporal del movimiento del suelo. Si queremos conocer cuál es la distribución en frecuencias de esa vibración aplicamos la transformada de Fourier. Ésta se basa en que cualquier señal puede ser descompuesta en funciones senos y cosenos (armónicas) con cierto desfase entre ellas. O sea que se puede descomponer en una combinación lineal de distintas señales con

TEMA 12. TÉCNICAS ESPECTRALES

distintas frecuencias. De forma discreta definimos una serie de Fourier como

$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} C_n e^{\frac{i2\pi nt}{T}} \quad (12.1)$$

Donde la señal se puede descomponer en un número infinito de funciones periódicas. En este caso sería necesario conocer esos coeficientes C_n . De forma continua la transformada de Fourier se define con una integral:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-2\pi i \omega t} dt \quad (12.2)$$

El resultado es el espectro de una señal que consiste en la representación de dicha señal en el dominio de la frecuencias. Al hacer un espectro de una señal sísmica obtenemos una imagen estática en el dominio de la frecuencia del periodo de señal estudiado, de esta forma conoceríamos las distintas frecuencias en las que se descompone nuestra señal.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que en la realidad no tenemos infinitos datos sino una ventana de tiempo determinada de datos. Por ello se usa la transformada discreta de Fourier la cual se realiza numéricamente mediante el algoritmo de la transformada rápida o FFT.

La Figura 12.1 muestra varios ejemplos de transformadas de Fourier. La tercera que es una onda sísmica de una frecuencia tiene como transformadas dos deltas de dirac a frecuencia inversa al periodo de la onda.

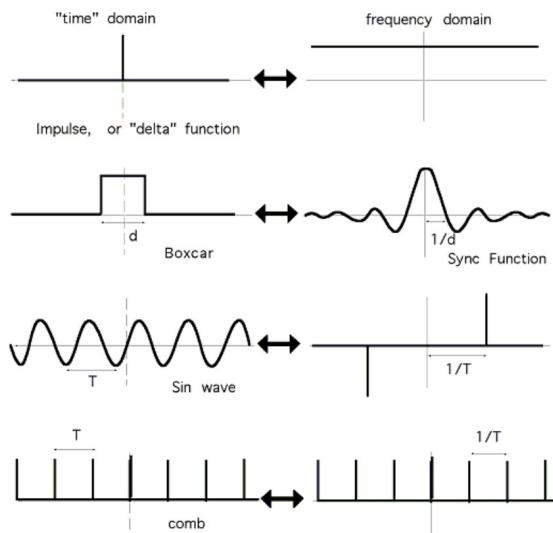


Figura 12.1: Distintos ejemplos de transformada de Fourier

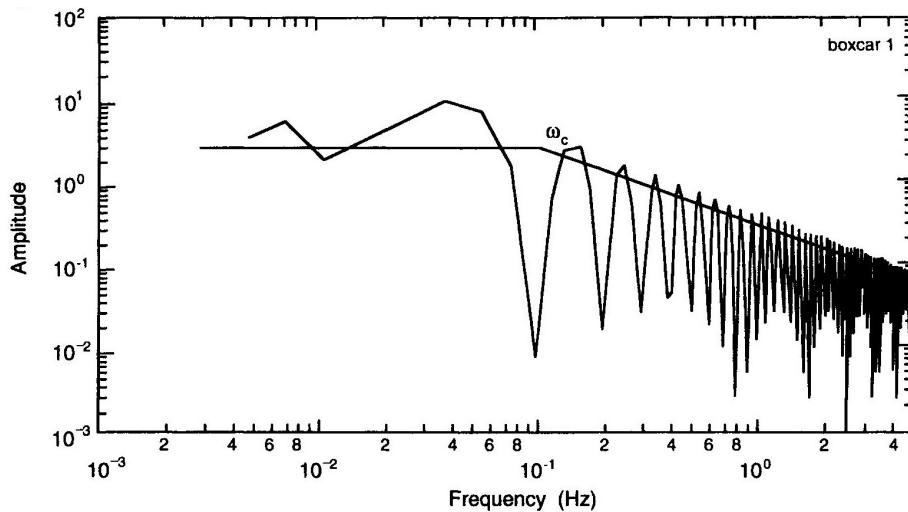


Figura 12.2: Espectro de un terremoto tectónico. Los ejes están en escala logarítmica

Mediante el análisis de señales con técnicas espectrales podemos sacar distinta información. Así si corregimos una señal de su respuesta instrumental, y de los factores de atenuación, obtenemos una curva del espectro de amplitud en función de la frecuencia (Figura 12.2). La relación entre la amplitud del espectro y la frecuencia se la denomina Ley de Escala Sísmica (que veremos más adelante)

Los espectros de terremotos suelen tener una parte plana de baja frecuencia y luego una caída hasta altas frecuencias.

12.2. Espectrograma

Si quisieramos conocer como varía el contenido frecuencial de una señal con el tiempo lo que se hace es un espectrograma. Para ello lo que hacemos es dividir nuestra señal en el dominio del tiempo en ventanas en las que calculamos el espectro. La ventana se va desplazando desde principio a fin del periodo de tiempo que queremos analizar. La ventana de tiempo se solapa con la siguiente de forma que tenemos una mayor resolución. La longitud de la ventana dependerá de la frecuencia que queramos estudiar. Tiene que tener al menos, un numero de muestras doble de la frecuencia más pequeña que queremos estudiar. Cuanto mayor sea el tamaño de la ventana mayor resolución tendremos en bajas frecuencia, pero perderemos resolución real temporal. Cuanto mayor solape mayor será el muestreo temporal pero no mejoraremos la resolución, o sea no podremos distinguir dos señales porque

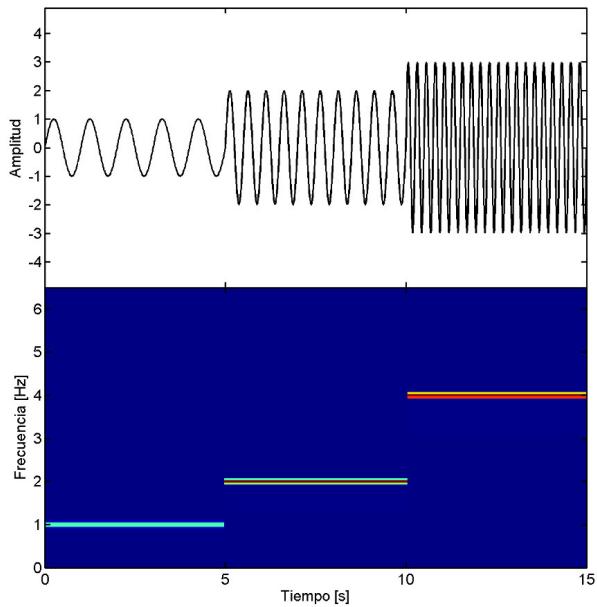


Figura 12.3: Espectrograma de una señal sintética con tres períodos distintos.

esto depende del tamaño de la ventana.

De forma práctica, los espectrogramas se suelen generar de forma automática en imágenes para poder revisarlo a posteriori. Por tanto también conviene ajustar nuestras ventanas al número de píxeles que tengamos en nuestra figura, ya que no tiene sentido tener una resolución muy grande si nuestra resolución gráfica no lo es. Para los espectrogramas de la página web se calculan con una ventana temporal de 60 segundos y un solape de un 50 %.

La Figura 12.3 muestra el espectrograma de un sismograma sintético compuesta por 3 señales. La primera (primeros 5 segundos) oscila 1 vez por segundo y tiene amplitud 1. La segunda, oscila 2 veces por segundo y tiene amplitud 2. Finalmente la tercera (últimos 5 segundos) oscila 4 veces por segundo y tiene amplitud 3. Los colores azules del espectrograma corresponden a la mínima amplitud y asciende hasta el rojo que representa a la máxima (escala a la derecha). El eje X representa la evolución en el tiempo y el eje Y la frecuencia de oscilación. Se observa como la primera señal sólo genera amplitud a 1 Hz (1 oscilación por segundo), la segunda sólo la genera a 2 Hz (2 oscilaciones por segundo) y la tercera a 4 Hz, como cabía esperar. Además la de mayor amplitud (la tercera) se observa de color rojo ya que su señal originaria era también la de mayor amplitud.

Si añadimos ruido al sismograma sintético y calculamos el espectrograma (Fig. 12.4) vemos como a pesar de que la señal sísmica periódica ya no es

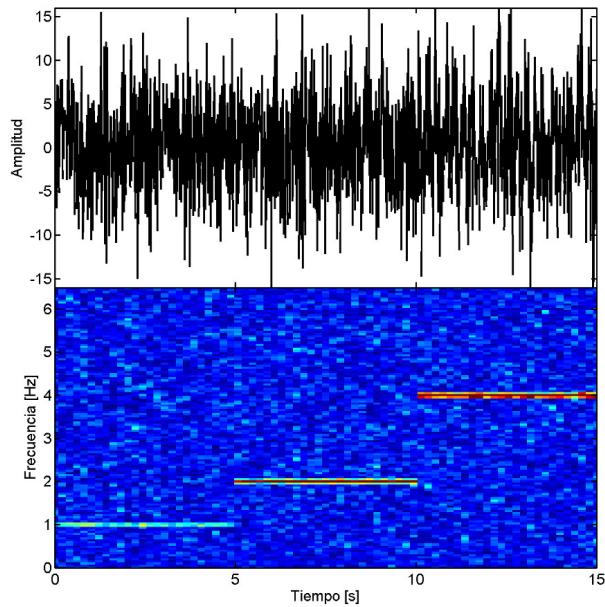


Figura 12.4: Espectrograma de una señal sintética con tres períodos distintos con ruido añadido.

distingüible en el sismograma, las señales del espectrograma siguen siendo claras.

Los espectrogramas reales (Figura 12.5) muestran el ruido sísmico que es mayoritario en bajas frecuencias. Los terremotos en este caso abarcan las frecuencias entre 1 y 15 Hz (aunque llega más arriba). Sin embargo la frecuencia a la que vemos el terremoto depende en general de la distancia a la que se produzca. Los terremotos a media distancia (en la dorsal atlántica desde Canarias) se observan a frecuencias máximas de 4 o 5 Hz. Por otro lado los grandes teléseismos (cualquiera de magnitud mayor que 7) sería visible desde la estación pero a frecuencias de 1 Hz o menores.

Las fuentes de ruido sísmico suelen ser fácilmente identificables en los espectrogramas. Podemos distinguir fuentes de ruido natural y antrópicas (originadas por el hombre).

- Fuentes naturales. El ejemplo más característico son las olas y el viento que suelen generar ruido a bajas frecuencias. Hay que tener cuidado de no confundir con eventos de origen volcánico como el tremor.

Los desprendimientos de roca suelen causar señales confundibles con terremotos a media distancia ya que no siempre llegan a altas frecuencias.

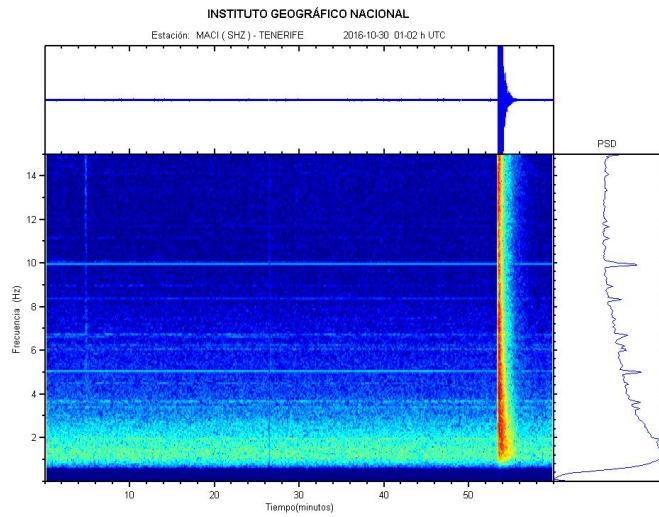


Figura 12.5: Espectrograma real de un terremoto. El espectrograma es de una hora de datos.

Una señal natural con la que hay que tener cuidado son los truenos durante una tormenta ya que pueden confundirse con terremotos locales aunque a la hora de analizar varias estaciones no cabe duda de que no se trata de un terremoto.

- Señales antrópicas. en general las estaciones muestran un ruido antrópico durante las horas de actividad humana como una señal que abarca frecuencias bajas y altas. Tambien se pueden observar ruidos de coches acercándose o alejándose de la estación.

Otras señales antrópicas que sí pueden confundirse con terremotos son las explosiones en cantera u obras. Estas señales pueden localizarse y tienen la misma señal que los terremotos locales.

Tema 13

Cálculo de la magnitud y energía sísmica. La intensidad.

13.1. Magnitud

La medida del tamaño de un evento sísmico debe realizarse en términos de la energía liberada en el foco, independientemente del daño causado por éste. Ritcher en 1935, creó la primera escala de magnitud para un terremoto a partir de la estimación instrumental de la energía liberada en el foco. El concepto de magnitud se basa en el hecho de que las amplitudes de las ondas sísmicas dependen de la energía liberada en el foco después de ser corregidas por la atenuación sufrida durante su propagación.

A. Magnitud de Richter

Ritcher su basó en la observación de eventos en California, en distancias regionales ($\Delta < 600 \text{ Km}$), para definir su escala de magnitud:

$$M = \log A - \log(A_0) \quad (13.1)$$

donde, A es la máxima amplitud en mm. medida en un sismograma, generalmente ondas Lg , y A_0 es un factor de calibración que depende de la distancia y que corresponde a la amplitud que debería registrarse a una distancia determinada para un terremoto de magnitud 0.

Esta definición de magnitud es solo aplicable a terremotos superficiales y a distancias regionales con el sismógrafo Wood-Anderson. La expresión de la magnitud dada por Ritcher puede reformularse para que sea aplicable a cualquier sismógrafo con periodo característico cercano a 1 segundo:

$$M_L = \log A + 2,56 \log \Delta - 1,67 \quad \Delta < 600 \text{ km} \quad (13.2)$$

donde, A es la máxima amplitud del movimiento del terreno (generalmente ondas Lg) en micras, es decir, la amplitud corregida según la respuesta instrumental y Δ es la distancia en km. Esta definición sigue siendo válida solo para eventos con $\Delta < 600 \text{ km}$.

B. Magnitud Ampliada

Gutenberg y Ritcher ampliaron la definición de magnitud para los eventos a grandes distancias, $\Delta > 600 \text{ km}$. Definieron dos escalas en función del movimiento registrado a una distancia Δ , la primera basada en ondas internas (P) y la segunda basándose en ondas superficiales (R_L).

Para ondas internas se usa:

$$M_b = \log \frac{A}{T} \sigma(\Delta, h) \quad (13.3)$$

donde, A es la magnitud del movimiento del terreno de las ondas internas (corregido según la respuesta del instrumento), T el periodo y $\sigma(\Delta, h)$ un parámetro de calibración que depende de la distancia y la profundidad focal. Generalmente se mide A como la máxima amplitud de las ondas P en sismogramas de corto periodo.

Un ejemplo es la fórmula usada por el IGN para terremotos superficiales ($h < 40 \text{ km}$)

$$mbLg = \log \frac{A}{T} + a \cdot \log \Delta + b \cdot \Delta + c \quad (13.4)$$

En este caso la amplitud se mide en las ondas Lg aunque en su defecto se hace en la onda S.

Para ondas superficiales:

$$M_s = \log \frac{A}{T} + \alpha \cdot \log \Delta \beta \quad (13.5)$$

donde, A es la máxima amplitud en micras del movimiento del terreno de las ondas R_g , T es el periodo (aproximadamente 20s), Δ es la distancia del epicentro en grados y α y β son dos constantes de calibración que la IASPEI fijó como $\alpha = 1,66$ y $\beta = 3,3$.

C. Magnitud Intensidad

Para el caso de un evento sísmico donde no existe registro instrumental pero sí información macrosísmica, se puede realizar una estimación de la magnitud a partir de la intensidad máxima I_0 (ver Sección :

$$M = 0,661I_0 + 1,7 \log h - 1,4 \quad (13.6)$$

D. Magnitud duración

Para eventos locales, $\Delta < 200 \text{ km}$, y debido a la alta sensibilidad de los sismómetros actuales puede darse el caso de que la señal se sature y sea imposible medir la amplitud. Este problema se intentó resolver definiendo una escala de magnitud basada en la duración de la señal y no en su amplitud. El primer intento fue de Bisztricsany:

$$M_\tau = a \cdot \log \tau - b + c \cdot \Delta \quad (13.7)$$

donde, τ es la duración del evento en segundos y los coeficientes de calibración a , b y c se definen de tal forma que los valores de M_τ correspondan a los de M_L .

E. Magnitud Momento

Kanamori introdujo una escala basada en la determinación del momento sísmico con el fin de evitar los problemas de saturación que afectan a todas las escalas. La magnitud momento es:

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,7 \quad (13.8)$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar. En este caso esta es la magnitud más cercana a la realidad y con relación directa con la energía ya que tiene en cuenta el tamaño de la fractura y el desplazamiento. Se calcula usando todas las estaciones a la vez. Hoy en día el reto es poder calcular esta magnitud de forma automática para los grandes terremotos lo antes posible para poder evaluar daños y la posibilidad de tsunamis.

El cálculo de la magnitud de un terremoto se hace en los casos A, B y D, para cada estación. La magnitud final asignada será un promedio de las obtenidas para cada estación, ya que puede haber grandes diferencias entre ellas debido entre otras cosas a la anisotropía de la energía radiada por un terremoto y a las posibles variaciones de atenuación entre emplazamientos, aunque esto último debería ser corregido a priori.

13.1.1. Ley de Escala

Una vez corregida la amplitud de los desplazamientos en las estaciones por los factores de atenuación, la curva del espectro de amplitud en función de la frecuencia toma una misma forma independientemente de la magnitud del terremoto. A esta relación entre la amplitud del espectro y la frecuencia se la denomina Ley de Escala Sísmica (Fig. 13.1)

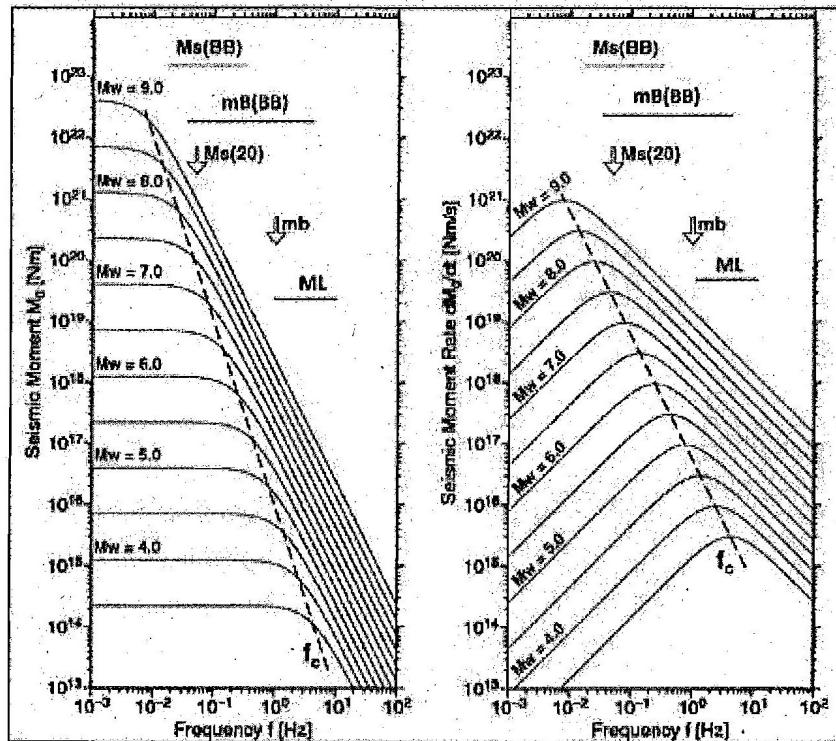


Figura 13.1: Ley de escalas para el momento sísmico (izquierda) y la tasa de crecimiento del momento sísmico (derecha). La línea discontinua muestra la frecuencia de corte f_c .

En desplazamiento, la forma del espectro de amplitud tiene una parte plana a bajas frecuencias hasta la denominada frecuencia de esquina (f_c). La parte plana ($f < f_c$) corresponde a las frecuencias en las cuales la longitud de las ondas es mucho mayor que el radio de la fractura y por tanto es válida la aproximación de fuente puntual.

La f_c está relacionada con las dimensiones de la fuente sísmica y con la duración de la función temporal de la fuente. Si se considera una fractura circular y la ruptura comienza desde el centro del círculo de manera radial (modelo Brune), a partir de la frecuencia de esquina se puede determinar el radio de la fractura. Esta frecuencia marca el límite a partir del cual una aproximación de fuente puntual no es válido.

Finalmente, para frecuencias mayores a f_c ($f > f_c$) la amplitud espectral decrece con la frecuencia de manera siguiendo una relación donde a se ha comprobado que suele variar entre -1 y -3 y depende del modelo de ruptura

de la fuente sísmica, la forma de la falla, la dirección de la velocidad de ruptura y la función temporal de la fuente. Como ejemplo, un modelo de ruptura con velocidad constante de forma bilateral propuesto por Aki en 1967 (rompe desde el centro hacia los lados) la amplitud decae como $a = -2$, mientras que un modelo unilateral propuesto por Haskell en 1964 decae como $a = -3$.

Si el modelo de ruptura es más complicado, con un modelo unilateral de Haskell pero con una velocidad de la ruptura en la fuente primero aumenta y luego disminuye (función triangular). Entonces el espectro de amplitud daría lugar a dos frecuencias esquina.

Si se estudia el espectro de la amplitud de los desplazamientos, de la parte plana del espectro a bajas frecuencias se puede obtener el parámetro M_0 (momento sísmico), relacionado con el tamaño de la fractura y el deslizamiento provocado por el terremoto. La magnitud M_W por tanto está relacionada con el contenido de la señal a bajas frecuencias.

13.1.2. Saturación de magnitudes

La mayoría de las escalas dependen de la frecuencia de las ondas empleadas para la determinación de la magnitud, por lo que no es posible definir una única escala que sea válida para todo el rango de magnitudes observadas.

En las escalas mb y M_s se ha observado que coinciden para valores en torno a 6.5. Para valores inferiores mb es mayor y para valores superiores M_s es mayor. Guttenberg y Ritcher establecieron la relación entre ambas:

$$mb = 0,63 \cdot M_s + 2,5 \quad (13.9)$$

La escala mb se satura para valores de magnitud 6.5 y superiores y por el otro lado, M_s subestima los eventos pequeños ($M < 6,5$) y se comporta bien en el rango 6.5-8, saturándose por encima de este último. La Figura 13.2 muestra la comparativa de distintas magnitudes con la magnitud momento (M_W)

Este fenómeno se debe a que el espectro de magnitudes se desplaza a las bajas frecuencias al incrementarse el tamaño de los terremotos (como vimos anteriormente). La Figura 13.3 muestra los espectros de terremotos de distinto tamaño (con distintos momentos escalares) y la magnitud de ondas superficiales M_s y de ondas internas mb . La magnitud de ondas internas se calcula para frecuencias del orden de 1 Hz ($\log f = 0$) mientras que de las ondas superficiales es para menores frecuencias por eso satura a magnitudes mayores.

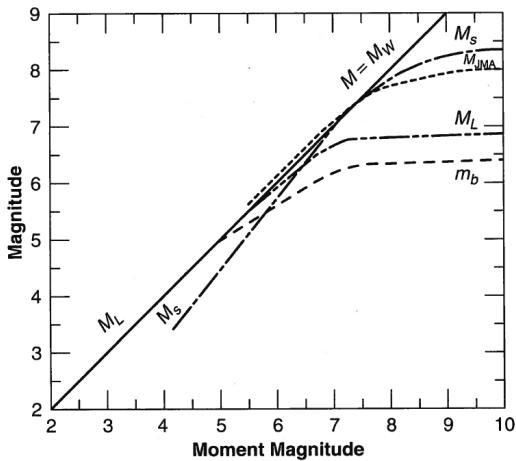


Figura 13.2: Relación entre las magnitudes M_s , m_b , M_L con la magnitud momento.

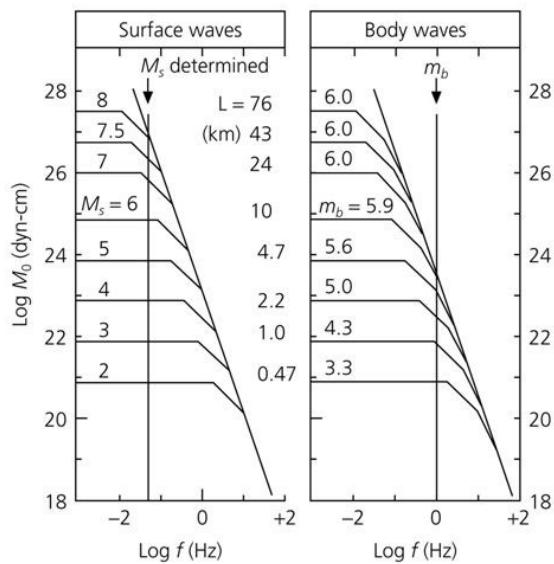


Figura 13.3: Espectro de los terremotos en función de su magnitud y ésta calculada con distintos métodos, con ondas superficiales (izquierda) y con ondas internas (derecha). La línea vertical en cada caso marca la frecuencia a la que se calcula esa magnitud.

Como se ha indicado la escala M_s se satura para valores cercanos a 8 y por tanto los grandes eventos no son bien medidos. Estos terremotos generan fracturas de centenares de kilómetros con desplazamientos de varios metros y ondas con 20s no son representativas de la energía liberada. Este problema se resuelve empleando la escala magnitud momento, M_W , la cual no depende de la frecuencia y puede emplearse en eventos de hasta 9.5. Sin embargo, su determinación no es sencilla ya que requiere la determinación del momento sísmico.

13.2. Energía sísmica

La energía sísmica de un terremoto es un parámetro fundamental para la descripción del tamaño del sismo. En teoría, su cálculo es relativamente sencillo pues se reduce a la integral del flujo de energía de las ondas sísmicas y es proporcional a la integral del cuadrado de la velocidad de las ondas medida en las estaciones. Sin embargo, en la práctica, la energía sísmica se ha calculado históricamente a través de relaciones empíricas a partir de la magnitud del terremoto. Esto se ha debido a que antes de los años 1980, los registros analógicos y las estrechas bandas de la respuesta instrumental imposibilitaban la determinación de un valor fiable de energía sísmica.

Hoy en día, con el desarrollo y despliegue de instrumentación de banda ancha a nivel mundial, es posible volver a utilizar la definición teórica y obtener la energía sísmica a partir de las observaciones en las distintas estaciones, si bien es necesario tener en cuenta numerosas correcciones para eliminar de los registros los efectos de heterogeneidad de la Tierra, superficie libre, atenuación anelástica y respuesta instrumental.

Antes de abordar el tema de la determinación de la energía sísmica y su relación con la magnitud, vamos a introducir el concepto de energía sísmica distinguiéndola de la energía total liberada por un terremoto. En el momento que ocurre un terremoto, la energía potencial del medio disminuye y es liberada de diferentes maneras:

$$E_T = E_G + E_R + E_S \quad (13.10)$$

donde:

- E_G : representa la energía empleada en producir la fractura.
- E_R : representa la energía disipada en la fuente en forma de fenómenos anelásticos y energía térmica. Este término juega un papel muy importante en los procesos de fracturación y fricción de las fallas pero no está aún bien estudiado en sismología.

- E_S : es la energía radiada en forma de ondas elásticas y que es propiamente la energía sísmica que es el objetivo de este tema.

Puesto que sólo parte de la energía total del terremoto E_T se puede medir a partir de la energía de las ondas sísmicas, se suele utilizar el coeficiente de eficiencia ν :

$$E_S = \nu E_T \quad (13.11)$$

El valor del coeficiente de eficiencia oscila entre 0 y 1 y se ha podido determinar en explosiones nucleares, donde se ha observado que su valor está relacionado con el medio donde se produce el terremoto y por el que se propagan las ondas. En caso de terremotos de origen natural su determinación es prácticamente imposible de medir ya que no se conoce la energía disipada en la fuente sísmica.

13.2.1. Cálculo de la energía

La energía sísmica del terremoto se puede escribir como el flujo de energía a través de una superficie S :

$$E = \iint_S \mathbf{T} \cdot \dot{\mathbf{u}} dt dS \quad (13.12)$$

donde \mathbf{T} es el vector de esfuerzo y $\dot{\mathbf{u}}$ la derivada temporal del desplazamiento generado por el terremoto en la fuente sísmica. Teniendo en cuenta que el sismograma $s(t)$ medido en las estaciones sísmicas se puede expresar como la convolución en el dominio temporal de los siguientes factores:

$$s(t) = u(t) * q(t) * i(t) \quad (13.13)$$

y en el dominio de frecuencia como un producto:

$$S(\omega) = U(\omega) * Q(\omega) * I(\omega) \quad (13.14)$$

donde:

- $q(t)$ y $Q(\omega)$ representan los efectos de propagación de las ondas a través del medio.
- $i(t)$ y $I(\omega)$ representan la respuesta instrumental de la estación sísmica.
- $u(t)$ y $U(\omega)$ son los desplazamientos producidos por el terremoto en su región focal.

La energía sísmica se podría calcular a partir de los sismogramas registrados en las distintas estaciones si fuésemos capaces de eliminar de dichos sismogramas las contribuciones de trayectoria y de respuesta instrumental, quedándonos únicamente con los desplazamientos $u(t)$ o sus espectros de amplitud $U(\omega)$.

Hoy en día, la respuesta instrumental no debería suponer mucho problema pues las funciones de transferencia de los instrumentos son conocidas y es fácil eliminar de los registros su contribución. La parte más complicada es la separación del término de la propagación en el medio, donde se dan fenómenos de atenuación anelástica y amortiguamiento de las ondas sísmicas. Además es necesario también corregir los desplazamientos de otros efectos como la atenuación geométrica y la incidencia de las ondas- en una superficie libre. Por último, las características del terreno en el que se ha situado la estación también contribuyen a las amplitudes de las ondas, lo que se denomina en sismología el efecto de sitio del emplazamiento.

Los efectos de atenuación anelástica y disipación se manifiestan por un decaimiento de la amplitud de las ondas con la distancia al foco. Se suelen modelar juntos reduciendo las amplitudes de las ondas de forma exponencial con la distancia $q(r)$.

Otro efecto que influye en la amplitud de los desplazamientos de las estaciones es el efecto del patrón de radiación inherente al mecanismo focal así como los posibles efectos de directividad. Por ello, es conveniente estimar la energía sísmica en distintas estaciones tratando de contar con una buena cobertura azimutal de estaciones alrededor del epicentro.

Como esto no siempre es posible, a las medidas individuales de energía sísmica en cada estación se les suele multiplicar por el promedio del patrón de radiación correspondiente a dichas ondas sobre la esfera focal.

En cuanto a los efectos de directividad, éstos son despreciables siempre que estemos trabajando en campo lejano, donde la longitud de la falla es mucho menor que la distancia epicentral y la longitud de onda de las ondas sísmicas. Si, bien, hay que ser conscientes que si trabajamos en esta aproximación también perdemos la energía asociada a las altas frecuencias que se atenúan rápidamente con la distancia al foco.

Teniendo en cuenta todos estos factores, distintos autores han propuesto expresiones para el cálculo de la energía sísmica. Como ejemplo nos centramos en la metodología propuesta por Kanamori et al (1993) para medir la energía sísmica a partir de los desplazamientos de las ondas de cizalla (S). En ese mismo estudio, los autores comprobaron que la energía asociada a las ondas P de los sismos estudiados correspondía únicamente al 4 % de la energía sísmica

total y por ello la consideraron despreciable:

$$E_S = 4\pi r^2 \cdot C_f^{-2} \left(\frac{r_0 q(r_0)}{r q(r)} \right)^2 \rho_0 \beta_0 \int \sum v^2 dt \quad (13.15)$$

donde r es la distancia al terremoto, C_f^{-2} es el efecto de sitio, el siguiente término describe la atenuación y disipación, ρ_0 y β_0 son la densidad y velocidad de las ondas S de la roca en origen. La integral final se realiza de la siguiente forma:

1. Se selecciona la ventana temporal entre la llegada de las ondas P y todo el tren de las ondas S, eliminando la parte de ondas superficiales que no son ondas internas.
2. Cada componente se eleva al cuadrado y se suman las tres.
3. Se calcula la velocidad acumulada.
4. El área bajo la curva será el valor de la integral.

13.2.2. Relación de la energía con la magnitud

Como ya se ha comentado, históricamente se ha calculado generalmente la energía sísmica utilizando expresiones empíricas que la relacionaban con la magnitud de los terremotos medidos sobre ondas superficiales. Una de las relaciones empíricas más conocidas es la relación de Gutenberg-Richter:

$$\log E = 4,8 + 1,5M_S \quad (\text{S.I.}) \quad (13.16)$$

donde los valores 4.8 y 1.5 son valores empíricos y corresponden específicamente a la zona de estudio de dicho trabajo.

El hecho de preferir utilizar estas expresiones empíricas en lugar de la propia definición de energía se debía a que antes de 1980 los registros eran analógicos y por tanto era muy laborioso el cálculo del cuadrado de la velocidad y su integral en tiempo o en frecuencia. Por otro lado, los instrumentos de medida contaban con una banda de frecuencias muy estrecha con lo que se subestimaba la energía sísmica al no contar con amplitud fuera de esa banda.

13.2.3. Magnitud energía

La energía sísmica se puede relacionar con la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ que ocurren durante un terremoto (si el mecanismo focal es de cizalla) y con el

momento sísmico escalar M_0 mediante la ecuación:

$$E = \frac{M_0}{2\mu} \Delta\sigma \quad (13.17)$$

Según la ecuación anterior, la energía sísmica de un terremoto es mayor cuanto mayor es el tamaño de la falla y su deslizamiento. Sin embargo Choy y Broatwright (1995) demostraron que el cociente E/M_0 no es una constante sino que es muy variable de unas regiones a otras y también varía con el tipo de mecanismo focal del terremoto.

Puesto que la magnitud M_w se define únicamente a partir del momento sísmico escalar M_0 y por tanto sólo depende del tamaño de la falla y el valor del deslizamiento, surgió la necesidad de definir una nueva escala de magnitud a partir de la energía sísmica y que distinguiese entre dos terremotos con el mismo M_0 pero con distinta caída de esfuerzos. Choy y Broatwright (1995) definieron esta magnitud a partir de la energía como:

$$M_e = \frac{2}{3}(\log E - 4,4) \quad (13.18)$$

Es interesante ver las diferencias entre la escala de magnitud M_e frente a la magnitud M_w .

- M_w : se refiere al tamaño del terremoto a partir del efecto tectónico del mismo. Se mide en campo lejano y a bajas frecuencias, en la banda plana del espectro de amplitud de los desplazamientos.
- M_e : está relacionada con la dinámica de la fractura, con la velocidad de ruptura y la caída de esfuerzos en la región focal. La gran contribución a la energía se obtiene alrededor de la frecuencia de esquina, por lo que se debe determinar considerando esa banda de frecuencias y teniendo en cuenta la contribución en campo regional. Esta magnitud está relacionada con los daños que produce el terremoto debido a los movimientos fuertes que genera.

También merece la pena comentar que la magnitud M_e es válida en el caso de una fuente sísmica distinta a doble par, donde la definición de momento sísmico no tiene sentido. La diferencia en los valores de magnitudes M_e y M_w puede ser muy alta, como ejemplo 'citaremos los siguientes:

Los dos primeros terremotos son terremotos "lentos." en los que a pesar del gran tamaño de falla, las aceleraciones en campo cercano no fueron altas y por tanto no causaron grandes daños. El terremoto no produjo daños pero sí el gran tsunami generado por él en el caso de Java (1994).

Lugar	Fecha	M_w	M_e
Nicaragua	2 Sept 1992	7.6	6.7
Java	2 Jun 1994	7.8	6.8
Haití	12 Ene 2010	7.1	7.6

Cuadro 13.1: Tabla muy sencilla.

En el tercer caso, el terremoto causó grandes daños y víctimas mortales debido a los movimientos fuertes generados en la fuente. Tiene por tanto una energía superior a la esperada para dicho tamaño de falla.

Si ahora recordamos lo visto en la Ley de escala (Figura 13.1), analizando la relación entre la amplitud de la velocidad y la frecuencia se puede ver que la velocidad es máxima para la frecuencia de esquina, por tanto la energía sísmica, que es proporcional al cuadrado de la velocidad, también será máxima para la frecuencia esquina. La magnitud M_e está relacionada con el contenido de la señal a frecuencias alrededor de la frecuencia esquina.

13.3. Intensidad

La primera forma de describir el tamaño de un terremoto es en términos de su intensidad, basándose en observaciones de daños en el terreno, en edificios u otras estructuras y efectos en el terreno como fracturas, fisuras o deslizamientos.

Tradicionalmente la intensidad se representa por números romanos usando escalas donde cada grado de la misma está definido de forma descriptiva. Aunque la intensidad describe cómo es percibido un terremoto en una región determinada también puede usarse para designar el tamaño del mismo. Por esta razón, la intensidad máxima, I_{max} , o la intensidad epicentral, I_0 , son usadas y aunque suelen considerarse valores equivalentes no lo son en realidad. Por ejemplo, para eventos en el mar la I_{max} estará definida en la costa y no corresponderá a la I_0 .

En 1902 Mercalli modificó las primeras escalas de intensidad convirtiéndolas en unas escales de doce grados. Esta escala sirvió de base para las posteriores. En Europa la escala macrosísmica vigente es la EMS-98.

La asignación de los grados de intensidad tras el suceso de un terremoto está sujeto a cierto grado de subjetividad. Aunque los grados de la escala están bien definidos, una misma situación puede ajustarse a dos grados diferentes según dos observadores distintos.

Una forma de representar la intensidad estimada en diferentes partes de

una región afectada por un terremoto es a través de los mapas de intensidad o isosistas, los cuales separan regiones con diferentes grados de intensidad con líneas delimitadoras.

A pesar de su falta de precisión, estos mapas son importantes porque permiten establecer los diferentes niveles de la vibración del terreno, así como la respuesta de edificios y otras estructuras ante un movimiento sísmico. Así pues y desde el punto de vista de la intensidad, el tamaño de un evento dependerá no solo de su máximo valor, sino también de la extensión de las áreas con diferentes grados de intensidad.

La distribución de la intensidad en un mapa de isosistas depende del tamaño del evento, la profundidad focal y la atenuación de la señal con la distancia. Dada la intensidad epicentral, I_0 , la intensidad I a una cierta distancia Δ puede expresarse como:

$$I = I_0 - a \cdot \log \frac{1}{h} \sqrt{(\Delta^2 + h^2)} - b \cdot \left[\sqrt{(\Delta^2 + h^2)} - h \right] \quad (13.19)$$

donde, h es la profundidad focal, a es el coeficiente relacionado con la extensión geométrica y b es el coeficiente relacionado con la atenuación inelástica.

Estos mapas también complementan la información obtenida por los registros instrumentales y para los terremotos históricos son la única fuente de información disponible. También son muy útiles desde el punto de vista de la ingeniería, para saber cómo responden ciertas estructuras, edificios, etc.

Escala EMS-98

La EMS-98 es una actualización de la escala MSK-64. La primera revisión se llevó a cabo en el año 1992 y la segunda en 1998, la cual sigue vigente. Todas estas escalas son consistentes entre sí, es decir, aunque varíen las definiciones de los grados éstos siguen correspondiéndose exactamente.

Una característica importante de la EMS-98 es que para facilitar su aplicación además de las definiciones de grados, daños, edificios y cantidad, viene acompañada de explicaciones, comentarios, fotografías, etc.

Las ideas principales de éstas se resumen en:

1. La intensidad es una clasificación de la severidad de la sacudida de suelo basándose en los efectos observados en un área limitada.
2. El rango útil de trabajo. Aunque es una escala de doce grados, los dos primeros son tan débiles que no se usan (el grado I es no sentido), el más alto implica daños difícilmente alcanzables y los grados X y XI son difíciles de distinguir, el rango útil de la escala es de III-X.

TEMA 13. MAGNITUD Y ENERGÍA

3. Vulnerabilidad. La forma en la que los edificios responden a la sacudida de un terremoto depende de su vulnerabilidad, la cual incluye factores como: tipo de material empleado, diseño, estado de conservación, etc.
4. Asignación de la intensidad. Las descripciones de cada grado son como “fotos en palabras” de los efectos esperados.

Al ser la intensidad una representación de los efectos observados, se recomienda no dar demasiado peso a observaciones extremas que llevarían a sobrevalorar un punto. Cuando los datos son cuestionarios se aconseja no asignar una intensidad a cada uno de ellos, sino al conjunto.

5. Grado. Las descripciones de los grados son umbrales, de modo que si en un lugar pasan el umbral de 6 pero no el de 7, entonces no se puede considerar que la intensidad ha sido de 7.

Se recomienda mantener el carácter de número entero de la escala, así un valor de 6-7 indicará que la intensidad puede ser de 6 o de 7.

6. Lugar. Un valor de intensidad va asociado a un lugar que ha de ser suficientemente grande para tener una muestra estadística válida pero no tan grande como para perder los efectos locales.

La zona a la que se aplicará el valor será razonablemente homogénea en cuanto a tipo de suelo.

7. Exclusiones. No considerar observaciones hechas en pisos de más de 5 plantas, faros, metro, etc.
8. Información negativa. La información de que un efecto no ocurrió es tan válida como la información de que sí ocurriera. Es un error suponer que algo no ocurrió por el mero hecho de no haber sido descrito.
9. Efectos de terreno. No se hace ninguna corrección en base a efectos de amplificación/attenuación.
10. Efectos en la naturaleza. No se tienen en cuenta porque no existe una buena correlación con la intensidad.

La estructura de la escala EMS-98 es la siguiente:

- Se hace una clasificación genérica de construcciones: fábrica, hormigón armado, acero y madera.

TEMA 13. MAGNITUD Y ENERGÍA

- Cada clase se subdivide según el tipo de estructura, asignado a cada una de ellas un valor de vulnerabilidad: de menos a más, con un rango de incertidumbre asociado. Todo esto permite crear una pequeña escala de daños a estructuras.
- En cada grado hay una descripción de los efectos sobre Personas, Objetos y naturaleza, Edificios
- Además, cada grado incluye también los efectos de los grados menores, aunque éstos no se mencionen explícitamente.

Para información detallada de la escala EMS-98 visitar: <http://www.ign.es/web/resources/docs/Escala-Intensidad-Macrosismica.pdf>

Tema 14

Momento sísmico escalar. Mecanismo Focal

14.1. Determinación del mecanismo focal

A partir de los sismogramas generados por un terremoto, es posible determinar su mecanismo focal y obtener los parámetros que describen el modelo que representa su fuente sísmica. El número de parámetros a obtener depende de la complejidad del modelo y el grado de detalle con el que se quiera describir la fuente. En el estudio de los terremotos de origen tectónico el estudio de la fuente sísmica es de gran importancia para estudiar el régimen de esfuerzos en la zona. En el caso de los sismos en entornos mineros o zonas con embalses, el estudio de la fuente sísmica es determinante para estudiar si se trata de sismicidad inducida. Y en cuanto a los terremotos ocurridos en las islas volcánicas activas, el análisis del mecanismo focal puede ser de gran ayuda para entender el proceso físico provocado por la intrusión de magma y los cambios en el campo de esfuerzos local de la isla debidos a las intrusiones.

La determinación del mecanismo focal de un terremoto consiste en utilizar los sismogramas generados por dicho sismo para obtener los parámetros que describen el modelo que representa la fuente. El número de parámetros a obtener depende de la complejidad del modelo utilizado.

Los parámetros físicos del medio que recorren las ondas desde su origen en el foco sísmico hasta la recepción en las estaciones también se consideran conocidos a la hora de resolver el problema del mecanismo focal (Funciones de Green). Debido a la naturaleza heterogénea y no perfectamente elástica de la Tierra, los modelos elegidos para describir el medio nunca van a representar perfectamente la realidad, lo que impone una limitación en la investigación de la fuente sísmica. Así por ejemplo, el caso de terremotos a

distancias regionales, los modelos más utilizados son los formados por una sucesión de capas planas de velocidad constante por lo que la presencia de inhomogeneidades laterales en la Tierra dan lugar a errores en los valores de los parámetros focales obtenidos.

En general, la localización espacio-temporal del punto donde se inicia la ruptura se considera conocida a la hora de resolver el mecanismo focal (latitud λ_0 , longitud ϕ_0 , profundidad h_0 y hora origen del terremoto, t_0). En el caso de sismos de magnitudes moderadas a veces se incluye la profundidad en la inversión del mecanismo focal para estudiar la estabilidad de la solución. En el caso de terremotos de grandes magnitudes, con longitudes de falla considerables, el punto de actuación del tensor momento se denomina centroide y puede no corresponder con el punto de inicio de la ruptura. Vamos a describir dos maneras de resolver el problema.

14.1.1. Polaridad de las ondas P

El tipo de mecanismo focal de un terremoto determina la polaridad (positiva o negativa) y la amplitud de las ondas sísmicas generadas por dicho terremoto en cada una de las estaciones. La distribución de estas polaridades y amplitudes constituye el patrón de radiación de las ondas sísmicas y su estudio aporta gran información sobre el tipo de fuente.

Para facilitar el estudio del patrón de radiación corrigiendo las heterogeneidades de la estructura terrestre, surge el concepto de esfera focal, una esfera de radio unidad y material homogéneo situada en el foco sísmico. Las observaciones de las ondas sísmicas sobre cualquier punto de la superficie terrestre pueden proyectarse sobre la esfera focal trazando el recorrido del rayo en sentido inverso y queda determinada por dos ángulos: el azimut de

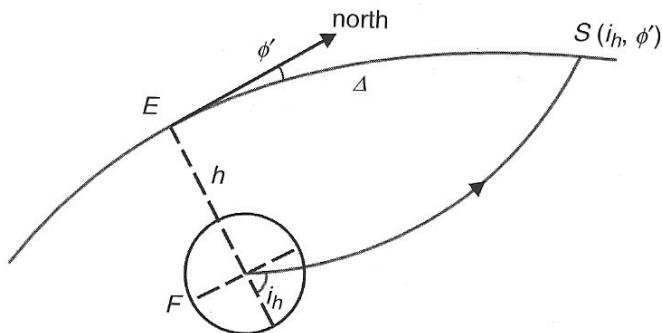


Figura 14.1: Concepto de esfera focal y ángulos que determinan la posición de las estaciones sobre la esfera focal (Udias, 2014)

la estación, ϕ , ángulo entre el Norte terrestre y la dirección de la estación medido desde el epicentro) y el ángulo de incidencia en el foco del rayo que llega a la estación, i_h (Figura 14.1)

La manera más sencilla de estudiar el patrón de radiación consiste en utilizar la polaridad del primer impulso de la onda P. Para su descripción, utilizaremos el criterio de colores más utilizado, representando en blanco las dilataciones (polaridad negativa de la primera llegada en la estación) y en negro las compresiones (polaridad positiva en la estación).

Si se considera un modelo de doble par de fuerzas (100 % DC), el patrón de radiación está compuesto por dos lóbulos de signo positivo en dirección del eje de tensión y otros dos lóbulos de signo negativo en dirección del eje de presión. La proyección de las polaridades de las ondas P sobre la esfera focal está compuesto por cuatro cuadrantes de signos alternos y separados entre sí por dos planos nodales. Uno de estos planos coincide con el plano de fractura y el otro es perpendicular a él. Aprovechando la simplicidad de este patrón de radiación surgieron los primeros métodos para la determinación del mecanismo focal considerando fuentes de puro doble par.

Por tanto, si se cuenta con observaciones de la polaridad de la onda P en numerosas estaciones y una buena distribución de las mismas sobre la esfera focal y se considera una fuente constituida por un doble par de fuerzas (DC), es posible determinar los planos de fractura y la orientación de los ejes principales de esfuerzos. Un ejemplo de este método se puede ver en la Figura 14.2

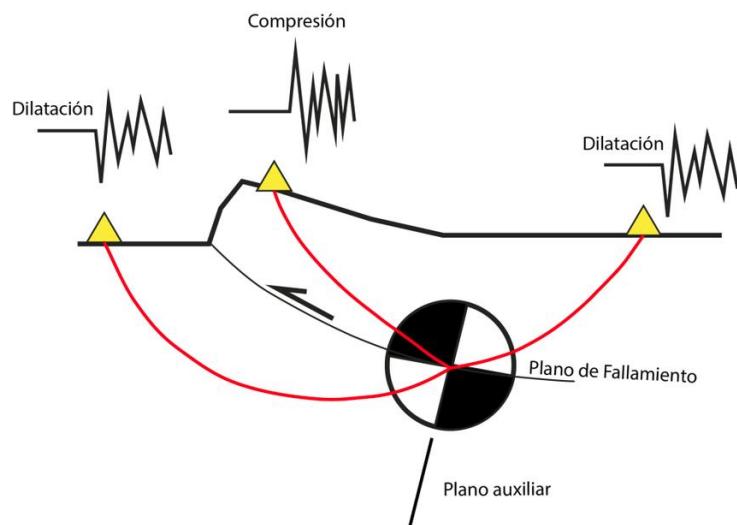


Figura 14.2: Ejemplo de como se ven las ondas P en distintas estaciones para un determinado mecanismo focal.

Las principales ventajas de este método son que es rápido y de fácil aplicación, puede ser aplicable a terremotos pequeños y las incertidumbres en el modelo de tierra influyen poco. La desventaja es que no es posible determinar cual de los dos planos obtenidos se corresponde al de falla y cual al auxiliar (debido a la simetría). Además este método resuelve bien los mecanismos de doble par pero resulta más complicado resolver otros.

14.1.2. Tensor Momento Sísmico

El tensor momento sísmico (T.M.S.) es un tensor simétrico de segundo orden y cada uno de sus componentes, M_{ij} , representa un par de fuerzas o dipolo lineal en la dirección i y cuyo brazo del par se encuentra en la dirección j . De esta manera, las componentes M_{11} , M_{22} y M_{33} corresponden a dipolos lineales en los que el brazo del par está en la misma dirección que la fuerza (Figura 14.3).

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \quad (14.1)$$

Puesto que el T.M.S. representa los esfuerzos no elásticos que tienen lugar en la fuente sísmica, sus autovectores corresponden a los ejes principales de

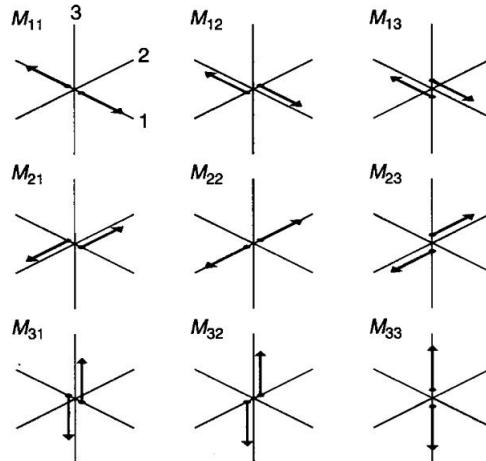


Figura 14.3: Pares de fuerzas asociados a las componentes del tensor momento sísmico

estos esfuerzos. Respecto a estos ejes el tensor adopta la forma:

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad (14.2)$$

Por tanto, el T.M.S. corresponde a tres dipolos lineales en la dirección de estos ejes principales de esfuerzos. Si ordenamos los autovalores de tal manera que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, tendremos que el autovector correspondiente a σ_1 es el eje en el que el esfuerzo es mayor y el autovector correspondiente a σ_3 es el eje en el que el esfuerzo en la región focal es menor. La suma de los elementos de la diagonal del tensor está relacionada con los cambios de volumen en la región focal y tiene el mismo valor en todos los sistemas de referencia. Si el valor es positivo representa un aumento de volumen en la región focal (explosión) y si es negativo una disminución de volumen (implosión).

La medida del tamaño del terremoto correspondiente a un determinado tensor, M_T , se puede calcular a partir de las componentes del mismo mediante la expresión:

$$M_T = \left(\frac{\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 M_{ij}^2}{2} \right)^{1/2} = \left(\frac{\sum_{i=1}^3 \sigma_i^2}{2} \right)^{1/2} \quad (14.3)$$

que en el caso de una fractura o dislocación de cizalla (todo el movimiento se produce a lo largo del plano de fractura), el valor de este parámetro coincide con el momento sísmico escalar que definimos antes.

Una descomposición muy utilizada en sismología es dividir el T.M.S. en dos términos, el primero de ellos relacionado con la variación de volumen en la región focal (parte isotrópica) y el segundo incluyendo el resto de la contribución del tensor (parte desviatoria):

$$M_{ij} = \sigma_0 \delta_{ij} + M'_{ij} \quad (14.4)$$

donde $\sigma_0 = 1/3(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$. Esta descomposición es única. El término isotrópico se anula en las fuentes sin variación de volumen como es el caso de terremotos de origen tectónico. El término desviatorio se suele dividir en un término que haga máxima la componente de un doble par fuerzas (Double Couple o DC) y otro término con el resto del tensor que se denomina "Compensated Linear Vector Dipole" (CLVD) o componente de no doble par:

$$M'_{ij} = M_{ij}^{DC} + M_{ij}^{CLVD} \quad (14.5)$$

A continuación resumimos la forma del tensor momento sísmico para cuatro fuentes simples: una explosión con cambio de volumen, una fractura tensional, una dislocación o fractura de cizalla y una fuente pura de CLVD.

A. Explosión con cambio de volumen

Una fuente explosiva se puede considerar como una expansión rápida a lo largo de los tres ejes de coordenadas y puede representarse por tres dipolos lineales, cada uno de ellos en la dirección de un eje. En este caso la forma del tensor momento corresponde a la de un tensor puramente isotrópico y el tamaño del terremoto está relacionado con el cambio de volumen en la región focal ΔV y con el coeficiente de rigidez del medio, K ($K = \lambda + 2/3\mu$).

$$M_{EXP} = \Delta V(\lambda + 2\mu) \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

$$tr(M_{EXP}) = 9K\Delta V$$

Figura 14.4: Sistema de fuerzas, tensor momento y desplazamiento correspondiente a una fuente explosiva.

Este tipo de fuente sísmica (Figura 14.4) es propia de entornos mineros, en explosiones artificiales. La fuente opuesta correspondería a una implosión ($\Delta V < 0$) y puede observarse también en los mismos entornos, cuando se produce el colapso de galerías. Análogamente, en entornos volcánicos este tipo de fuentes correspondería a colapsos de cámaras magmáticas o calderas.

B. Fractura tensional

Se trata de una fractura en la que la dirección del movimiento es perpendicular al plano de falla. Se puede representar por un dipolo lineal. Si consideramos una falla de área S el plano x_1x_2 y la dislocación Δu en el eje x_3 , tendremos un tensor momento como en la Figura 14.5

$$M_{FT} = \Delta u S \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & 0 \\ 0 & 0 & \lambda + 2\mu \end{pmatrix}$$

$$tr(M_{FT}) = 3K\Delta u S$$

Figura 14.5: Sistema de fuerzas, tensor momento y desplazamiento correspondiente a una fractura tensional.

Este tipo de fuente sísmica se da, bajo ciertas condiciones en el tamaño de los autovectores del tensor momento, en zonas de actividad volcánica o

geotermal en lugar de la fractura de cizalla típica. Los sismos de este tipo son originados por la sobrepresión del magma o fluidos en la zona.

C. Dislocación o fractura de cizalla (DC)

En las fracturas de cizalla el movimiento se produce en el plano de falla y, por tanto, no hay cambio de volumen en la región focal. Este tipo de fuente se puede representar por un doble par de fuerzas sin momento resultante o bien por dos dipolos de igual magnitud y perpendiculares entre sí, estos dipolos se corresponden con los ejes de tensión y presión del sistema y forman un ángulo de 45° respecto a las direcciones de las fuerzas del doble par. Suponiendo el caso particular en el que el desplazamiento Δu está orientado en la dirección del eje x_1 (Figura 14.6). Este mecanismo es más común en la sismicidad tectónica.

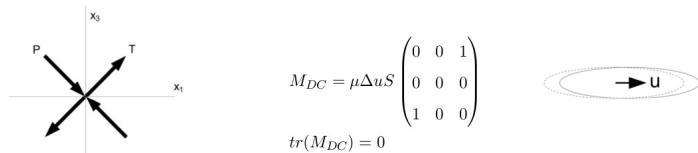


Figura 14.6: Sistema de fuerzas, tensor momento y desplazamiento correspondiente a una fractura de cizalla.

D. Puro CLVD

Este tipo de fuente se puede representar por un dipolo lineal similar al de la fractura tensional, pero se contrarresta con otro término de tal manera que no hay cambios en volumen en la región focal. Suponiendo la misma orientación que en el caso de la fractura tensional, con el dipolo mayor orientado en el eje x_3 , tendremos un tensor momento como en la Figura 14.7.

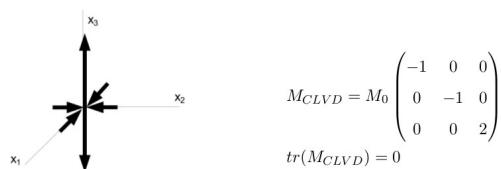


Figura 14.7: Sistema de fuerzas y tensor momento correspondiente a una fuente de puro CLVD

El estudio de este tipo de modelo de fuente sísmica es especialmente interesante en el caso de sismos en regiones volcánicas activas, donde han sido observados numerosos terremotos con alta componente CLVD. Por otro lado, en problemas con poca resolución, a veces es necesario imponer que el término isotrópico sea nulo para reducir el número de incógnitas, en estos casos, el término de componente CLVD puede ser indicador de una fractura tensional.

Cálculo del tenso momento sísmico

Como hemos comentado el tensor momento sísmico puede caracterizar con bastante completitud el mecanismo focal de un terremoto. De forma genérica este será una combinación de varios de los posibles ejemplos que vimos antes (resumidos en la Figura 14.8).

El método para calcular el tensor es mediante la inversión del tensor a través de las ondas sísmicas recibidas en cada estación. En lugar de simple-

Moment tensor	Beachball	Moment tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$	

Figura 14.8: Lista de posibles tensores de momento sísmico y sus mecanismos focales.

TEMA 14. MOMENTO SÍSMICO

mente comprobar la polaridad de las ondas P hacemos un ajuste que sea capaz de reproducir la forma de onda en cada estación. Aunque no vamos a entrar en detalles este método consiste en resolver un sistema de ecuaciones que relaciona el desplazamiento en la estación con cada uno de los 6 términos diferentes del T.M.S. a través de las funciones de Green. La inversión se suele resolver mediante un proceso iterativo, minimizando los residuos entre el sismograma observado y un sismograma teórico (Figura 14.9).

La gran ventaja de utilizar la metodología del tensor momento sísmico para el estudio de la fuente sísmica es que permite extraer toda la información posible de la forma de onda, no sólo la polaridad de las distintas fases sino también la amplitud y el contenido espectral. Se puede utilizar para la inversión tanto ondas internas, superficiales o el sismograma completo. Con todo ello, si existe suficiente cobertura azimutal, la técnica de inversión de tensor momento permite calcular el tensor momento completo, no sólo su componente de doble par, como ocurre con la metodología de las polaridades de las ondas P explicada en el apartado anterior. Como inconveniente este técnica es sólo aplicable en terremotos de cierta magnitud ($M > 4$) puesto que los pequeños están muy afectados por el ruido y la inversión se vuelve inestable.

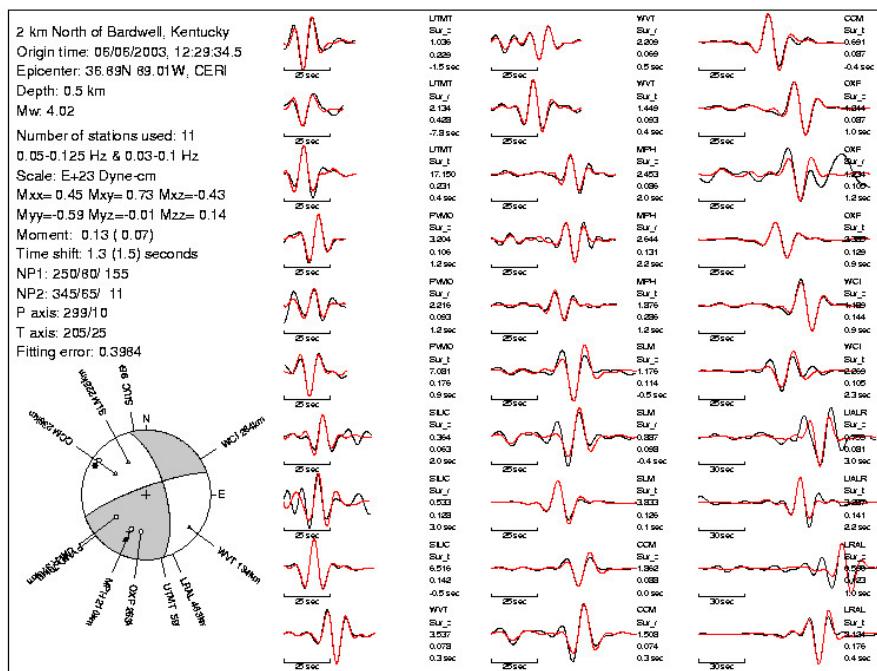


Figura 14.9: Ejemplo de ajuste al tensor momento sísmico.

14.2. Momento sísmico escalar

El momento sísmico escalar (M_0) es un parámetro introducido por Aki considerando los terremotos como una fractura de cizalla produciendo una falla en la corteza terrestre. Por definición, este parámetro está relacionado con el coeficiente de cizalla de la región focal, el valor medio de los desplazamientos sobre el plano de falla y la superficie de la fractura. Su determinación permite clasificar los terremotos en función de su tamaño y establecer una escala de magnitud (magnitud momento) que tiene gran importancia por ser una escala que no satura para grandes magnitudes ($M > 8$) como si que ocurre con las escalas basadas en las amplitudes de las ondas sísmicas.

La determinación del valor de M_0 suele hacerse a partir del análisis espectral de las formas de onda registradas en las estaciones, estudiando la amplitud del mismo a bajas frecuencias, en la parte del espectro de amplitud que corresponde a campo lejano y en el que la fuente puede ser considerada puntual: También a partir de análisis espectral, se puede determinar las dimensiones de la fractura a partir de la frecuencia de esquina. En este tema particularizaremos para un modelo de fractura propuesto por Brune que consiste en una falla circular.

El concepto de momento sísmico fue introducido por Aki en 1966 para medir el tamaño de los terremotos y está basado en un modelo de fractura de cizalla en la corteza terrestre (esto es, su fuente sísmica se puede representar como un doble par de fuerzas sin momento resultante actuando sobre un foco puntual). Según lo definió Aki, el momento se puede expresar como:

$$M_0 = \mu \cdot \Delta u \cdot S \quad (14.6)$$

donde Δu es el valor medio del deslizamiento de la falla, μ es el coeficiente de cizalla y S es el área de la falla. El resultado es un escalar que se mide en Newtons por metro (Nm). Con esta definición, Kanamori propuso una escala de magnitud momento como vimos en el tema anterior:

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 6,07 \quad (14.7)$$

La forma más directa de determinar el momento sísmico escalar es mediante el análisis espectral de las formas de onda. Esta es la técnica clásica y la más utilizada. Se basa en la forma del espectro de amplitud de los desplazamientos con la frecuencia (Ley de Escala tema 12).

Los espectros de amplitud de los desplazamientos de las ondas, una vez eliminada la respuesta instrumental, son proporcionales a las dimensiones de la fuente sísmica y presentan dos características importantes (Figura 14.10): una parte plana proporcional al momento sísmico escalar en bajas frecuencias

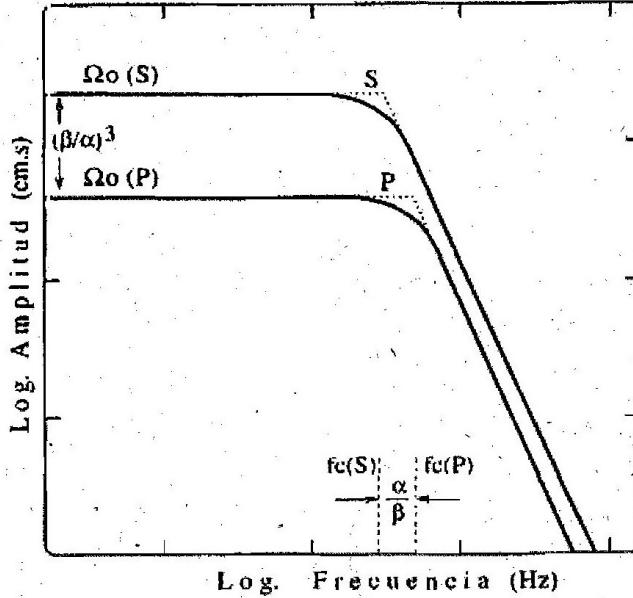


Figura 14.10: Amplitud del espectro de frecuencias de las ondas P y S de un terremoto.

(Ω_0) y una caída del espectro a partir de la frecuencia f_c (frecuencia esquina). Estas dos características son comunes para los modelos de fractura circular (modelo de Brune) y rectangular (modelo Haskell), independientemente del tipo de función temporal de la fuente $f(t)$ de los modelos.

El momento sísmico escalar puede determinarse a partir de los registros de ondas internas P o S mediante la expresión:

$$M_0 = \frac{\Omega_0 \cdot 4\pi\rho \cdot \alpha^2 \cdot R_T \cdot q(r, 0)}{g(\Delta) \cdot C_z(i_0) \cdot R_P(\phi, \delta, \lambda)} \quad (14.8)$$

donde:

- ρ es la densidad del medio.
- $\alpha\omega\beta$ la velocidad de la onda P o S
- R_T radio terrestre.
- $q(r, 0)$ la atenuación anelástica.
- $g(\Delta)$ factor de expansión geométrica.

- C_z efecto de la superficie libre
- $R_{P\text{ or }S}$ patrón de radiación de las ondas P o S

Es posible también utilizar ondas superficiales (ondas Ravleigh) para la determinación del momento sísmico con una expresión análoga pero con una ley de atenuación y expansión geométrica distintas.

Nótese que siguiendo esta metodología se obtiene un valor de M_0 para cada una de las estaciones de estudio. Debido a la posible directividad de la fuente y la heterogeneidad de la corteza terrestre se debe evaluar este cálculo en la mayor cantidad de estaciones posibles y cubriendo bien los cuatro cuadrantes de la esfera focal.

Existen también otras metodologías que permiten determinar el valor del momento sísmico escalar junto con otros parámetros del mecanismo focal. Son técnicas menos directas pero que se han utilizado en numerosos estudios de fuente sísmica como son mediante la modelización de las formas de onda de manera iterativa (algo similar a lo que hacíamos para obtener el TMS) o mediante el análisis de la función temporal de la fuente sísmica.

Por último, en la actualidad la mayoría de las instituciones que calculan de manera automática la solución de mecanismo focal, obtienen el valor del momento sísmico escalar de los terremotos a partir de la inversión de TMS (como vimos anteriormente). Hay que recordar que el TMS (M_{ij}) se puede descomponer en varias partes. El momento sísmico sólo se obtiene a partir de la parte pura doble par (M_{ij}^{DC}):

$$M_0 = \sqrt{\frac{\sum_i \sum_j M_{ij}^2}{2}} \quad (14.9)$$