UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOFÍSICA

"CALCULO DEL MOMENTO SÍSMICO MEDIANTE LA FUNCIÓN TEMPORAL DE LA FUENTE SISMICA Y SU APLICACIÓN A SISMOS PROFUNDOS"
(9 de Junio de 1994 frontera Perú-Bolivia)
(20 de Junio del 2003 frontera Perú-Brasil)

Tesis presentado por el bachiller en Ciencias Geofísicas

Geremías Moncca Anculle

Para optar el título de
INGENIERO GEOFÍSICO

AREQUIPA-PERÚ

2010

Dedicada a

Mis Padres

Guillermo Moncca y Perpetua Anculle

Quienes siempre infundieron en mí, Amor, Generosidad y Respeto.
Fueron sus aspiraciones de superación personal y profesional un ejemplo en mi vida. A mis hermanos y tíos por darme su apoyo incondicional y ser la inspiración de seguir adelante.

RESUMEN

Se desarrolla una metodología rápida y practica para calcular el momento sísmico mediante la función temporal de la fuente sísmica f(t), representada por el área encerrada bajo la forma de la onda P equivalente al desplazamiento del suelo. Este método, válido para distancias telesísmicas, es aplicable a sismos de foco profundo en razón que la onda P no es contaminada por las fases difractadas en el núcleo y/o reflejadas en la superficie libre, pudiendo disponer de información directa de todo el proceso de ruptura desarrollado en la fuente. El método es aplicado a dos sismos de foco profundo ocurridos el 20 de Junio de 2003 (epicentro frontera Perú y Brasil) y el 9 de Junio de 1994 (epicentro frontera Perú y Bolivia), obteniendo como resultado para el primero, un momento sísmico de 1.31×10^{27} dinas-cm equivalente a una magnitud de 7.3 Mw y para el segundo de 1.09×10^{29} dinas-cm equivalente a una magnitud de 8.6 Mw. Estos valores son coherentes con los reportados por el National Earthquake Information Center (NEIC), Universidad de Harvard (CMT) y con los publicados por diversos autores (Kikuchi y Kanamori 1994 y Tavera et al 2003), lo cual valida los resultados obtenidos en este estudio.

El análisis detallado de las formas de onda, ha permitido sugerir que el sismo del 20 de Junio del 2003 presentó un proceso complejo de ruptura con una duración promedio de 30 segundos. Durante este periodo de tiempo, se produjeron hasta 3 rupturas o eventos aleatorios de diversa magnitud y duración, y con posible propagación de las mismas en dirección NO. Del mismo modo, el sismo del 9 de Junio de 1994 presento un proceso complejo de ruptura con una duración promedio de 40 seg, tiempo durante el cual, se produjeron hasta 6 rupturas aleatorios de diversa magnitud y duración. Además la función temporal de la fuente sísmica indicaría el desarrollo de efectos de directividad.

Para discernir el origen de los sismos de foco profundo, es necesario que ocurran mas eventos con estas características, que en el caso del Perú, ayudaran a comprender la geodinámica compleja que controla la evolución de la Cordillera Andina y el desplazamiento de las placas de Nazca y Sudamericana.

INDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ÍNDICE

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN 1

1.1. UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO 4
1.2. OBJETIVOS 5

CAPITULO 2. TECTÓNICA Y SISMICIDAD

2.1. LAS PLACAS TECTÓNICAS 6
a) *Placas divergentes* 7
b) *Placas transcurrentes* 8
c) *Placas convergentes* 8
2.2. SISMICIDAD GLOBAL 9
2.3. SISMOTECTÓNICA EN PERÚ 12
2.3.1. *La Dorsal de Nazca* 12
2.3.2. *La Fractura de Mendaña* 13
2.3.3. *La Fosa Perú-Chile* 13
2.3.4. *La Cordillera Andina* 14
2.3.5. *La Cadena Volcánica* 15
2.3.6. *Los Sistemas de Fallas* 15
2.4. PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS 15
2.4.1. *La Cordillera Costanera* 16
2.4.2. *La Zona Costanera* 16
2.4.3. *La Cordillera Occidental* 16
2.4.4. *El Altiplano* 16

2.4.5. *La Cordillera Oriental* 17
2.4.6. *La Zona Subandina* 18
2.4.7. *La Llanura Amazónica* 18
2.5. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD 18
2.5.1. *Sismos Superficial (h<60 km*) 19
2.5.2. Sismos *Intermedios (h 61<h<300 km*) 20
2.5.3. *Sismos Profundos (h>301 km)* 20
2.6. DISTRIBUCIÓN SEGÚN LA PROFUNDIDAD 21
2.7. PRINCIPALES FUENTES SISMOGÉNICAS 23

CAPITULO 3. LOS SISMOS PROFUNDOS

3.1. SISMOS PROFUNDOS A NIVEL GLOBAL 25
3.2. ORIGEN DE LOS SISMOS PROFUNDOS 29
3.2.1. *Hipótesis de Cizalla*dura 29
3.2.2. *Hipótesis de la Transformación Mineralógica* 31
3.3. LOS SISMOS PROFUNDOS EN EL PERÚ 36
3.3.1. *Discontinuidad de la Placa de Nazca* 36
3.3.2. *Continuidad de la Placa de Nazca* 38

CAPITULO 4. PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA

4.1. MECANISMO DE LOS SISMOS 44
4.1.1. *Parámetros Sísmicos* 46
4.2. MODELOS DE RUPTURA 48
4.2.1. *Modelo de Ruptura Circular* 48
4.2.2. *Modelos de Ruptura Rectangular* 49
4.3. ORIENTACIÓN FÍSICA DE LA FUENTE 51
4.4. TECNICAS DEL CALCULO DEL MOMENTO SISMICO 52
a) *Dimensiones del Área de Replicas* 53
b) *Análisis Espectral* 53
c) *Inversión del Tensor Momento Sísmico* 55
d) *Sismograma Sintético* 56
e) *Función Temporal F(t)* 57

CAPITULO 5 CÁLCULO DEL MOMENTO SISMICO Mo MEDIANTE
LA FUNCION TEMPORAL DE LA FUENTE SISMICA F(t)

5.1. CONCEPTO DE FORMAS DE ONDAS O SISMOGRAMAS 58
5.2. CALCULO DEL MOMENTO SÍSMICO Mo 65
- *Patrón de Radiación* 66
- *Atenuación Anelastica* 67
- *Expansión Geométrica* 68
- *Efecto de la Superficie libre* 69
- *Velocidad de la Onda P* 70
- *Densidad de la Tierra* 70
- *Función de Transferencia Instrumental* *71*
5.3. METODOLOGÍA PARA CALCULAR EL Mo 72
5.4. ¿PORQUE APLICARSE A SISMOS PROFUNDOS…? 73

CAPITULO 6. APLICACIÓN AL SISMO DEL 20 DE JUNIO 2003
FRONTERA PERÚ-BRASIL

6.1. *Sismicidad frontera Perú-Brasil* 75
6.1.1. *Distribución de los Sismos Profundos, 1990-2008* 75
6.1.2. *Parámetros Hipocentrales* 78
6.1.3. *Distribución de Intensidades* 79
6.2. PARÁMETROS DE LA FUENTE 81
6.2.1. *Orientación de la Fuente* 81
6.2.2. *Complejidad de la Señal* 82
6.3. CALCULO DEL Mo A PRTIR DE LA F(t) 85
6.3.1. *Datos* 85
6.3.2. *Momento Sísmico* 88
6.4. ANALISIS DE LA AMPLITUD DEL REGISTRO 90
6.5. PROCESO DE RUPTURA 92

CAPITULO 7. APLICACIÓN AL SISMO DEL 9 DE JUNIO DE 1994
FRONTERA PERÚ-BOLIVIA

7.1. *Distribución de los Sismos Profundos, 1990-2008* 95
7.1.1. *Parámetros Hipocentrales* 97
7.1.2. *Distribución de Intensidades* 97
7.2. PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA 99
7.2.1. *Orientación de la Fuente* 99
7.2.2. *Complejidad de la Señal* 100
7.3. CALCULO DEL Mo A PARTIR DE F(t) 102
7.3.1. *Datos* 102
7.3.2. *Momento Sísmico* 105
7.4. *ANÁLISIS DE LA AMPLITUD DEL REGISTRO* 107
7.5. PROCESO DE RUPTURA 108

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

ANEXO 1: Parámetros sismológicos utilizados para el sismo del 20 de Junio del 2003, Frontera Perú-Brasil

ANEXO 2: Parámetros sismológicos utilizados para el sismo del 09 de Junio de 1994, Frontera Perú-Bolivia

ANEXO 3: Algoritmo y procedimiento seguido en este estudio.

ANEXO 4: Trabajos de investigación desarrollados por el autor.

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

La Tierra se encuentra en constante actividad dinámica interna, puesta en evidencia con la presencia de una litósfera conformada por una docena de placas rígidas de forma esférica cuyo espesor puede llegar hasta 70 km aproximadamente. Cada una de estas placas, con diferentes características físicas y químicas, se encuentra en constante movimiento, dando origen a diversos procesos tectónicos como la formación de nueva corteza en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en las zonas de subducción (Isacks et al, 1968; Barazangi y Isacks, 1976). Estas zonas y su proceso en sí, son de importancia científica por la remarcable evidencia que ofrece sobre la naturaleza de los diferentes procesos que tienen origen en el interior de la Tierra.

Una de las ramas más importantes de la geofísica que se ocupa de estudiar el interior de la Tierra, es la sismología a través del comportamiento de las ondas en su interior ofreciendo información de primera ante la imposibilidad de poder penetrar directamente a su interior. La propia investigación sismológica es mucho más complicada que la investigación puramente física. Es que el físico en un laboratorio realiza el experimento de tal manera que sea cómodo el estudio de uno a otro aspecto del fenómeno a examinar; mientras que, el sismólogo esta privado de semejante “lujo” ya que ve las ondas sísmicas cuando ocurre un sismo. De este modo, el sismólogo tiene que esperar que ocurra el sismo o terremoto, estudiar la señal que se registra en los sismógrafos para examinar lo que ocurre en el interior de la Tierra. Entonces, mientras los físicos o geólogos estudian la Tierra de manera directa, el sismólogo lo hace usando métodos indirectos.

Desde el punto de vista sismológico, el borde Oeste de Sudamérica es considerado como una de las regiones de más alto potencial sísmico, debido a que ocurren sismos cerca de la superficie hasta profundidades del orden de 700 km. En general, los sismos llamados superficiales (profundidades menores a 60 km) han producido los mayores daños y tienen sus epicentros en el borde occidental de la Cordillera Andina, todos asociados a la superficie acoplada de contacto sismogénica entre las placas de Nazca y de Sudamérica, e incluye también a los sismos corticales, ósea los que ocurren dentro de la zona continental. Ejemplo el sismo ocurrido el 15 de

Agosto del 2007 con una magnitud de 8.0 Mw y conocido como “Sismo de Pisco”. Los sismos de foco intermedio (profundidades entre 60 y 350 km) pocas veces son sentidos levemente en superficie y por lo general, pasan desapercibidos para la población. Estos sismos tienen su origen en la deformación interna de la placa de Nazca que subduce por debajo del continente y permiten configurar la geometría de la placa de Nazca por debajo de la superficie del contacto ínterplaca. Del mismo modo, los sismos de foco profundo (profundidades mayores que 350 km) casi nunca son sentidos en superficie, aunque resulta ser una excepción, el sismo ocurrido el 9 de Junio de 1994 considerado el más grande (8.6 Mw) a estos niveles de profundidad. El origen de estos sismos es aun discutido, pero en general se acepta dos hipótesis: la primera considera la existencia de procesos por cizalladura (Chandra, 1970; Kikuchi y Kanamori, 1994; Okal y Bina, 2001) y la segunda, al desarrollo de importantes procesos mineralógicos asociados a cambios de fases por expansión y crecimiento de cristales de tipo olivino a espinela (Green y Burnley, 1989; Kirby et al, 1991).

En Perú, los sismos de foco profundo se concentran en el límite con Colombia, Bolivia y Brasil a profundidades entre 500 y 700 km, siendo en estos últimos en donde se producen con mayor frecuencia. Entre Colombia y Brasil los sismos se alinean en superficie con dirección NS; mientras que, en el límite con Bolivia lo hacen en dirección E-O. Este cambio es asociado a la geometría de la placa oceánica; es decir, geometría subhorizontal en la zona norte y centro de Perú y normal en la región Sur. Lo cual incrementa la incertidumbre sobre su real origen. Sin embargo, el disponer de información sísmica de mejor calidad como la proveniente de la red sísmica mundial, ha permitido dar pasos importantes para explicar cómo estos sismos pueden desarrollar procesos complejos de ruptura similares a los de foco superficial. Del mismo modo, la aparición de nuevas técnicas y métodos de análisis de la información sísmica ha permitido disponer rápidamente de importantes parámetros como es el momento sísmico y la magnitud de los sismos, y dada la calidad de la señal sísmica, ahora es posible evaluar directamente sobre ella.

En general, un sismo de gran magnitud produce en el sismograma registros muy complejos y todas las fases registradas pueden ser analizadas en detalle. En el caso del grupo de la onda P correspondiente a sismos de foco profundo, presentan registros con señales libres de interferencias, que pueden ser utilizadas para el estudio de la fuente sísmica y características de sus procesos de ruptura (directividad), tal como fue analizado para el sismo del 9 de Junio de 1994 (Mw=8.3) por Kikuchi y Kanamori (1994), y para el sismo del 20 de Junio de 2003 (Mw=7.1) por Tavera et al 2003. Asimismo, las formas de

onda pueden ser analizadas y utilizadas para calcular el momento sísmico (Mo) a partir de la aplicación de técnicas conocidas como el uso del área encerrada debajo del tren de ondas P.

El presente estudio está estructurado en los siguientes capítulos.

El Capitulo 1 está dedicado a la introducción, definición del área y los objetivos del presente estudio.

En el Capítulo 2 se presenta la descripción de la tectónica y sismicidad global, y su relación con las placas tectónicas. Además, de las características de la sismicidad de Perú y del proceso tectónico regional responsable de la actual geomorfológica.

El Capitulo 3 se describe las principales características sobre la presencia de los sismos profundos a nivel Mundial, en Sudamérica y en el Perú, y las dos hipótesis que explican el origen de los sismos profundos; es decir, fractura por cizalla dentro de un trozo de placa que flota en el manto y por transformación mineralógica. Además, se describe las características sobre la continuidad y discontinuidad de la placa de Nazca por debajo de la cordillera Andina en el Perú.

En el Capítulo 4, se describe la base teórica que define los parámetros de la fuente sísmica, modelos de ruptura, la orientación de la fuente y métodos para el cálculo del momento sísmico.

El Capitulo 5 describe la metodología a seguir en el presente estudio y el análisis de la fuente sísmica

En el Capítulo 6 se realiza la aplicación de la metodología propuesta para el cálculo del momento sísmico al sismo del 20 de Junio del 2003 (limite Perú-Brasil, Mw=7.1). Se analiza la distribución epicentral de los sismos profundos, sus parámetros hipocentrales, distribución de intensidades, parámetros de la fuente, cálculo del Mo a partir de F (t) y complejidad del proceso de ruptura.

El Capitulo 7 se realiza la aplicación de la metodología propuesta para el cálculo del momento sísmico del sismo del 9 de Junio de 1994 (limite Perú-Bolivia, Mw=8.2). Se analiza la distribución epicentral de los sismos profundos, sus parámetros hipo centrales, distribución de intensidades, parámetros de la fuente, cálculo del Mo a partir de F (t) y la complejidad del proceso de ruptura.

Finalmente, se detalla las principales conclusiones que se desprenden el presente estudio.

1.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte central del borde oriental de América del Sur en las coordenadas 5 - 15 Latitud sur y 65 – 75 Longitud Oeste, tal como se muestra en la Figura 1.1. En el mapa se presenta la ubicación epicentral de los dos sismos profundos de mayor magnitud ocurridos en el límite Perú con Brasil y Bolivia en los últimos 20 años, siendo ambos tema de la presente investigación.

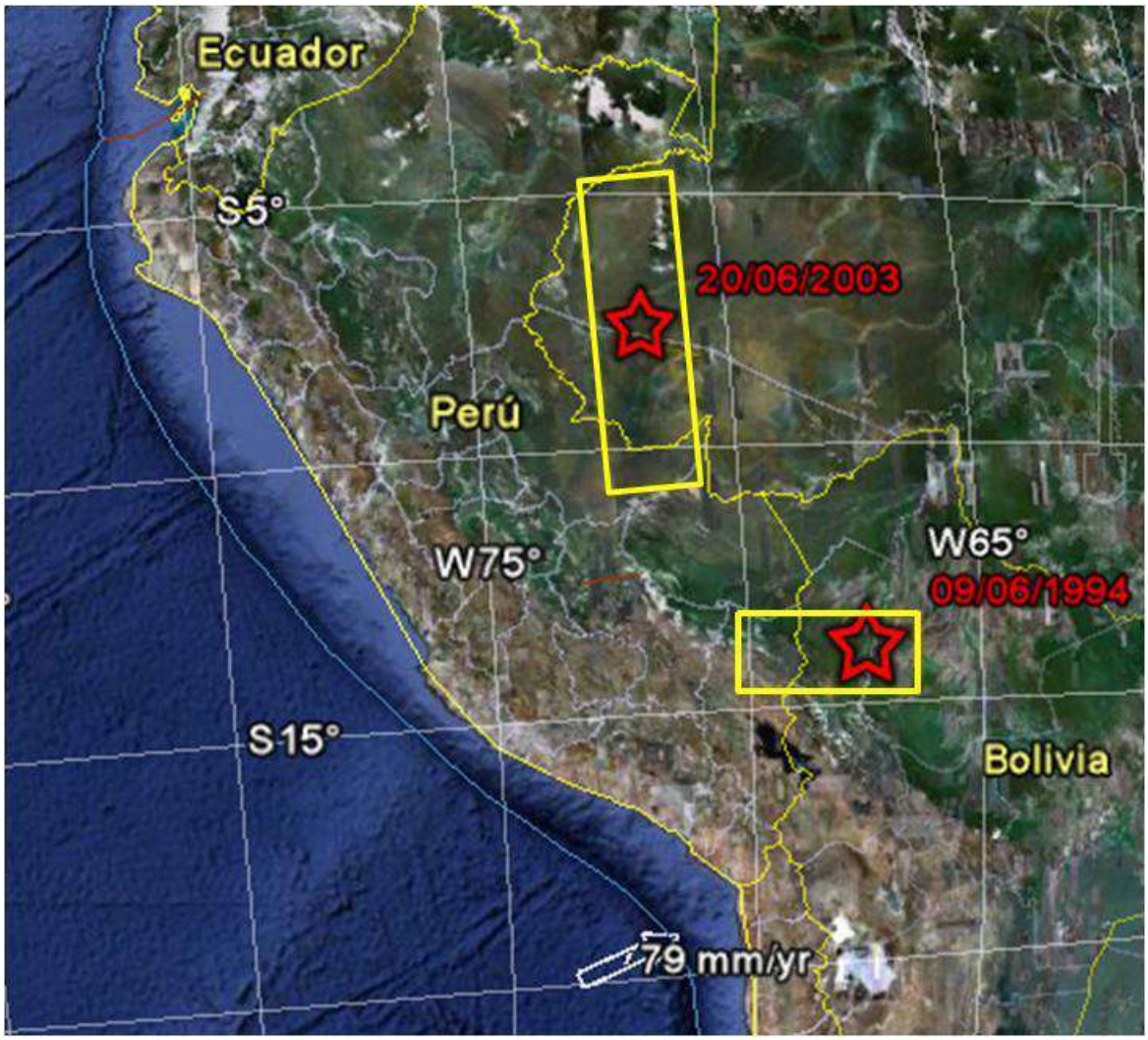

Figura 1.1. *Ubicación del área de estudio y de los dos sismos de foco profundo (estrella-color rojo), con magnitudes Mw > 7, que serán utilizados en el presente estudio. La flecha indica la dirección y velocidad de convergencia de la placa de Nazca (color blanco). Fuente: Google Earth.*

1.2 OBJETIVOS

- Analizar el origen de los sismos profundos en el Perú

- Analizar y desarrollar una metodología basada en las formas de onda P para el cálculo del momento sísmico a partir del área encerrada bajo la curva de desplazamiento de la onda P como una aproximación a la función temporal de la fuente sísmica F(t).

- Aplicar la metodología desarrollado para el cálculo del Mo para dos sismos de foco profundo ocurridos el 20 de Junio de 2003 (Mw=7.1) con epicentro en el Limite Perú-Brasil y el 9 de Junio de 1994 (Mw=8.2) con epicentro en el Limite Perú-Bolivia.

- Analizar y evaluar la complejidad de la señal sísmica correspondiente a los sismos del 20 de Junio de 2003 y del 09 de Junio de 1994 a fin de identificar posibles fuentes múltiples y efectos de directividad en la ruptura.

CAPITULO 2

TECTONICA, SISMICIDAD GLOBAL Y REGIONAL

A nivel mundial, más del 85% de la energía producida por los sismos es liberada en los contactos de las placas tectónicas y su cantidad depende de la velocidad con que se desplazan y de las características físicas de las superficies de fricción. Este proceso da origen a sismos de diversa magnitud a diferentes niveles de profundidad.

2.1 LAS PLACAS TECTÓNICAS

Una placa tectónica es un fragmento de litosfera que se desplaza sobre la Astenósfera como un bloque rígido sin presentar deformación interna. Este movimiento se produce debido a la presencia de las corrientes de convección dentro del manto de la Tierra que liberan el calor en forma de corrientes circulatorias que movilizan a los fluidos desde su base. Al calentarse la parte inferior del manto se dilata y por lo tanto emerge una fuerza de flotación que hace que el fluido ascienda. Al alcanzar a la superficie se enfría, desciende y se vuelve a calentar, estableciéndose un movimiento circular auto-organizado. La teoría científica de las placas tectónicas también, describe sus movimientos, dimensiones e interacciones (se mueven, empujan, presionan y se comprimen unas contra otras). Las placas tiene su origen en dos teorías, la de deriva continental y de la expansión del fondo oceánico. Para la primera a principios del siglo XX, Alfred Weneger sugiere que los continentes estuvieron unidos en el pasado formando un súper continente llamado Pangea que se fragmento durante el periodo Pérmico, originando los continentes actuales. La segunda viene de mitad del siglo XX y está sustentada en observaciones geológicas, geofísicas y sismológicas que de manera coherente poco a poco fueron aportando información acerca de la estructura de los continentes, las cuencas oceánicas del interior de la Tierra.

Desde el punto de vista geofísico, la unidad del comportamiento mecánico de las placas es la Litosfera y no la corteza sola. La Litosfera está formada por los primeros 100 km, incluyendo la corteza y parte del manto superior y su límite inferior corresponde a una isoterma de alta temperatura por cambios de fase. La Litosfera se comporta como una unidad rígida en contraste con la capa subyacente, la Astenósfera, capa débil y en estado de semifusión. Esta capa permite que la Litosfera se desplace sobre ella a velocidades que varían entre 2-10 cm/año. Un ejemplo se tiene en América del Sur, la placa de Nazca

se desplaza a 8 cm/año (Norabuena et al., 1990) para introducirse por debajo de la placa Sudamericana. La Litosfera está dividida en una serie de 12 placas que incluyen parte de la corteza continental y oceánica, siendo 6 las más importantes (Figura 2.1): Pacífico, América, Euro Asia, India, África y Antártida. A estas últimas hay que añadir las placas menores de Nazca, Cocos, Filipinas, Caribe, Arabia, Somalia y Juan de Fuca. Algunos autores consideran, además, la existencia de subplacas que pueden no ser del todo independientes.

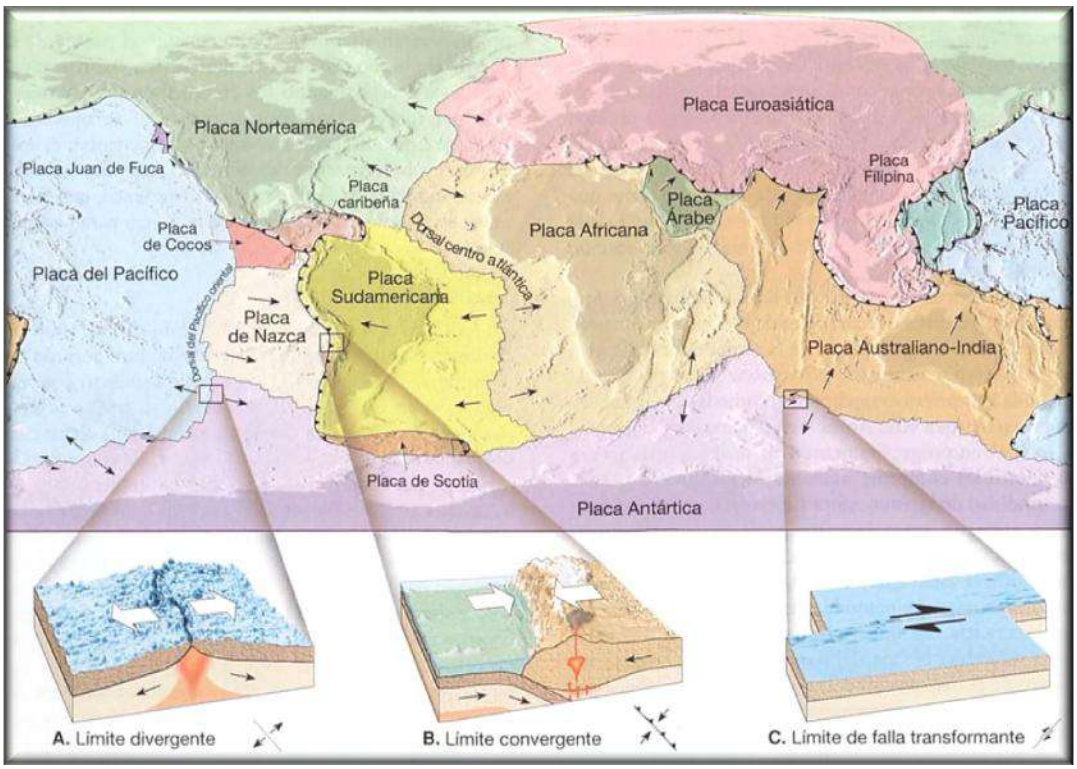

Figura 2.1. *Mapa de distribución de las principales placas, subplacas y los diferentes procesos en la tectónica de placas. Las flechas indican límites o zonas de: A) divergencia, B) convergencia, y C) transformantes entre las placas (fuente: Internet USGS).*

Según la Figura 2.2, la distribución de placas tectónicas continentales y submarinas, considera zonas de subducción (limites convergentes), de extensión (limites divergentes), movimientos transcurrentes (limites de falla transformantes) y la presencia de cadenas volcánicas (puntos en negro), estos límites o subplacas pueden ser descritos como:

a) *Placas divergentes*; son placas que se separan y por lo tanto, emerge magma desde regiones más profundas, tal como ocurre en la dorsal meso atlántica que separa a las placas de Europa y Norteamérica, y las de África y Sudamérica.

Estos incluyen los grandes sistemas montañosos existentes en medio de los océanos (Figura 2.2) evidenciado por una estrecha distribución alineada de sismos. Hay también sistemas de abertura (divergentes) continentales y uno de los más notables es el que se encuentra en el Este de África (el triple Afer); donde tres placas están jalándose unas a otras, la placa de Arabia y las dos partes de la placa Africana (la Nubia y la Somalí). En estas regiones la principal actividad consiste en el proceso de creación de nuevo fondo oceánico controlado por una actividad volcánica submarina.

b) *Placas transcurrentes*; es una placa tectónica que se desplaza con respecto la otra a lo largo de una falla. Su presencia es notable gracias a las discontinuidades del terreno siendo la más conocida el sistema de fallas de San Andrés en California, (EEUU). Esta falla tiene una longitud de 300 km aproximadamente (Figura 2.2).

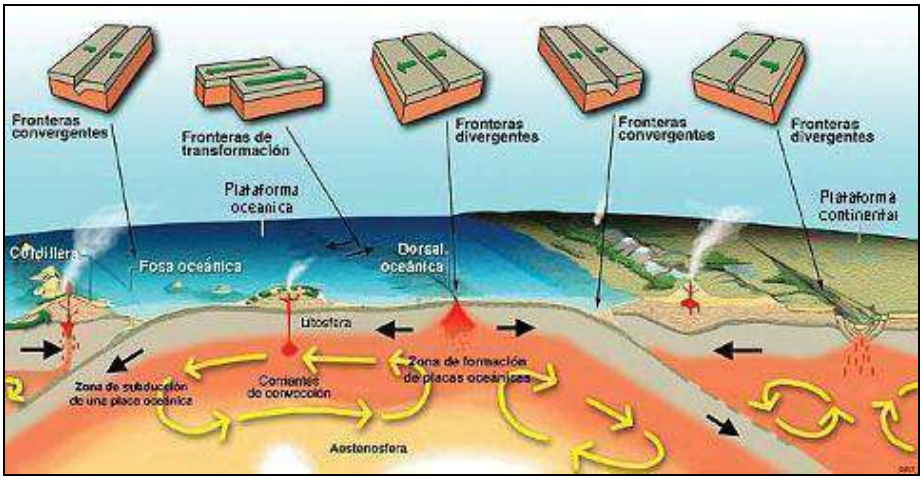

Figura 2.2. *Esquema que muestra los diferentes procesos de la tectónica de placas. Las flechas amarillas muestran corrientes de convección, las flechas negras indican convergencia, divergencia y movimientos transcurrentes entre las placas (fuente: Internet USGS).*

c) *Placas convergentes*; es una placa que choca contra la otra formando una zona de subducción (si una de las placas se hunde debajo de la otra) o un cinturón orogénico (si las placas chocan y se comprimen). Estas son: cuando una placa oceánica subduce respecto a una placa continental, como es el caso de Perú-Chile, donde la placa oceánica de Nazca “subduce” bajo la continental o Sudamericana y otra oceánica como las Islas Marianas “subduce” bajo la placa oceánica de Filipinas. La subducción de una placa corresponde a una penetración de la misma en el manto terrestre (Figura 2.2).

2.2 SISMICIDAD GLOBAL

Los observatorios sismológicos localizan los hipocentros de los sismos, determinan sus magnitudes y anotan los reportes de daños causados a fin de elaborar los boletines y proceder a almacenar la información para su posterior uso. Gracias a esta labor, en la actualidad se dispone de información sísmica importante que ha permitido conocer las principales características de sismicidad en todo el mundo.

En la Figura 2.3 se muestra la sismicidad global registrada entre los años 1973 y 2009, siendo el tamaño de los puntos proporcional a la magnitud del sismo. Es evidente que los sismos no están distribuidos en forma uniforme sobre la Tierra, si no en bandas que en su mayoría coinciden con las partes medias de los océanos. Los sismos se producen con mayor frecuencia en las zonas de contacto de placas, entre zonas de subducción océano-continente, tal es el caso del borde occidental de América del Sur, Japón, Himalaya y al este de las Filipinas. En estas regiones se produce con mayor frecuencia los sismos.

Desde la antigüedad es un hecho conocido que algunas regiones son mucho más propensas que otras a la ocurrencia de los sismos y esto permite separar zonas sísmicamente activas, de otras que no lo son (Figura 2.3). Una de las características más importantes de la distribución de los sismos es que estos están concentrados en franjas relativamente estrechas que forman una red que divide la superficie de la Tierra en una serie de placas, cuyos interiores son prácticamente asísmicos. Además, la distribución espacial (global) de los sismos ha permitido tener una imagen real de las principales zonas sísmicas del mundo y los mapas mundiales de sismicidad para un determinado periodo a otro, siempre muestran las mismas regiones como las de mayor sismicidad. Sin embargo, a escala regional se logra observar algunas diferencias, ya que en algún momento puede producirse un sismo en regiones inhabituales, como por ejemplo al este de Brasil y al oeste de África. Las principales regiones sísmicas distribuidas en el mundo pueden ser identificadas si se realiza una visión general del Mapa de Sismicidad Mundial mostrado en la Figura 2.3 de los cuales se describe a continuación.

En algunas zonas continentales alejadas de los océanos, la sismicidad coincide con regiones montañosas, como en el caso de los Alpes y los Himalaya, tal como se ve en la Figura 2.3. En las trincheras oceánicas la sismicidad es somera cerca de ellas y se hace cada vez más profunda conforme se adentra bajo el continente o arco de islas y en todo el cinturón de fuego, los sismos se distribuyen en profundidad formando planos

inclinados llamados zonas de Benioff, tal como se conoce en el borde occidental de Perú (Figura 2.4).

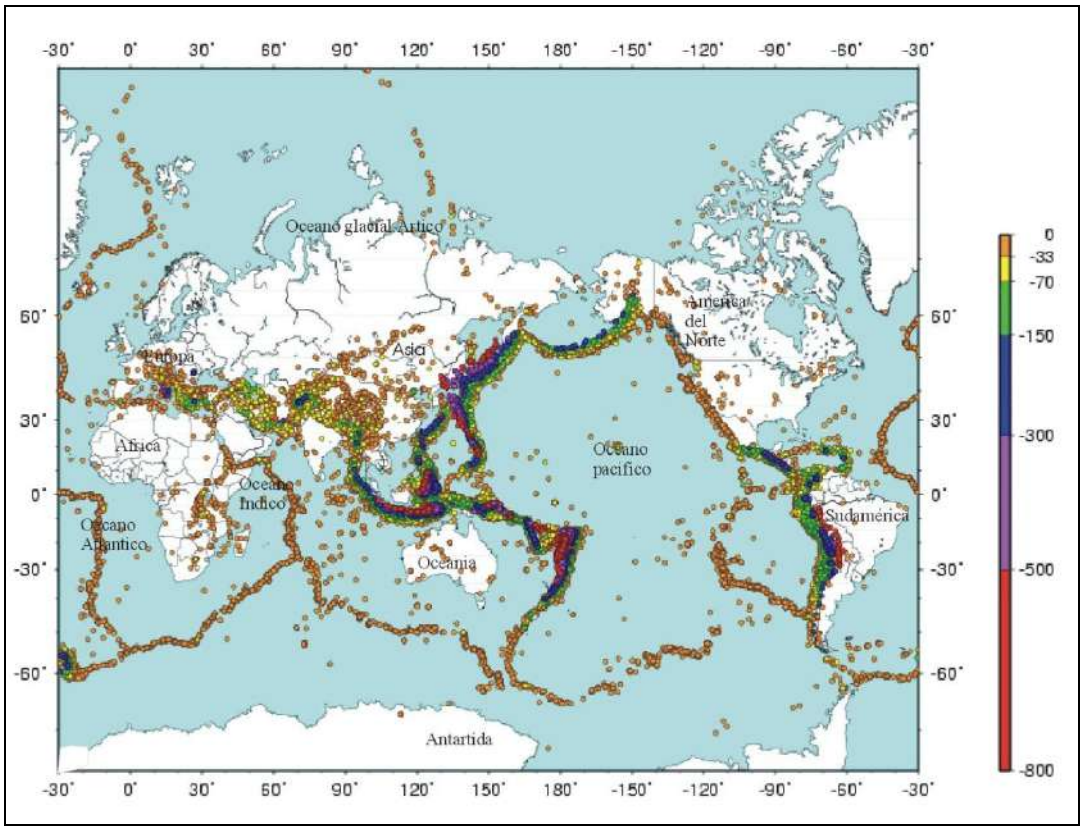

***Figura 2.3**. Mapa de sismicidad global para el periodo 1973 y 2009 (USGS. National Earthquake Information Center). A la derecha se indica su clasificación de los sismos en función a la profundidad de sus focos (mb>5.0).*

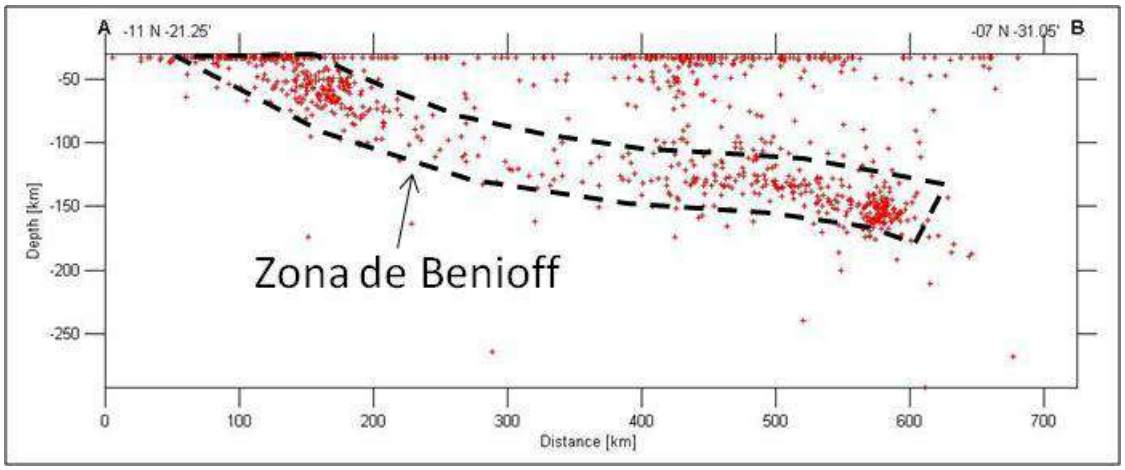

***Figura 2.4.** Zona de Benioff para la región central de Perú denotado por la distribución espacial de los sismos ocurridos en Perú (fuente: Instituto Geofísico del Perú).*

Al SE del Pacífico, las zonas sísmicas están asociadas a los rifts oceánicos que se inician en las Islas Balleny en la Antártida y se juntan en el Golfo de California pasando por la cresta de la Isla de Paques y Galápagos, siendo todos los sismos superficiales (Figura 2.3).

Otra zona se origina en las Antillas del Sur y se remonta a lo largo de todo el litoral del Pacífico en América del Sur y bajo los Andes (donde los sismos intermedios y profundos están asociados a los superficiales), englobando el bucle de las Antillas (México, California y Alaska) y cerrándose el círculo en las Islas Aleutianas (Figura 2.3).

La zona sísmica transasiática engloba todo el sistema orogénico alpino, después España, África del Norte hasta las cadenas del Asia Central (Birmania o Indonesia), ellas se juntan en el mar de Banda en el círculo circumpacífico. En el Este de África, los sismos que se producen en estas zonas no son de mayor magnitud en el mundo, ya que el espesor de la capa quebradiza en esas regiones es más bien delgado y caliente.

Finalmente, los Rifts son una gran fractura, en proceso de expansión que con el tiempo se convertirá en una dorsal oceánica (de hecho, ya lo es en la zona del mar rojo gracias a su acumulación con el océano indico), medio-oceánicos (Indo-Atlántico e Indo-Antártico), en donde líneas de grietas separan en dos partes el Océano Atlántico y el Océano Indo generando sismos con foco superficial de magnitud moderada. De todas las regiones descritas, los sismos en su mayoría son superficiales y de magnitud media.

En general, los sismos no ocurren siempre a la misma profundidad y por lo tanto, pueden ser clasificados en tres grandes grupos:

- Sismos con foco superficial: ocurren a profundidades menores a 60 km, debido al contacto de placas océano-continente y deformación cortical.
- Sismos con foco intermedio, cuyos hipocentros se sitúan entre los 60 y 300 km, debido a procesos de deformación interna de la placa de Nazca.
- Sismos con foco profundo y cuyo origen se establece a profundidades superiores a los 300 km desapareciendo a los 700 km, profundidad a la que cesa toda actividad sísmica.

Los sismos de profundidad superficial e intermedia son producidos por rupturas frágiles y deslizamientos con rozamientos en fallas preexistentes, reforzados por un mecanismo de fragilización por deshidratación. Estos sismos se producen en todos los márgenes de placa. La distribución en profundidad de estos sismos permitió a Wadati (1935) asociarlos a la geometría de las placas tectónicas y que ahora se conoce como

zonas de Wadati-Benioff (Figura 2.4). Este trabajo y otros más fueron los precursores del análisis de la distribución de los sismos en profundidad, estudios que rápidamente se extendieron para identificar otras regiones distintas de Japón, como Tonga-Kermadec, Sudamérica, Marianas, etc. (Scholz, 1990; Meade y Jeanloz, 1991; Frohlich, 1989). La existencia de sismos a profundidades en las que no es posible la ruptura frágil, a profundidades entre 500 y 700 km, aun es tema de múltiples investigaciones y se tratara más adelante (Green, 1990). Actualmente, se acepta que los sismos de profundidad intermedia y profunda tienen su origen en el interior de un bloque de litosfera que subduce y no en la zona de rozamiento entre el bloque y el manto circundante (Molnar et al, 1979), lo cual establece una relación univoca entre sismicidad intermedia y profunda en zonas de subducción.

2.3 SISMOTECTÓNICA EN PERÚ

La subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana es acompañada con la presencia de diversos y grandes rasgos tectónicos localizados a ambos extremos del margen continental, los mismos que deben su origen a los continuos movimientos de compresión y extensión que ambas placas soportan. En general, la evolución sismotectónica de Perú está controlada por los siguientes seis rasgos tectónicos: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la fosa Peruano-Chilena, la Cordillera Andina, la cadena Volcánica y los diferentes sistemas de fallas distribuidas en el interior del Continente, tal como se muestra en la Figura 2.5.

2.3.1 ***La Dorsal de Nazca****;* es una cordillera oceánica que se localiza en el extremo NO de la región sur de Perú frente al departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena (entre 15° y 24° Sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica en donde presenta un ancho de aproximadamente 220 km sobre la cota de 2000 metros. Sin embargo; su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. La cota de 2000 metros de esta dorsal, se localiza a 50 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subducierón bajo la placa continental (Sebrier et al, 1985). La dorsal de Nazca presenta una forma simétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región. Estudios recientes, sobre anomalías magnéticas, permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza que ceso su actividad hace 5 a 10 millones

de años aproximadamente (Udías y Mescua, 1997; Marocco, 1980; Sebrier et al, 1985) (Figura 2.5).

2.3.2 ***La Fractura de Mendaña****;* corresponde a una discontinuidad en la corteza oceánica ubicada en el extremo NO de la región Central de Perú, frente al departamento de Ancash (10° - 12° de latitud Sur). En la actualidad, esta fractura tiene una orientación NE – SO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa Peruano-Chilena y un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 metros. Esta estructura se localiza aproximadamente a una distancia de 180 km de la línea de la fosa. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura, pero se entiende que sería una antigua zona de divergencia de placas (Figura 2.5).

2.3.3 ***La Fosa Perú - Chile;*** delimitada al inicio de la interacción entre la placa de Nazca y la Sudamericana. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes (Heras 2002). Frente a la costa de Perú, la fosa Peruano-Chilena presenta profundidades máximas de hasta 6000 metros en la región Norte y Sur; mientras que, en la región Centro es del orden de 5000 metros. La fosa Peruano-Chilena presenta una contorción NNO-SSE en la Región Norte y Centro, NO-SE en la Región Sur de Perú. El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca (Figura 2.5).

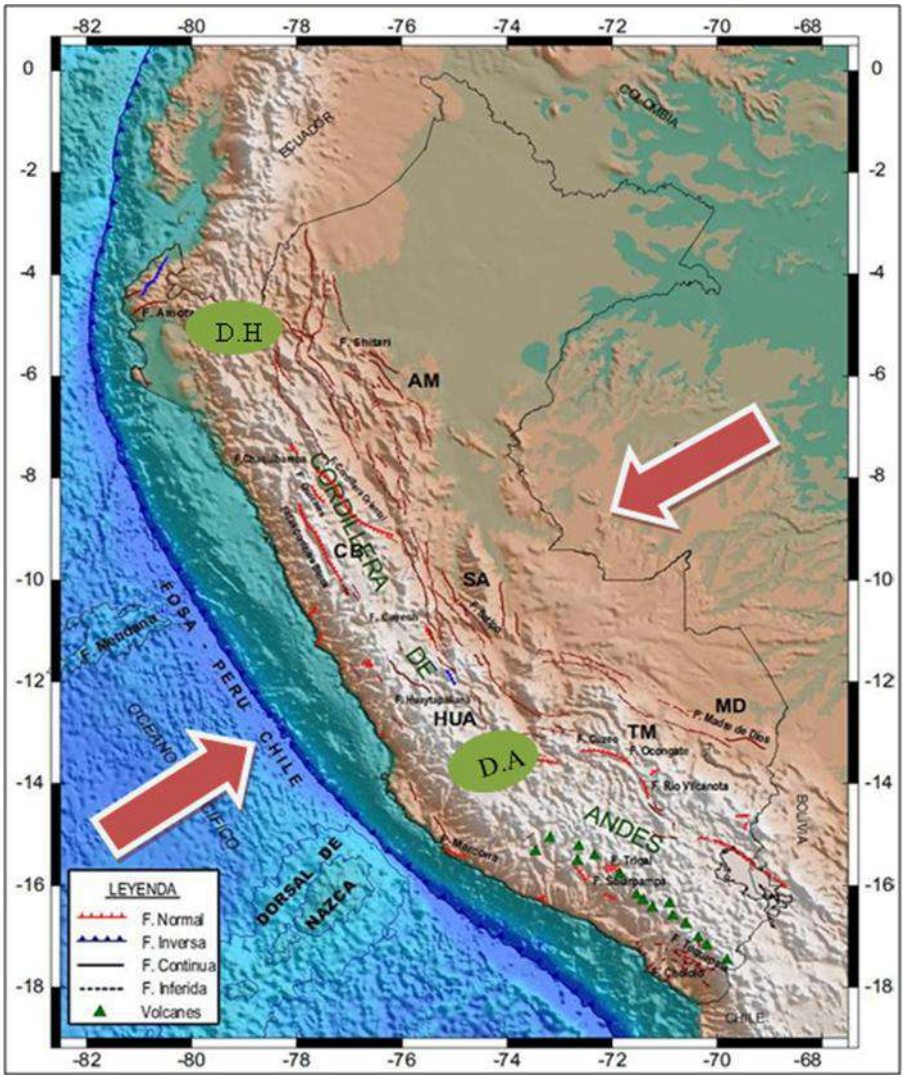

Figura 2.5. *Proceso de convergencia de la placa de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental). Las flechas indican la dirección de desplazamiento de las placas, y la tectónica está controlada por: la Dorsal de Nazca, Fractura de Mendaña, Fosa Perú-Chile, la Cadena de los Andes (D.H deflexión de Huanca bamba, D.A deflexión de Abancay), la Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas, según DeMets et al (1990), Tavera y Bernal (2002), Macharé et al., (2003).*

2.3.4 ***La Cordillera Andina****;* se distribuye paralela al borde Oeste de Sudamérica sobre una extensión de 7000 km y con alturas máximas de 6000 metros sobre el nivel del mar. En Perú, de Norte a Sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos deflexiones, a la altura de 5° Sur, denominado deflexión de Huanca bamba y a los 14° Sur, denominada deflexión de Abancay. Estas deflexiones cambian parcialmente la orientación de la Cordillera en dirección NE-SO y Este-Oeste respectivamente. Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfo estructurales y anchos que oscilan entre 250 km en la Región Norte y Centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buforn, 1998) (Figura 2.5).

2.3.5 ***La Cadena volcánica****;* se ubica en la región Sur de Perú por debajo de la deflexión de Abancay para continuar hasta los 25°S al Norte de Chile. Esta cadena se distribuye sobre la Cordillera Occidental siguiendo un aparente alineamiento con orientación NO-SE en Perú y N-S en el extremo norte de Chile. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad Tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimento la Cordillera Andina cerca del cuaternario Medio y reciente (Sebrier et al, 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425msnm), Sabancaya (5795msnm), Misti (5825msnm), Ubinas (5672msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800msnm), Tutu paca (5806msnm), Yucamane (5508). Es importante remarcar que en las Regiones Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica disminuyo o desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980) (Figura 2.5).

2.3.6 ***Los Sistemas de Fallas****;* son el resultado del continuo proceso de deformación de la corteza continental. Estos sistemas están presentes en mayor número, de Norte a Sur, sobre la zona Sub andina al pie del borde Oriental de la Cordillera Andina, afectando a los principales plegamientos del escudo Brasileño (sistema de fallas de Alto Mayo (AM), Satipo (SA), Madre de Dios (MD), etc.). El número de estos sistemas de fallas es menor sobre la Alta Cordillera y en el Altiplano (Sistemas de fallas de la Cordillera Blanca (CB), Huaytapallana (HU) y Tambomachay (TM)). En general, el mayor número de fallas son de tipo inverso que evidencian el acortamiento de la corteza (Figura 2.5).

2.4 PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

En el Perú la geomorfología data desde los orígenes de la tectónica de placas, la cordillera de los andes ha sido citada como el mejor ejemplo activo de erógenos formados por la convergencia entre una placa oceánica y otra continental (James 1960), presentando una cadena montañosa que se extiende de Norte a Sur a lo largo de todo Sudamérica desde Venezuela hasta el Sur de Chile con orientaciones que varían desde NE-SO en Colombia y Ecuador, NO-SE en Perú y N-S en Chile (Figura 2.6). La topografía actual de la Cordillera Andina, es el resultado de varios procesos orogénicos ocurridos durante épocas geológicas pasadas, dando origen a la formación de pliegues, fallas, depresiones, elongaciones de los grandes intrusivos y alineamiento de conos

volcánicos. Estudios de sismicidad muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51 km en la Región Central y de 75 km en la Región Sur (James, 1978; Marocco, 1980; Dalmayrac et al, 1981; Tavera, 1993 y Tavera y Buforn, 1998).

La Cordillera Andina, desde el punto de vista geomorfológico, puede ser clasificada en una serie de siete unidades morfo estructurales que se distribuyen de Oeste a Este (Figura 2.6), paralela a la línea de costa. En la Figura 2.6 se puede identificar la Cordillera de la Costa, la Zona Costanera (Z.C), la Cordillera Occidental (C.OC), el Altiplano, la Cordillera Oriental (C.OR), la Zona Sub Andina y la Llanura Amazónica (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998). A continuación se presenta una descripción de cada una de estas unidades:

2.4.1 ***La Cordillera Costanera****;* tiene su origen durante las fases tectónicas del Pre-cámbrico (aproximadamente hace 4500 años) habiendo sido plegada hasta alcanzar elevaciones máximas de 1200 m.s.n.m y posteriormente erosionado parcialmente. Entre las latitudes de 6° a 14° Sur, esta unidad desaparece debido posiblemente a la subsidencia de una parte del margen continental por efectos tectónicos (Figura 2.6).

2.4.2 ***La Zona Costanera*** **(Z.C)**; zona estrecha de aproximadamente 40 km de ancho que se extiende de Norte a Sur y está constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. La zona sur está formada por basamentos de rocas cristalinas plegadas y sujetas a deformación desde el precámbrico (Figura 2.6).

2.4.3 ***La Cordillera Occidental****;* en el Perú, conocido también como el batolito Andino de mayor volumen y que se extiende desde Venezuela hasta Tierra de fuego en Chile. En nuestra región, se distribuye paralelo a la costa de Norte a Sur. La parte más elevada de esta Cordillera (4200-4500 m), está formada por series del Mesozoico, plegadas y cubiertas de manera heterogénea por capas volcánicas del Cenozoico. Esta Cordillera aumenta su anchura hacia el Sur del Perú (Figura 2.6).

2.4.4 ***El Altiplano****;* situada entre las Cordilleras Occidental y Oriental. En la Región Sur su anchura es de 200 km y se extiende hacia el Norte hasta los 9° S, en donde alcanza un ancho de unos 50 Km y después desaparece. Esta unidad es formada por una serie de cuencas intramontañosas del Cenozoico que se

prolongan hacia el Altiplano, siendo la zona sur invadida por estructuras volcánicas activas del Terciario Superior Figura (2.6).

2.4.5 ***La Cordillera Oriental****;* Menos elevada que la Cordillera Occidental (3700-4000 m.) y corresponde a un extenso anticlinal formado por depósitos intrusivos del Precámbrico. En la Región Sur, la cordillera se curva en dirección E-O para luego continuar paralela a las otras unidades (Figura 2.6).

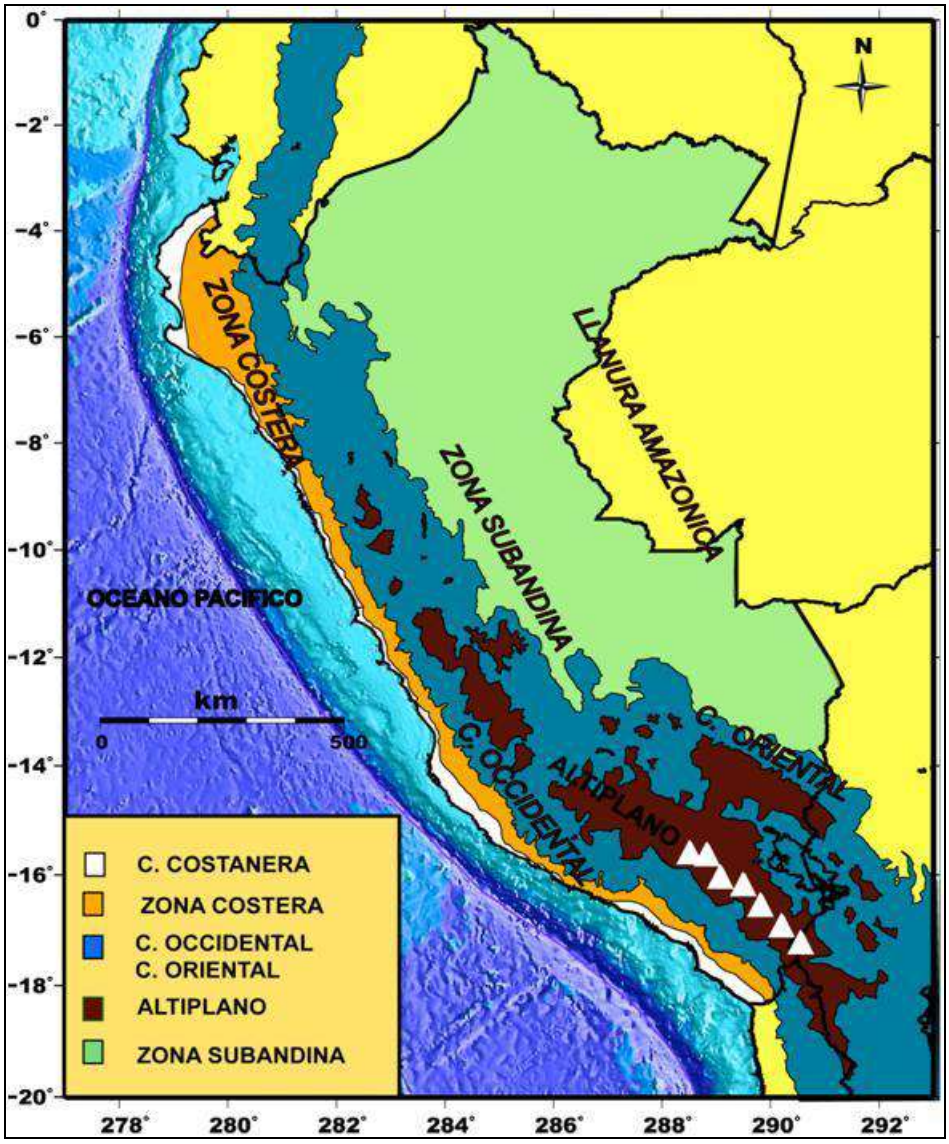

Figura 2.6. *Principales Unidades Geomorfológicas. La Zona costera y la Zona Subandina tienen elevaciones menores a 1500 msnm; la cordillera Occidental y Cordillera oriental entre 1500 – 4000 msnm; el Altiplano menores a 4000 msnm con presencia de Volcanes activos (triángulos blancos), según Dalmayrac et al, (1980), Tavera y Buforn (1998), Tavera y Bernal (2002).*

2.4.6 ***La Zona Subandina****;* zona de anchura variable donde se amortiguan las estructuras andinas. Esta zona se localiza entre la Cordillera Andina y la Llanura Amazónica y está formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico con pliegues de gran longitud de onda (Figura 2.6).

2.4.7 ***La Llanura Amazónica****;* la Llanura Amazónica se extiende a lo largo de toda la Selva peruana, desde Bolivia a Colombia, desde la región Subandina hasta el escudo Brasileño y constituye geomorfológicamente una amplia zona de Llanura cubierta de vegetación (Figura 2.6). La estructura que caracterizan las rocas Mesozoicas en la llanura Amazónica comprende pliegues abiertos de rumbo andino, con planos axiales verticales a ligeramente inclinados hacia el oeste. Esta unidad está acompañado de fallas de alto ángulo en donde los anticlinales forman las trampas petrolíferas.

2.5 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD

El Perú se ubica en el borde occidental de América del Sur, que se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo. A la vez forma parte del Cinturón del Fuego del Pacifico y su actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la Placa de Nazca (oceánica), bajo la Sudamericana (continental), generando frecuentemente sismos de magnitud elevada (Figura 2.7). Un segundo tipo de sismicidad, es producido por las deformaciones corticales, presentes a lo largo de la Cordillera Andina con sismos menores en magnitud y frecuencia. La distribución y origen de los sismos en Perú, ha sido tema de diversos estudios utilizando datos tele sísmicas y regionales a fin de estudiar la geometría de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamérica o bien para delinear las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Tavera y Buforn, 2001; Bernal, 2002).

La sismicidad histórica ha permitido evaluar la periodicidad de la ocurrencia de grandes sismos a lo largo de la costa peruana y delinear las regiones de mayor potencial sísmico. Esta sismicidad fue recopilada y analizada por Polo (1904), Barriga (1939), Silgado (1987) y Corbata et al, (1990). En general, los autores indican que el sismo más antiguo data del año 1513.

La sismicidad instrumental en superficie y profundidad ha sido analizada y discutida por diversos autores utilizando información tele sísmica (Stauder, 1975;

Barazangi y Isacks, 1976; Corte, 1985, Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998 y Bernal, 1999) y regional (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Beevis y Isacks, 1984; Schneider Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Bernal, 2002). Los resultados obtenidos por estos autores utilizando diferentes bases de datos, han permitido conocer las características y la geometría de las principales fuentes sismo génicas asociadas a la deformación cortical en el interior del continente peruano y el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Los estudios realizados por Tavera y Buforn (2001), Bernal et al (2001) y Bernal (2002), han permitido concluir que la distribución de los sismos en el Perú es por demás compleja; sin embargo, ha sido posible identificar a las principales fuentes sismo génicas (zonas de subducción y deformación cortical). Asimismo, la distribución de los sismos en profundidad sugieren que la placa de Nazca subduce por debajo del borde Oeste de Sudamérica de dos modos diferentes conocidos como subducción subhorizontal región Norte y Centro y normal región Sur.

La distribución espacial de los sismos puede ser descrita a partir de la Figura 2.7, la misma que contiene sismos para el periodo de 1964-2008 con Mw $\geq$ 4.0 obtenidos del catalogo de Instituto Geofísico del Perú (Tavera, 2000). Según Tavera y Buforn (1998), Tavera y Bernal (2009), los sismos pueden ser clasificados en superficiales ($h \leq 60$ km), intermedios ($61 < h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km).

2.5.1 *Los sismos con foco superficial* (h < 60 km)

Los sismos se distribuyen formando grupos con aproximadamente el 90% del total de la actividad sísmica que ocurre en el Perú, entre la línea de la fosa y la cordillera de la costa, aun considerando todo los niveles de profundidad. Esta sismicidad puede ser asociada principalmente al proceso de subducción en sus primeros niveles de profundidad con sismos de magnitud mayor que ocasionan diversos grados de destrucción y muerte en las ciudades distribuidas a lo largo de la línea de costa de Perú (Figura 2.7).

Un segundo grupo de sismos con foco superficial se localizan en el interior del continente y deberían su origen al proceso de subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina y a la deformación cortical que se produce en la alta cordillera, siendo estos sismos de menor en magnitud y frecuencia. En

líneas generales, la distribución de los sismos sobre el territorio peruano muestran las zonas de mayor deformación superficial.

2.5.2 *Los sismos con foco intermedio* (61 < h < 301)

Según Tavera y Buforn (1998) la distribución espacial de los sismos con focos intermedios se realiza formando tres grupos localizados cerca de la línea de costa, en la zona Subandina y en toda la región sur bajo el altiplano peruano-boliviano. El primero se distribuye paralelo a la línea de costa por debajo de los 9° Sur cerca de la línea de costa de la región central del Perú con sismos de magnitud moderada y ocurren muy frecuentemente. El segundo grupo se encuentra en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la zona Subandina siguiendo alineamientos Norte-Sur. El tercero se distribuye principalmente sobre todo el Altiplano, con agrupaciones importantes sobre los departamentos de Tacna, Puno, Arequipa, Apurímac y al Sur de Ayacucho. Él último grupo, presenta aproximadamente el 80% del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad (Figura 2.7).

La distribución de los sismos con foco intermedio no es muy homogénea; sin embargo, estos muestran de manera aproximada las zonas de mayor deformación a estos niveles de profundidad. En el interior del continente, los sismos se alinean sobre la zona Subandina paralela a la cordillera Andina y a partir de la cual, la distribución cambia su rumbo hacia SO para luego cubrir toda la región Sur.

2.5.3 *Los sismos con foco Profundo* (h > 301)

Los sismos con foco profundo, tal como se muestra en el extremo derecho de la Figura 2.7, son en número, menor a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, su tamaño es muchas veces mayor que los sismos que ocurren a otros niveles de profundidad. Los sismos con foco profundo se distribuyen próximos al límite entre Perú y Brasil (6°-11°) con una orientación prácticamente Norte–Sur sobre una longitud del orden de 500 km y alrededor del límite entre Perú y Bolivia (13-14° Sur) con una orientación próxima a Este-Oeste. Estos sismos presentan magnitudes superiores a los sismos superficiales e intermedios; sin embargo, son sentidos levemente en superficie. En general, los sismos profundos liberan tanta

energía como la que liberarían todos los sismos ocurridos en el mundo durante un año.

2.6 DISTRIBUCIÓN SEGÚN LA PROFUNDIDAD

La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, es interesante debido a que resulta importante para definir la superficie del contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, así como la geometría de la porción de la placa por debajo de la Cordillera de los Andes. En la Figura 2.7a se muestra la distribución espacial de la sismicidad ocurrida entre 1964 - 2008 y los perfiles A-A', B-B' y C-C', mientras que en la Figura 2.7b se muestra la distribución en profundidad de la actividad sísmica instrumental en tres perfiles correspondientes a las regiones Norte, Centro y Sur de Perú

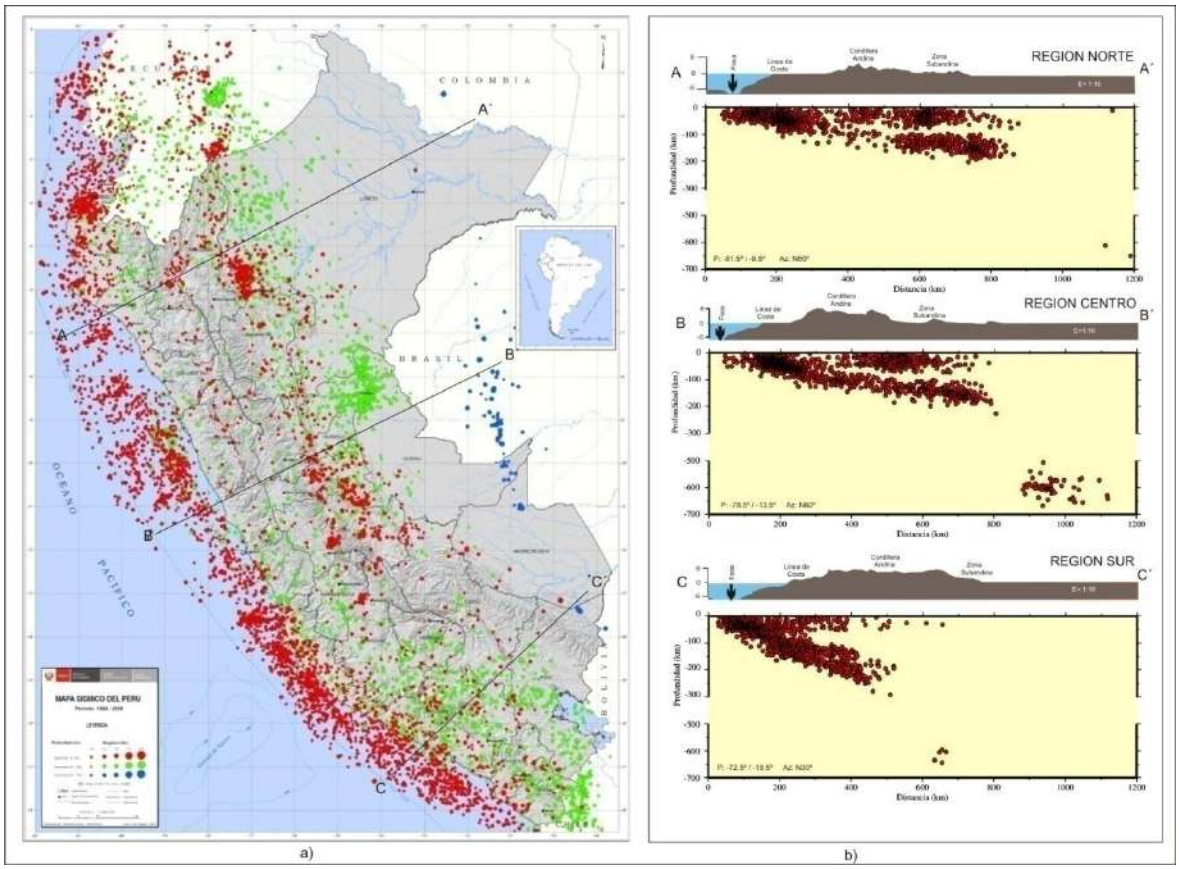

Figura. 2.7. *a) Mapa de actividad sísmica para el Perú (Tavera y Bernal 2009) y b) sus respectivos perfiles sísmicos de Perú durante el periodo 1964 -2008 (Mw ≥ 4), círculos rojos h=< 60 km de profundidad, círculos verdes 61<h=<300 km de profundidad y los círculos azules h>301 km de profundidad.*

Según el perfil A-A', en la región Norte la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este, con focos a menos de 50 km en la zona oceánica hasta 150 km de

profundidad en el interior del continente. Entre 200 y 450 de distancia horizontal desde el punto A, se observa menor ocurrencia de sismos siendo estos más superficiales, lo que puede indicar, la existencia de una posible laguna sísmica. A partir de la distancia de 450 km, aumenta el número y las profundidades de los sismos hasta una distancia horizontal de 700 km desde la fosa. Estas profundidades indicarían el límite del contacto y la forma de la placa de Nazca bajo la Sudamericana a estos niveles de profundidad. Los sismos con focos profundos se concentran mayormente a una distancia de 500 km desde la fosa con una profundidad que no sobrepasa los 650 km.

En el perfil B-B' para la región Central, la distribución de los focos sísmicos sigue el mismo patrón descrito anteriormente, pero sin observar la existencia de la posible laguna sísmica. En ambas secciones verticales y hasta unos 100-150 km de profundidad, los focos se distribuyen según una línea con pendiente de 15° a 20° y a partir de esta profundidad, el límite de la forma de la placa oceánica es prácticamente horizontal. Los sismos con foco superficial se distribuyen linealmente sobre la profundidad de 33 km; sin embargo, las zonas de mayor deformación presentan un alto índice de sismicidad. Así mismo, entre 200–500 km de profundidad hay ausencia de sismos volviendo estos a aparecer a la profundidad de 600 km poniendo en evidencia la continuidad de la placa Oceánica en el proceso de subducción a mayores profundidades.

En el perfil C-C' (región sur), los sismos se distribuyen en profundidad con características diferentes a las otras regiones. La profundidad de los focos sísmicos aumenta linealmente de Oeste a Este con una pendiente de 25° a 30° hasta 350 km de profundidad aproximadamente. Esta sismicidad es continua hasta una distancia de 400 km a partir de la fosa; mientras que, a distancias mayores solo se observa la presencia de sismos con foco superficial ($h \geq 60$ km) o profundos ($h > 500$ km). En esta región, los sismos profundos se localizan a 600 km de profundidad y en menor número con relación a la Región Centro.

En las secciones verticales B-B' y C-C', se observa la presencia de los sismos profundos en las regiones Centro y Sur del Perú. Estos focos se distribuyen entre 500 y 650 km de profundidad, siendo más numerosos en el borde Perú-Brasil y menor en el borde Perú-Bolivia. La ausencia de sismos entre 200 y 500 km de profundidad en la región Norte y Centro y entre 300 y 500 km en la región Sur, pone en evidencia la posible discontinuidad de la placa Oceánica en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad.

2.7 PRINCIPALES FUENTES SISMOGÉNICAS

De acuerdo a la distribución espacial de los sismos y a las características físicas de la región donde se producen, es posible identificar la presencia de cuatro fuentes sismo génicas tal como se muestra en la Figura 2.8, (Tavera y Buforn, 1998); Tavera et al (2003); Tavera y Bernal (2009). A continuación se describe brevemente cada una de ellas:

a) ***Fuente de deformación cortical oceánica****;* es la zona más próxima a la fosa, los sismos producen un origen extensivo que se interpreta como efecto del encorvamiento de la litosfera cuando inicia la subducción (Figura 2.8).

b) ***Fuente sismogénica ínterplaca;*** esta fuente está asociada al contacto de las placas de Nazca y Sudamericana dando origen a sismos de foco superficial (h≤60 km) que muchas veces alcanzan magnitudes Mw del orden de 9.0 y la ocurrencia de cientos de replicas. Los sismos que se producen aquí son muy frecuentes en el tiempo. En superficie, la zona se presenta entre la línea de la fosa y la costa, tal como se muestra en el esquema de la Figura 2.8.

c) ***Fuentes sismogénica de deformación cortical***; estas fuentes están asociadas a la deformación interna de la placa continental con la consecuente formación de fallas geológicas como la falla de Moyobamba, Cordillera Blanca y Satipo, entre otros. Estos sismos de magnitud moderada son menos frecuentes en el tiempo, aunque producen tanto daño como los sismos de la segunda fuente. En superficie se presentan sobre la cordillera occidental hasta la zona Subandina y escudo brasileño (Figura 2.8).

d) ***Fuentes sismogénica íntraplaca***; Estas fuentes están asociadas a la deformación interna de la placa oceánica por debajo del continente dando origen a sismos de foco intermedio entre los 80 y 300 km y cuya distribución epicentral permite realizar aproximaciones sobre la geometría de la placa oceánica por debajo de todo el Territorio peruano. Estos sismos son de magnitud moderada y en superficie se presentan desde la zona costanera hasta la zona Subandina y profundidades entre 500-600 km, a la posible extensión de litosfera a aunque este origen aun esta en investigación. Estos sismos son de magnitud elevada pero al producirse a grandes profundidades son menos destructores. En superficie sus epicentros se centran en el límite Perú-Brasil con una distribución epicentral norte

a sur entre la latitud de -6° hasta -18°. También se producen en el borde Perú-Bolivia y espacialmente se distribuyen siguiendo una tendencia EO a la latitud de -15° aproximadamente.

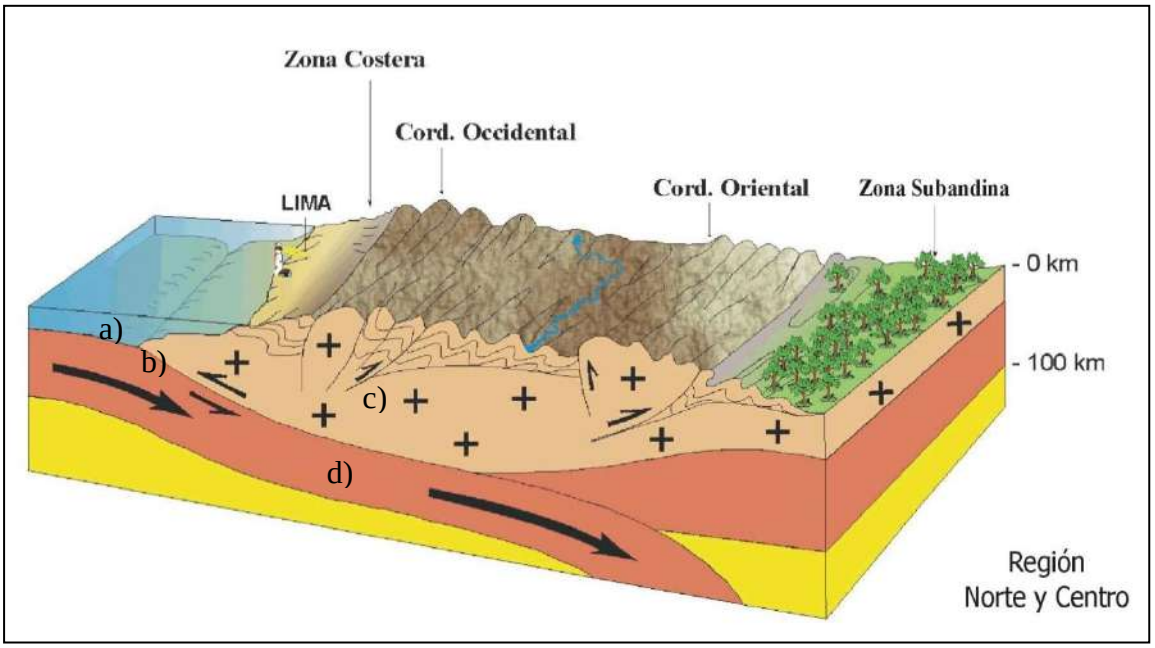

Figura 2.8. *Esquema que representa las principales fuentes sismo génicas presentes en la región de Perú: a) Deformación cortical oceánica, b) Ínterplaca, c) Deformación cortical, d) Íntraplaca Oceánica (Modificado de Mattauer, 1978)*

CAPITULO 3

LOS SISMOS PROFUNDOS

Desde la década de los años 20, cuando se descubrió que los sismos pueden ocurrir a profundidades mayores que 300 km, los sismólogos han tratado de explicar su origen planteando diversas hipótesis y teorías, algunas más sofisticadas que otras. Sin embargo, aun no se ha llegado a explicar de manera satisfactoria debido a la falta de mayor información sísmica y de otros campos de la geofísica; por lo tanto, el debate al respecto continúa. En este capítulo se describe las hipótesis más importantes que explican el origen de los sismos de foco profundo, además, se analiza y evalúa la distribución espacial de estos sismos a nivel global, regional y local.

3.1 LOS SISMOS PROFUNDOS A NIVEL GLOBAL

La distribución espacial de los sismos profundos en el mundo pueden ser analizada en la Figura 3.1 la misma que contiene sismos para el periodo de 1973-2008 con magnitud M>4.0, (USGS/NEIC). Los sismos se distribuyen formando grupos en Sudamérica, Australia, Japón y África; y representan aproximadamente el 40% del total de la actividad sísmica que ocurre a nivel mundial. En general, los sismos profundos no ocasionan daños en la superficie debido a que la energía que libera se disipa en el manto, siendo en porcentaje del orden del 10% el que llega a la corteza.

En el entorno de la región de Japón, los sismos se distribuyen formando 3 grupos: el primero cerca de Corea del Norte con una orientación NE sobre una longitud de 600 km aproximadamente; el segundo se concentra alrededor de Corea del Norte e Islas Kuriles en dirección NS sobre una longitud de 440 km aproximadamente y el tercer grupo, se concentra en las Islas Marianas sobre una longitud de 1500 km aproximadamente con una tendencia NO, agrupándose en el interior del océano Pacifico (Figura 3.1).

En la región de Indonesia los sismos se distribuyen formando 2 grupos, el primero se encuentra en el Océano Pacifico, límite Filipinas-Java con una orientación NS sobre una longitud de 450 km. El segundo grupo se presenta al sur de Indonesia con una orientación próxima a EO sobre una longitud de 500 km sobre el Océano Indico; además

de otro tramo de 3100 km de longitud con una tendencia EO sobre el Océano Indico (Figura 3.1).

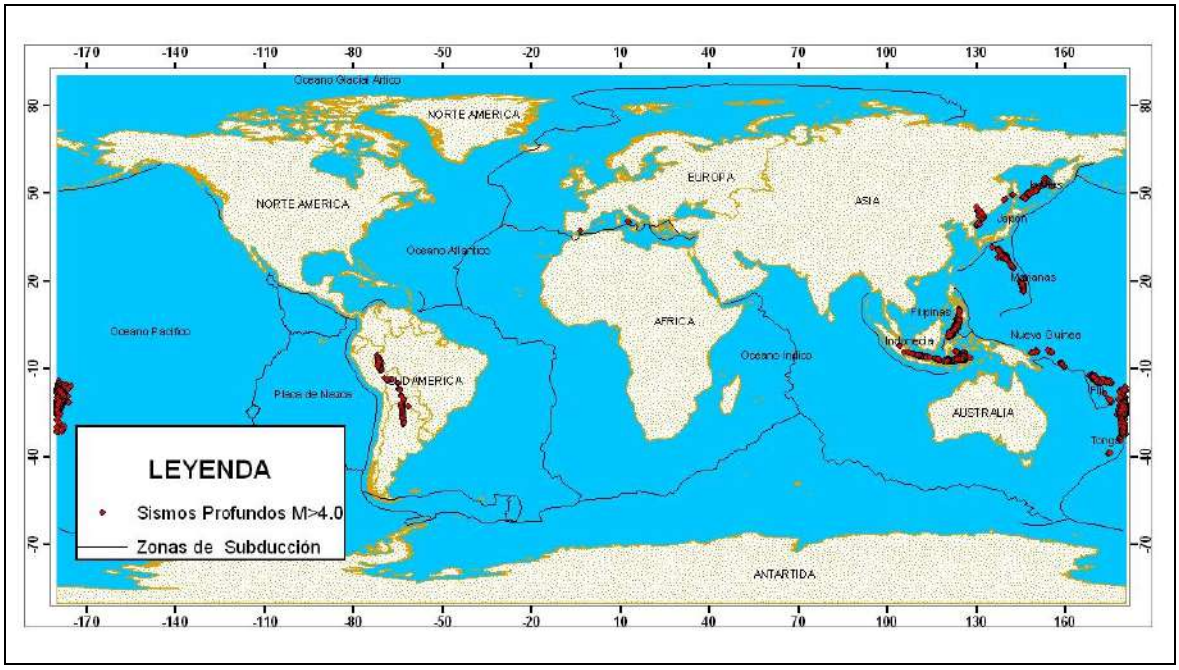

Figura 3.1. *Mapa mundial de la distribución de sismos profundos (color rojo): (Fuente; catalogo de USGS/NEIC), periodo de 1973-2008 con magnitudes Mw>4.0.*

En Fiji y Tonga, los sismos se distribuyen dentro del Océano Pacifico formando 2 grupos, estando el primero localizado en Nueva Guinea con una orientación OE sobre una longitud de 500 km y el segundo, en la región de Fiji, Tonga y Nueva Zelanda con una orientación próxima a NS sobre una longitud de 3700 km aproximadamente (Figura 3.1). En esta última región, los sismos profundos son más frecuentes en el tiempo.

En el límite África-Europa los sismos se distribuyen dispersos y con una orientación EO sobre el Océano Atlántico (Figura 3.1).

En Sudamérica, los sismos con foco profundo se encuentran principalmente en las fronteras de Perú con Colombia, Brasil, Bolivia y Argentina, tal como se muestra en la Figura 3.2. Los sismos se distribuyen dentro del continente con dirección casi lineal de N a S sobre una longitud de 3200 km aproximadamente con las siguientes características:

En el límite Perú-Brasil los sismos profundos siguen un alineamiento de N a S y en el límite Perú-Bolivia E-O. En el límite Chile-Bolivia y Chile-Argentina los sismos se distribuyen alineadamente en dirección NS.

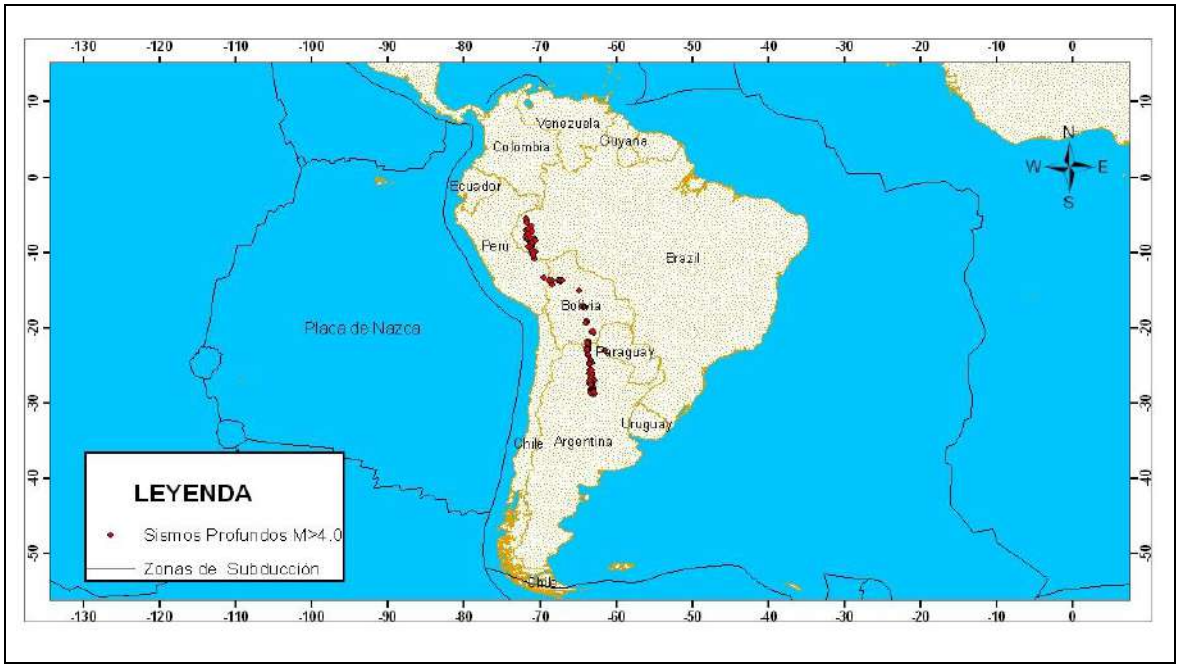

Figura 3.2. *Mapa de distribución de sismos profundos de Sudamérica (color rojo): (fuente; catalogo de USGS/NEIC), periodo de 1973-2008.*

Las áreas que ocupan estos sismos son notorias en todas las regiones con longitudes que varían entre sí. En el límite Perú-Brasil es del orden de 600 km aproximadamente; mientras que, en el límite Perú-Bolivia muestra una longitud de 300 km y hacia el sur en el límite Bolivia-Paraguay-Argentina es del orden de 900 km (Figura 3.2).

En el Perú los sismos de foco profundo se distribuyen principalmente dentro del continente y en mayor numero en la frontera con Brasil y Bolivia, tal como se observa en la Figura 3.3. El número de sismos es mayor en la frontera Perú-Brasil en donde se distribuye siguiendo un alineamiento NS sobre una longitud de 600 km. En el límite Perú-Bolivia, los sismos ocurren en menor número y se distribuyen alineadamente con una orientación próxima EO sobre una longitud de 500 km.

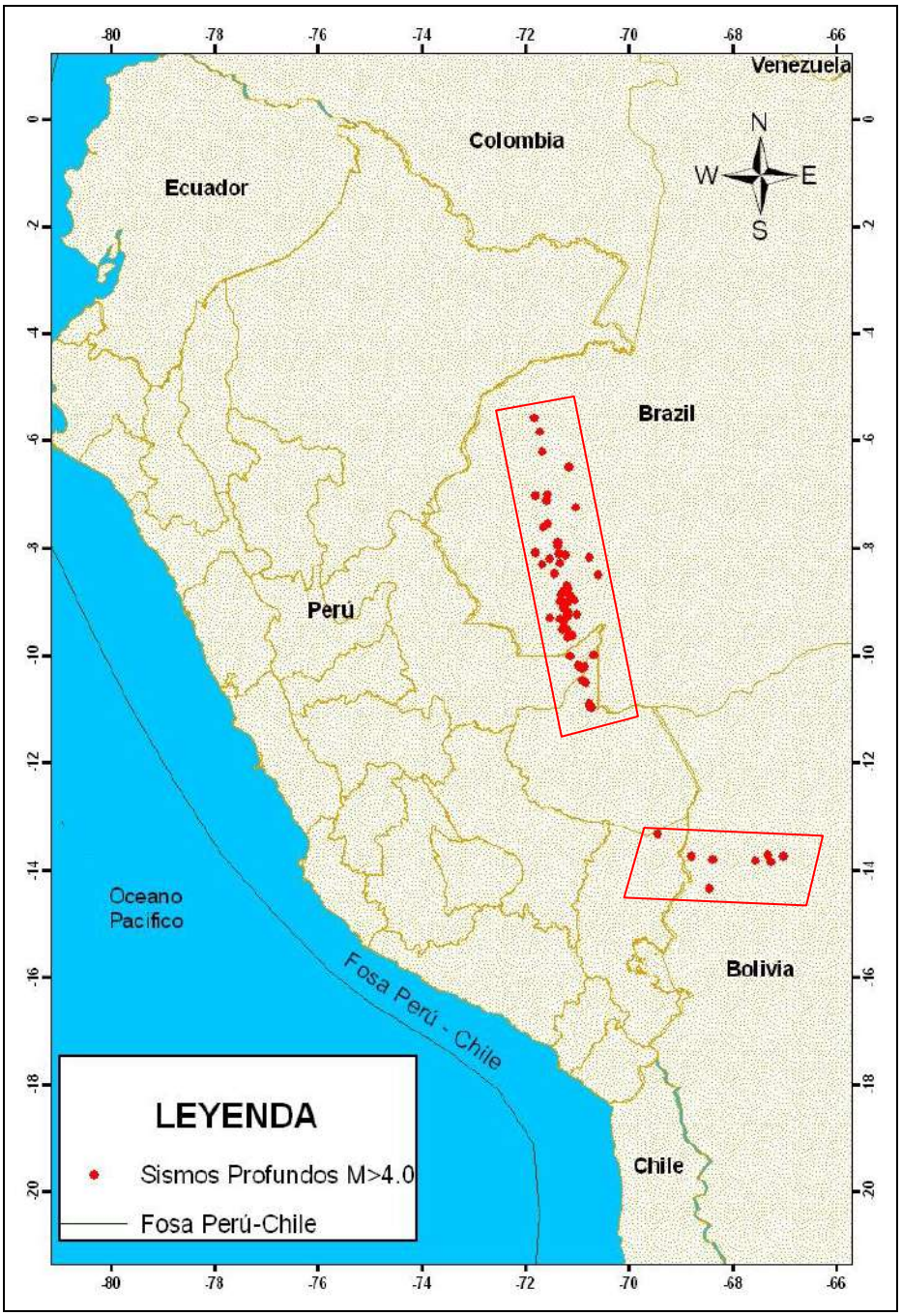

Figura 3.3. *Mapa de distribución de sismos profundos en el Perú: para el periodo de 1973-2008 con magnitudes M>4.0 (Fuente; Instituto Geofísico del Perú y USGS).*

Los sismos ocurridos en ambas regiones presentan magnitudes menores a 7.0 Mw sin presentar daños en superficie; sin embargo, es notable el sismo ocurrido el 9 de junio de 1994 en la frontera Perú-Bolivia con una magnitud 8.3 Mw, sentido en superficie con intensidades de VI (MM) pero sin producir daños. La información proporcionada por este sismo fue utilizada por muchos investigadores para el estudio del interior de la Tierra por muchos años

3.2 ORIGEN DE LOS SISMOS PROFUNDOS

Se discute dos de las hipótesis más aceptadas, sobre la naturaleza u origen de los sismos profundos, una asociada a unos procesos de cizalla y la otra a transformaciones mineralógicas. Los principales fundamentos de estas hipótesis recién han sido expuestos en los últimos años, pero sus limitaciones derivado de mayor información implican muchas discusiones.

3.2.1 *Hipótesis de Cizalladura*

A profundidades superiores a los 300 km, es muy probable que los procesos de rozamiento y fractura frágil hayan sido inhibidos por las enormes presiones hidrostáticas existentes. En la actualidad se acepta que los sismos de foco profundo tienen su origen en el interior de un bloque de litosfera que subduce y no en la zona de rozamiento entre bloques y el manto circundante (Molnar et al, 1979), lo cual establece una relación univoca entre sismicidad intermedia y profunda presente en las zonas de subducción. A profundidades de 600 km la placa estaría sometida al proceso de deformación debido probablemente a fuerzas como la gravedad; es decir, su propio peso y otra contraria como respuesta. En la Figura 3.4 se puede apreciar que hay evidencia de sismicidad a profundidades del orden de 600 km, que según Kanamori et al (1994), James et al (1990), Molnar et al (1979), Houston et al (1994), Kikuchi y Kanamori (1994) y Tavera et al, (2003), indican que son debidos a esfuerzos netamente de tipo extensional. Por lo tanto, se producirían fracturas cuyos patrones de radiación de la energía se asemejan a los sismos que se producen en la corteza, siendo posible que los sismos de foco profundo se produzcan por cizalladura.

En la Figura 3.4 se esquematiza la hipótesis en zonas altamente sísmicas y dentro de un proceso de subducción, la placa se introduce por debajo de la corteza sometiéndose a las de fuerzas derivadas de las corrientes de convección del manto (etapa I), que permiten desplazar de manera horizontal por debajo de la corteza hasta una distancia, tal que la fuerza de gravedad $\vec{g}$ generada por su propio peso, se incrementa y permite que se fracture (Fase II). Finalmente, una vez producida la ruptura, se tendría en el interior del manto un trozo de placa oceánica flotando y que aún se mantiene fría en su interior. Los sismos se

producirían debido a las fuerzas de $\vec{g}$ y la que se originan como respuesta, sometiendo al trozo de corteza a deformaciones por extensión con la consecuente ocurrencia de sismos con similares características que la que ocurren cerca de la superficie.

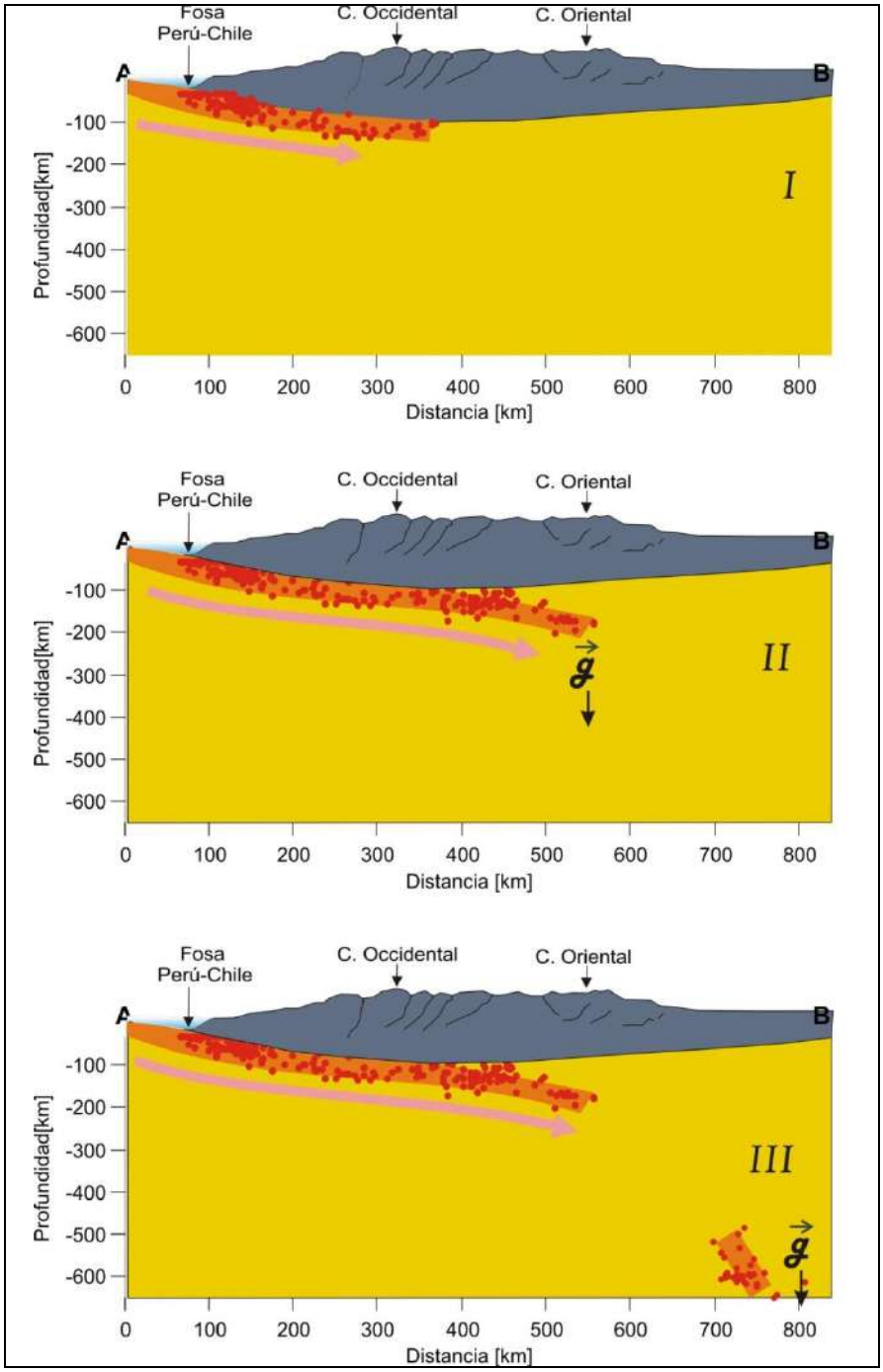

Figura 3.4 *Esquema que muestra una de las hipótesis para el origen de los sismos profundos. El grafico corresponde a la región centro de Perú, los círculos en rojo indican sismos, la flecha la dirección de subducción del slab,* $\vec{g}$ *indica el efecto de la gravedad.*

3.2.2 *Hipótesis de la Transformación Mineralógica*

Desde el punto de vista teórico, el campo de la investigación mineralógica niega la existencia de sismos profundos; sin embargo, el hecho que ellos hayan generado desconcierto en los sismólogos y geofísicos desde el año 1927 han facilitado la tarea de buscar mayor información para sustentar las hipótesis iníciales.

Se entiende que sobre la superficie terrestre, las rocas contienen minerales con baja concentración de átomos. A medida que aumenta la presión con la profundidad, los átomos se reorganizan y forman minerales con densidades crecientes dando origen a la primera transformación de fase a 350 km de profundidad (manto), donde el olivino (Figura 3.5), mineral más abundante en el manto superior, se torna inestable y cambia a una fase con estructura de espínela (cúbica) que es un 6% más densa que el mineral original. A 660 km de profundidad, la espínela se vuelve inestable y se descompone en dos fases que son 8% más densas. La reacción induce un salto brusco en la velocidad de las ondas sísmicas siguiendo la extensión de una frontera entre el manto superior y el inferior.

En una capa subducente, como la placa oceánica de Nazca, la temperatura es menor que la del medio circundante y en esta condición, la estructura de la espínela se estabiliza con presiones algo inferiores a la normal (10 giga pascal a 300 km de profundidad) para permanecer así hasta que alcanza presiones ligeramente superiores; es decir, es estable entre 300 y 700 km de profundidad, siendo aquí donde se producen los sismos profundos; por lo tanto, existiría relación entre la estabilidad de la espínela y la ocurrencia de los sismos profundos.

En los años 60 y comienzos de los 70, basados en la propiedad de que el olivino se transformaba en espínela se prolongaron las polémicas sobre la naturaleza del mecanismo de la ocurrencia de los sismos profundos. En general, el olivino silicatado del manto terrestre [$(Mg, Fe)_2 SiO_4$] se transforma en olivino a través de varios procesos químicos, incluido el olivino germanato (Mg_2, GeO_4) cuya transformación se produce a presiones mucho más bajas que para olivino-silicato. Trabajos realizados en laboratorio indican que la transformación ocurriría

por nucleación y crecimiento de los cristales de espínela en las fronteras de los granos de olivino.

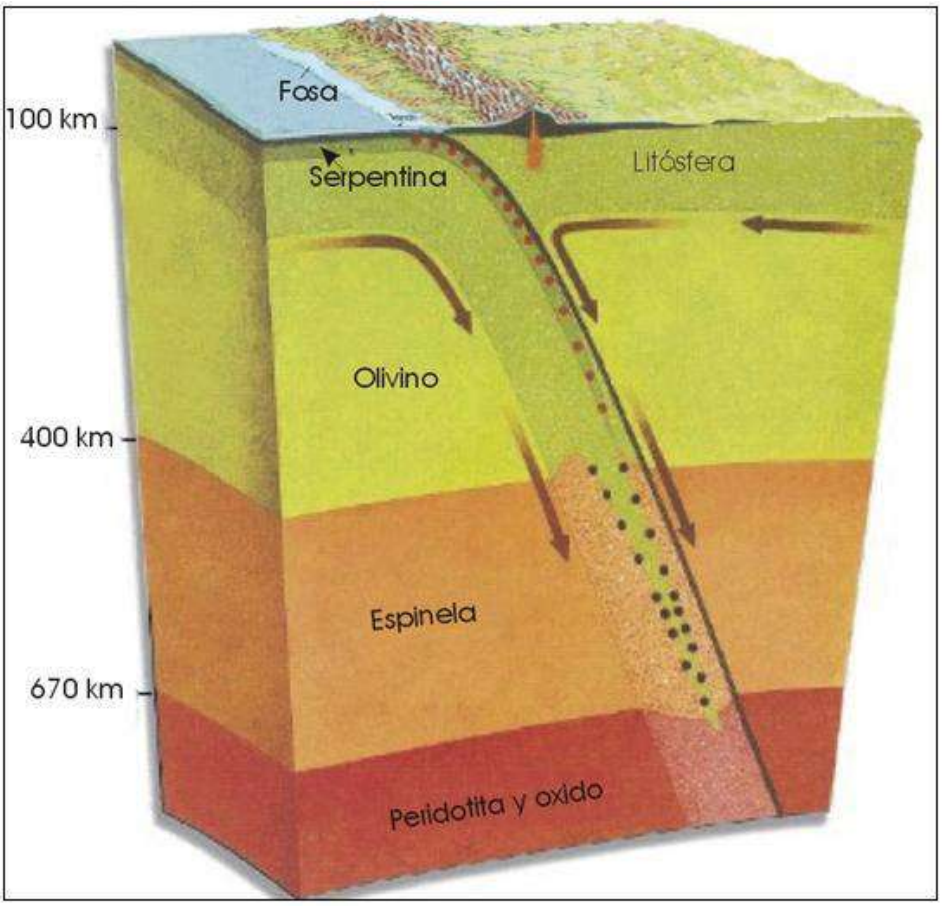

Figura 3.5. *Geometría de la corteza subducente en función del contenido de minerales presentes en el manto como la serpentina, el olivino y la espínela a mayor profundidad. Las flechas indican la dirección del movimiento de la placa. (Harry y Green, 1994).*

Recientemente, Kirby (1992) investiga el proceso de fractura de dos minerales sometidos a presiones próximas o superiores a las que habría suponer se requiere para producir una reacción de densificación (reacción en donde se verifican un cambio de densidad del material). El autor propuso que la incipiente transformación en fases estables podría haber causado el proceso de falla; es decir, durante la transformación de olivino a espínela en el manto terrestre podría producirse una inestabilidad de falla.

Green y Burnley (1994) proponen que, si existe la transformación de fase, entonces el mecanismo de nucleación y crecimiento tendría que limitarse a estar presente en un estrecho intervalo de temperaturas. Después que Green y Burnley

realizaron el experimento, las muestras revelaban una caída brusca de los esfuerzos que podían soportar y desarrollar una o más fallas revestidas de espínela (Figura 3.6). El análisis subsiguiente revela la existencia de un conjunto singular de micro estructuras en el interior de las muestras fracturadas (Figura 3.6), ellas se forman y crecen en los limites granulares del olivino en forma de paquetes microscópicos de fase de alta densidad. Estos paquetes se semejaban a fisuras rellenas perpendiculares al campo de esfuerzos compuestos por cristalitos de espínela (de 10 nm de diámetro). En estas condiciones es probable experimentar la formación y deslizamiento de fallas a altas presiones.

En el experimento de fracturación a altas presiones (Figura 3.6 derecha) no se observa micro fisuras, si no el crecimiento de cristales microscópicos de espínela en forma de lentes. Por su morfología, estas recuerdan a las fisuras tensiónales abiertas pero con orientación opuesta, aunque se constituyen perpendiculares al esfuerzo máximo de compresión. En general, la fase espínela es más densa que el olivino; por lo tanto, los lentes de los cristales se internan hacia el plano de la lente. En sus límites el desplazamiento es inverso y en sus cabezas se desarrollan concentraciones de esfuerzos compresivos y no esfuerzos tensiónales. Estas estructuras se contraponen a las fisuras y son conocidas como “anti fisuras”. Estas anti microfisuras que preceden a la falla deben desempeñar el mismo papel en fallas formadas a altas presiones y en las microfisuras en fracturas por cizallamiento.

La presencia de espínela de grano muy fino en las anti fisuras (Figura 3.6 derecha), indica que estas constituyen una etapa de debilitamiento debido probablemente a que el proceso se da a altas presiones. Los materiales de grano extremadamente fino gozan de súper plasticidad (súper fluidez) y se deslizan por los limites de grano entre los cristales. El deslizamiento en los límites de grano es un proceso plástico en el cual se mueven ciertos cristales produciendo las denominadas dislocaciones en los límites de grano. Entonces, la espínela de grano fino en el interior de las anti fisuras serán mucho más débil que el olivino alojado, además de presentar una fluidez “superplástica”.

Luego de las observaciones, es posible plantear la siguiente hipótesis; durante la carga y las bajas condiciones en que crecen con dificultad la fase de espínela (Figura 3.6), el olivino se transforma en espínela a medida que se van constituyendo nuevos cristales por nucleación repetida, contiguos unos a otros,

siendo así donde se concentra el esfuerzo. En un campo de esfuerzo no hidrostático, los paquetes de espínela en formación tienden a crecer perpendiculares al esfuerzo máximo de compresión. Esta preferencia les lleva a adquirir su morfología lenticular y su alineación. Estas micro-fisuras emergen dispersas debido a que los agregados de espínela de grano fino existente en su interior las hace más débiles que los grandes cristales de olivino, de tal forma que la muestra pierde su resistencia local.

Según el análisis anterior, se desarrollan grandes concentraciones de esfuerzos alrededor de la zona de quiebre y se acelera la propagación de las anti fisuras. Los micros antifisuras pre-existentes se unen y varían su contenido súper plástico dentro de la zona de fracturación, proporcionando un lubricante a lo largo del cual la falla en formación puede deslizarse. El proceso continúa por delante de la cabecera de la zona de crecimiento de la falla y aporta en consecuencia un material súper plástico que lubrica la falla (Figura 3.6). Las antifisuras deben crecer rápidamente para producir este tipo de fracturación y su velocidad dependerá del mecanismo de realimentación térmico. La nucleación de la espínela en las antifisuras libera calor que eleva localmente la temperatura incrementando el ritmo de nucleación, lo que desarrolla una nucleación acelerada hasta producir la ruptura (Figura 3.6 parte central). El mecanismo de fractura por anti fisura solo puede operar en el interior de la Tierra si el olivino alcanza cierta profundidad dentro del manto superior y así establecer la estructura del cristal de espínela. Este mecanismo no se puede adoptar cuando se trata de sismos intermedios; es decir, los que ocurren a profundidad de 300 km, donde el olivino persiste todavía estable.

El mecanismo de fracturación por anti fisura aporta una explicación de cómo y por que los sismos extienden su foco de origen a grandes profundidades de la Tierra. La descomposición de la espínela en dos fases más densas ocurre a unos 700 km de profundidad dentro de las zonas de subducción. Esta reacción de descomposición es endotérmica (absorbe calor o enfría un lugar) y la transformación de olivino en espínela es al contrario, exotérmica (se libera calor durante la reacción). Si la hipótesis original sobre la necesidad de la fuga térmica para introducir una inestabilidad de falla fuera acertada, entonces la reacción endotérmica debería ser incapaz de causar tal inestabilidad.

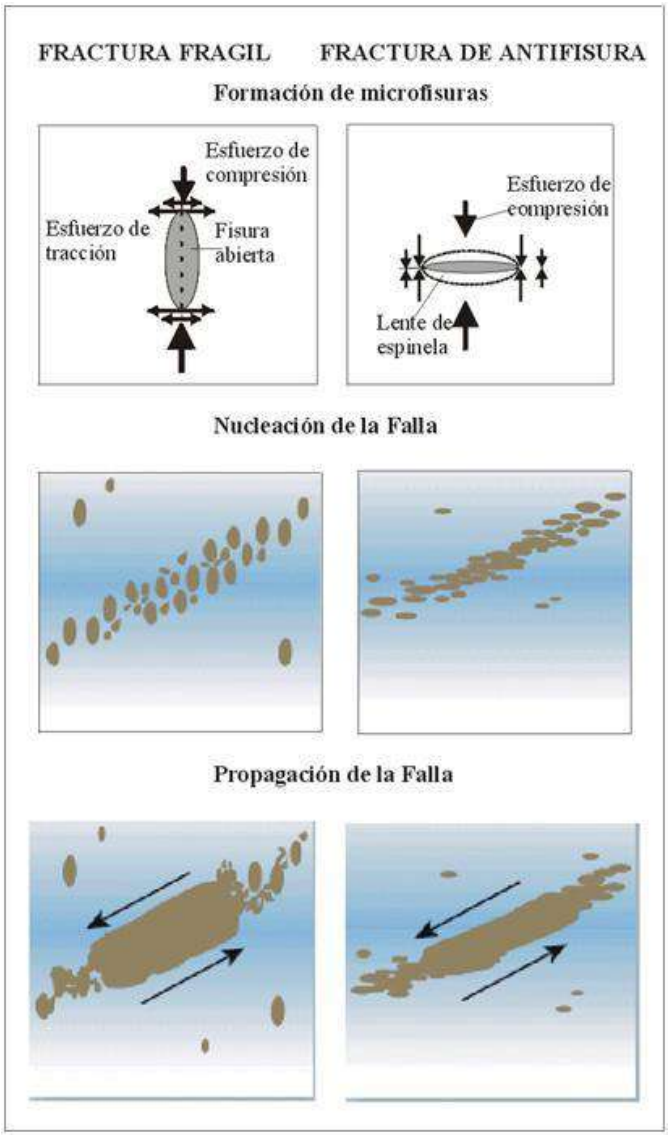

Figura 3.6. *Fractura de cizalla vs fractura de anti fisura (modificado de Harry y Green., 1994). En la parte superior se muestra el mecanismo de formación de microfisuras y micro antifisuras, en la parte central la nucleación de la falla y en la parte inferior la propagación de la falla.*

En la Figura 3.6. Se observa el desarrollo de una fractura frágil y por anti fisura, ambas serian responsables de los mecanismos de ocurrencia de sismos, el primero para focos superficiales y el segundo para profundos. Ambos mecanismos presentan características similares, como el desarrollo de estructuras microscópicas que vinculadas forman una falla y permiten el desplazamiento por la misma y en ambos casos se debe considerar los siguientes aspectos.

a) Las estructuras microscópicas presentes forman una falla y permiten su movimiento. Conforme las rocas frágiles van soportando esfuerzos crecientes, las microfisuras se abren paralelas a la dirección de la compresión. En las rocas

presentes a más de 300 km de profundidad, la presión impide que haya dilatación. En cambio, las micro antifisuras (lentes rellenas de olivino en fase de espínela densa con grano fino) se forman perpendiculares a la dirección de compresión de las rocas.

b) En cada uno de los mecanismos se alcanza un punto crítico en el tiempo y es aquí donde las micro estructuras se unen y crean una falla.
c) Los movimientos a lo largo de la falla relajan los esfuerzos. En la fractura frágil, la falla es una fractura abierta. En la anti fisura, la falla contiene olivino en fase de espínela de grano fino (material es súper plástico) y posibilita el deslizamiento de la falla. Puesto que la falla no necesita dilatarse para deslizarse, la presión no bloquea el proceso.

3.3 LOS SISMOS PROFUNDOS EN EL PERÚ

3.3.1 *Discontinuidad de la placa de Nazca*

Los estudios de sismicidad realizados en Perú por Stauder (1975), Barazangi y Isacks (1976), Grange (1984), Wortel (1985), Schneider Sacks (1987), Rodríguez y Tavera (1991), Cahill y Isacks (1992), Tavera y Buforn (1998), Bernal (2002), Gutscher (1999), Hampel (2002), Tavera et al, (2003); Tavera y Bernal (2009) muestran dos tendencias de distribución en profundidad para los sismos ocurridos en Perú. Para la región central y en profundidad los sismos desde la fosa siguen un alineamiento con un ángulo de 18° hasta una profundidad de 100 km para luego hacerse horizontal hasta una distancia de 700 km desde la fosa y luego desaparecer para volver a presentarse nuevamente a la profundidad de 500 km. En la zona sur, los sismos siguen un ángulo de 30° hasta llegar a una profundidad de 300 km y desaparecer para luego presentarse a 500 km de profundidad. En el primer caso se denomina subducción subhorizontal y en el segundo, subducción normal.

Según Wortel (1982) el slab (es una placa oceánica que subduce por debajo de la Cordillera Andina) por debajo de Sudamérica solo es continuo hasta una profundidad de 320 km o menos (límite de la zona asísmica) y la sismicidad profunda seria debido a la deformación interna de segmentos desacoplados de la placa siendo una consecuencia natural que parece depender de la edad de la subducción. Para el Centro del Perú la transición de una litosfera subducente

antigua (con edad mayor que 70 Ma) a una más joven y relativamente más caliente, da lugar a un sistema de fuerzas, en la cual, la placa profunda y más densa se desprende de la placa anómala, joven y flotante. Esta placa, da forma a una rama que subduce de manera subhorizontal; mientras que, la porción inferior más densa se hunde en el manto. Una característica implícita de este modelo es que la ausencia de sismicidad de foco intermedio seria indicativo de ausencia de la placa subducente (Figura 3.7).

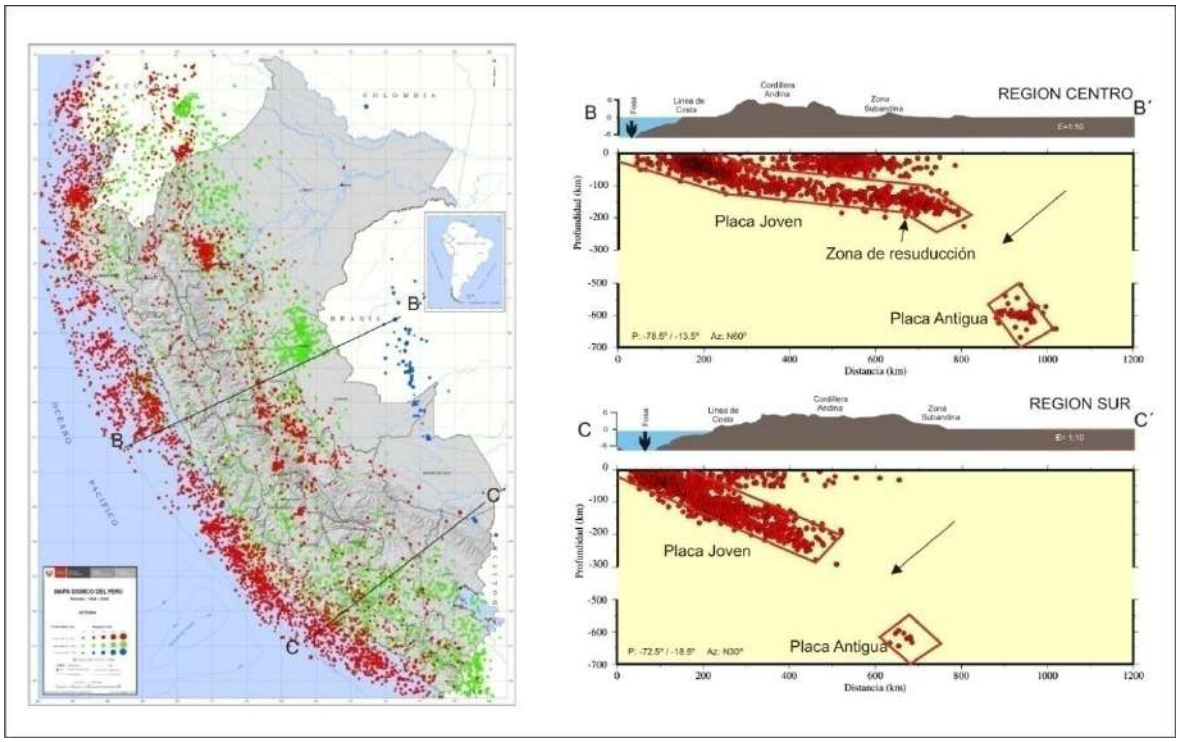

Figura 3.7. *(a). Mapa de sismicidad del Perú con Mw>4 (Tavera y Bernal 2009). (b) Distribución de sismos en profundidad. El perfil B-B' correspondiente a la sismicidad para la región central y C-C' para la región sur. La flecha indica el área con ausencia de sismicidad.*

Los esfuerzos de compresión dentro del slab (Figura 3.7) serían el resultado de las fuerzas resistentes dirigidas hacia abajo y aplicadas a las porciones superiores del slab, y las fuerzas resistentes dirigidas hacia arriba aplicadas a las partes inferiores del slab. La causa de esta resistencia podría ser, ya sea un incremento en los esfuerzos en el manto circundante o un efecto de las fuerzas de empuje o flotación, si la densidad del slab fuera menor que la del manto circundante. Aunque no hay problema en tener litosfera oceánica hundiéndose en el manto, la litosfera continental esta probablemente flotando y tendría a permanecer sobre la superficie. La prevalencia de esfuerzos tensiónales casi verticales en el manto sugiere que trozos de litosfera oceánica, remanentes

de una placa suboceánica consumida, están ahora tratando de desprenderse de la placa continental a la cual están adheridas.

Estudios recientes sobre las características de los procesos de ruptura de los sismos profundos en el Perú indican, que la placa subduce por debajo del continente (horizontal o con inclinación), de manera constante mientras las fuerzas derivadas de las corrientes de convección y de su solidez lo permitan. Una vez que la placa alcanza distancias de hasta 700 km desde la fosa en la zona central de Perú y de 550 km en la zona sur, la placa subducente tiende a realizar un proceso de re-subducción que al ser continuo permite que la placa se desprenda y por gravedad proceda a hundirse en el manto (ver Figura 3.7). De acuerdo al peso/volumen de la placa que se hunde, hasta niveles de 500 y 700 km y en donde la temperatura se incrementa hasta 2000 °C, el material frio existente en el interior de la placa, aun es capaz de fracturarse y producir sismos de diversas magnitudes.

Es de esperarse que con el tiempo la placa se hunda más, para luego ser absorbida completamente por el manto y con lo cual, el origen de los sismos profundos seguirían siendo un enigma. En todo caso, se puede considerar lo indicado por Kikuchi y Kanamori (1994); los sismos profundos serian producidos por la deformación interna de un trozo de placa que subduce y que se mantiene aun fría.

3.4.2 *Continuidad de la Placa de Nazca*

En el Perú, James y Snoke (1990) instalaron una estación sísmica en la ciudad del Cusco (Kaira) a fin de registrar sismos de origen profundo que pudieran aportar información para conocer la geometría de la placa de Nazca a niveles de 350 y 500 km de profundidad. Con la información recolectada estos autores propusieron la continuidad del Slab en la región central de Perú hasta profundidades de 700 km. Después de una década la estación de Kaira (Cuzco), se registra hasta 10 sismos de foco profundo, todos ellos con hipocentros en la frontera Perú-Brasil (Figura 3.8) y cuyos parámetros se presenta en la Tabla 3.1.

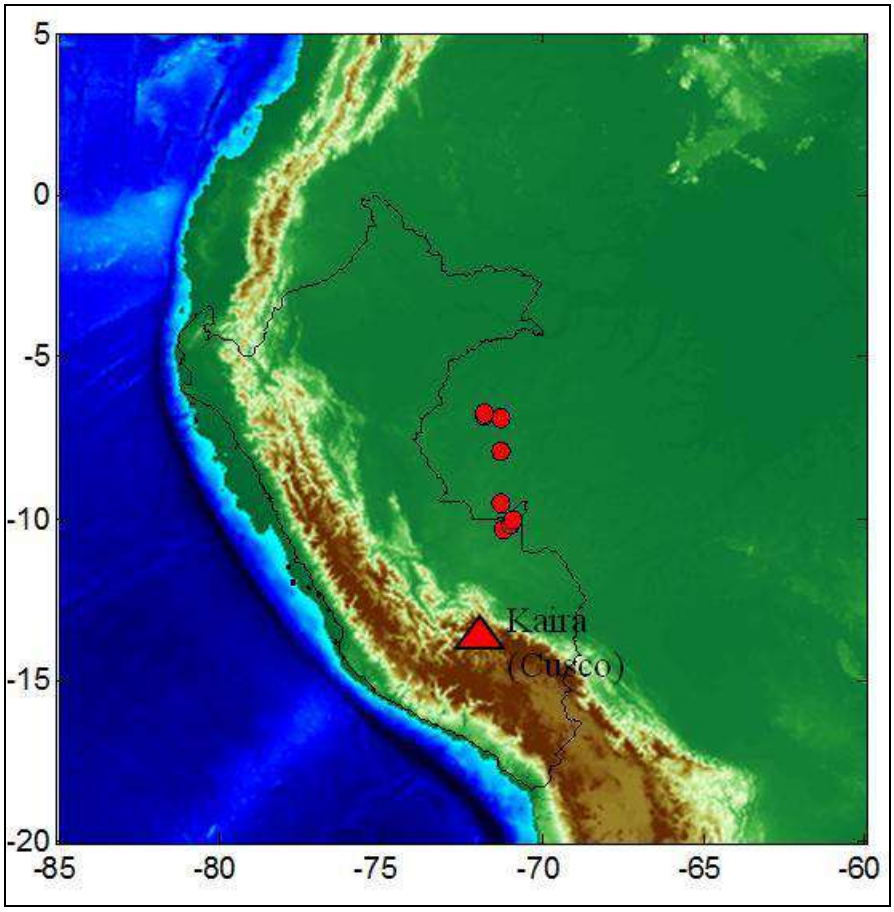

Figura 3.8. *Distribución espacial de sismos profundos (círculo rojo) y ubicación de la estación Kaira (Cusco) (triangulo rojo), utilizados por James y Snoke (1990).*

Año	Tiempo origen	Latitud	Longitud	Profundidad Km	Mag mb
profundidad de los focos para distancias menores a 4°					
05/05/78	12.55.21.6	-10.2	-71	528	4.7
11/10/78	20.28.10.2	-10.3	-71.2	585	5
28/07/78	14.01.28.7	-10.2	-71	606	4.8
27/12/75	12.07.59.8	-10	-70.9	627	4.8
profundidad de los focos para distancias mayores a 4°					
02/06/78	20.12.50.7	-9.5	-71.3	599	5.9
27/03/67	08.26.34.6	-8.9	-71.3	605	5.3
11/07/78	12.17.07.7	-7.9	-71.3	606	4.8
12/01/72	09.59.10.3	-6.8	-71.8	575	5.7
21/01/72	19.18.51.3	-6.7	-71.8	570	5.4
16/11/71	22.50.26.7	-16.8	-64.4	596	4.6

Tabla 3.1. *Parámetros hipo centrales de los sismos profundos ocurridos en el límite Perú-Brasil.*

Estos autores, después de realizar la lectura de los tiempos de llegada de fases convencionales, en posterior análisis de las formas de onda identificaron la

presencia de una fase sísmica, que por su tiempo de arribo, no correspondería al grupo de la onda P (Figura 3.9). Esta fase, no definida, presentaba mayor amplitud en el tren de ondas P, lo que podría corresponder a una reflexión de la onda en algún lugar, probablemente en la corteza subducente y a profundidades medias de 150 a 400 km. Es importante considerar que dentro de este rango de profundidad, se asume que el slab es totalmente asísmico, tal como se discutió en capítulos anteriores.

El impulso de mayor amplitud fue denotado por los autores como onda P reflejada (Pr) y llega aproximadamente 1.5 s después de la onda P directa (Pd) con características importantes que pueden ser evaluadas en la Figura 3.9 y resumidas como sigue:

1) En el tren de ondas P, la onda Pr tiene amplitud sustancialmente mayor que la Pd.
2) Es una fase claramente definida.
3) Es una onda P.
4) Tiene polaridad opuesta al de la onda P directa; por lo tanto, es una fase reflejada.
5) Difiere substancialmente del ángulo emergente y acimutal de la onda P directa y por lo tanto, tendría una trayectoria de viaje significativamente diferente.

Los autores indican que la fase Pr es claramente observada en todo los registros de eventos sísmicos con foco profundo originados en el límite Perú-Brasil y cuya distancia epicentral es menor a 4°. Además, se remarca que las formas de ondas presentan características similares entre cada evento (Figura 3.9). Para sismos con distancia epicentral mayor a 4°, la fase Pr es menos consistente, y más allá de los 6° de distancia epicentral la fase Pr no se registra en absoluto (Tabla 3.1).

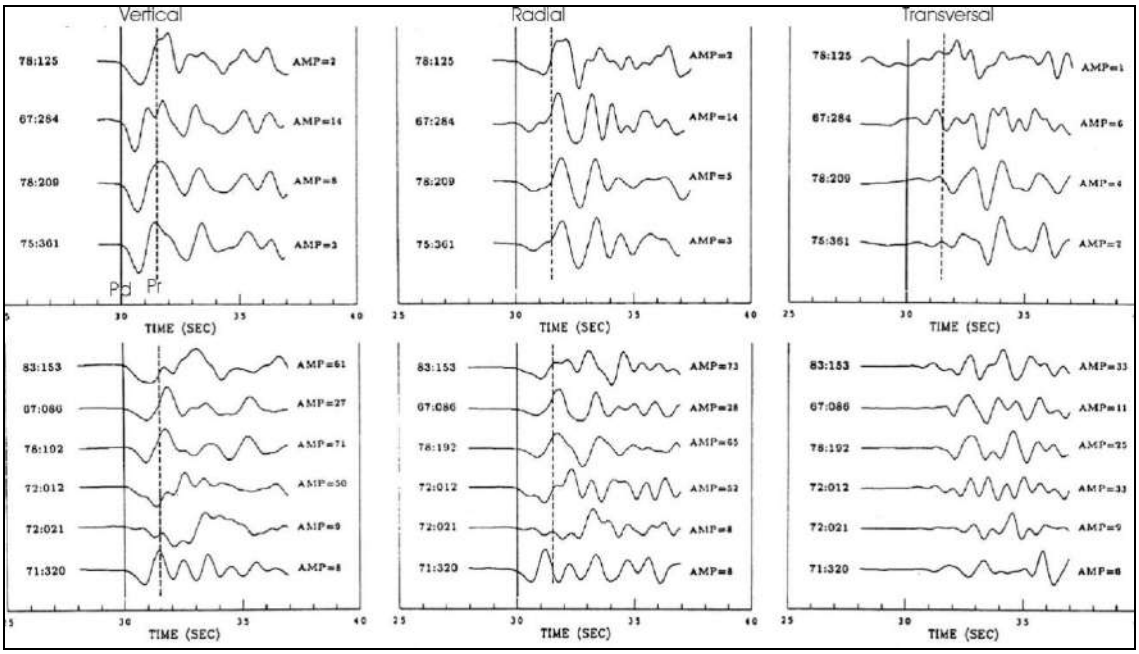

Figura 3.9. *Registros de sismos profundos ocurridos en el límite Perú-Brasil y registrados por la estación Kaira (1967-1985). Los parámetros hipo centrales de los sismos están en la Tabla 3.1. Registros de la parte superior para sismos ocurridos a Δ<4° y parte baja, para Δ>4° (James y Snoke, 1990).*

En el caso de estas fases (Pr) los efectos de fuente y estructura de la corteza no le afectan debido a que dicha onda cambia inmediatamente después de la P directa; por lo tanto, durante toda su trayectoria debe haber sido una onda P. Además, el hecho de que Pr sea de polaridad opuesta a Pd, confirmaría ser una fase reflejada ya que toda onda reflejada sufre un cambio de fase de 180° grados.

Posteriormente, James y Snoke (1990) postulan que Pr es una onda P que abandona la fuente viajando hacia arriba y por lo tanto, se refleja en la parte inferior del límite superior del slab con un ángulo próximo a 340° según el esquema propuesto en la Figura 3.10. En este caso Pr viaja en dos segmentos: el primero dentro del slab entre la fuente y el punto de reflexión y el segundo, entre el punto de reflexión y la estación Kaira (CUS). Para una profundidad específica del punto de reflexión, el trazo del rayo permite conocer la localización del punto de reflexión y posición (azimut y buzamiento) del reflector en ese punto con respecto al foco. En los tiempos teóricos calculados, según el esquema de la Figura 3.10, tanto para la fase Pd como Pr, conocida como las fases recorridas en los sismogramas, se encontraron las siguientes características:

1) Es posible la existencia de una fase reflejada Pr.

2) La placa de Nazca descendente seria continua a través de toda (o al menos en parte) la llamada zona asísmica entre las profundidades de 150 y 500 km (ver Figura 3.10).
3) Las interfaces entre el slab y el manto adyacente son buenos reflectores de ondas P.

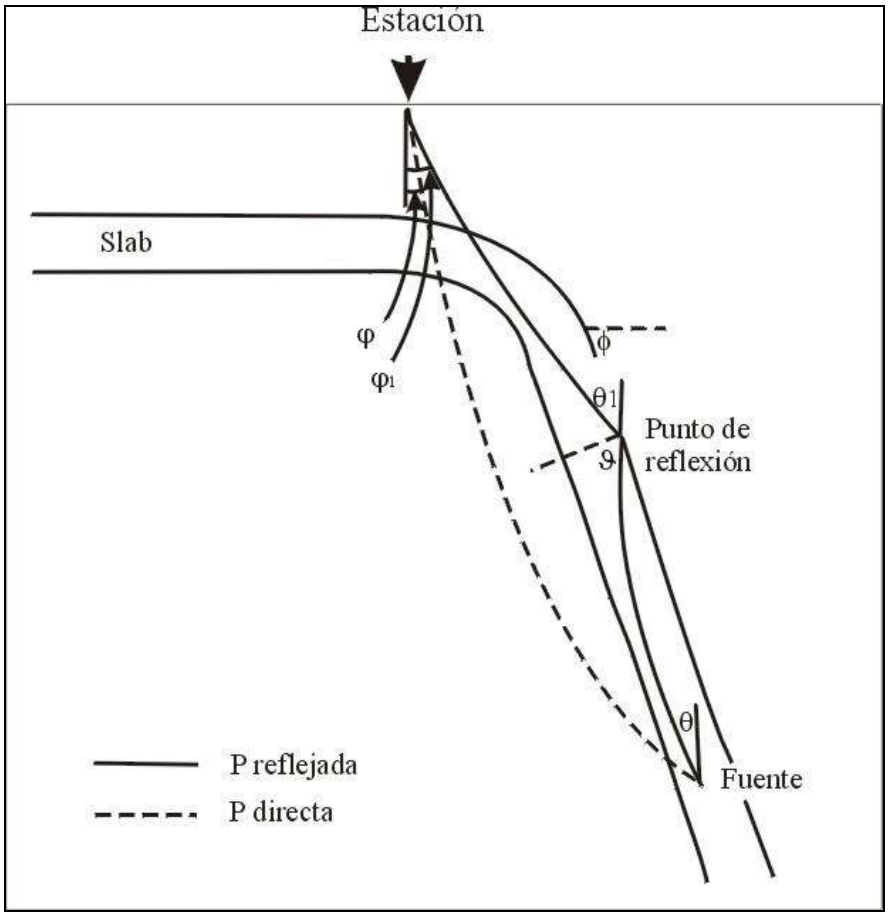

Figura 3.10. *Esquema del modelo propuesto por James y Snoke, (1990) para la placa de Nazca subducente. Las líneas continuas indican los rayos reflejados y las discontinuas el rayo directo, φ es el ángulo emergente y $\phi 1$ es el ángulo de acimut del punto de reflexión.*

Las características de las fases sísmicas registradas en la estación de Kaira permiten sostener que la placa de Nazca descendente es continua a través de las zonas asísmicas de las regiones Centro y Sur de Perú, y que la ausencia de sismos se debe a una transición de fase de los materiales componentes de la capa subducente (de frágil a dúctil) de acuerdo su profundidad. Hobbs y Ord (1988) llegaron a similar conclusión, ellos sostienen que el gap sísmico (región donde hay ausencia de eventos sísmicos en un largo periodo de tiempo) en las zonas de subducción se debe a ligeras variaciones térmicas dentro del Slab.

De acuerdo a lo descrito, la información disponible aun es insuficiente para afirmar, el origen los sismos profundos en el Perú y el mundo. Lo cierto es que en todas las regiones donde están presentes, existen zonas de subducción muy activas sísmicamente. Los registros sísmicos proporcionan información suficiente para observar que el patrón de radiación de la energía se asemeja de manera similar a los sismos de foco superficial; es decir, generados por procesos de cizalladura durante la ruptura. Esta simple observación permite asumir que los sismos profundos también se producen por rupturas, lo cual sugiere la existencia de una estructura sólida sometida a esfuerzos y capaz de romperse o fracturarse. De allí que la hipótesis de la existencia de un trozo de litosfera flotando a profundidades de 500 km tenga aceptación, pero requiere mayor revisión.

La idea de que los sismos profundos se deben a cambios mineralógicos fue una hipótesis novedosa, en condiciones especiales exista mineral como la espinela al someterse a altas temperaturas desarrollan cambios importantes que pueden originar una ruptura por cizalladura, lo cual explicaría el patrón de radiación de los sismos profundos. Además, las pruebas de laboratorio permiten decidir y plantear este tipo de hipótesis.

De estas dos hipótesis, no se puede considerar una o la otra por cuanto se requiere de más datos y otros métodos que permitan definir el origen de los sismos profundos. Para este estudio se asume que los sismos, cualquiera sea su origen, se producen por cizalla y sobre planos de falla con direcciones y propiedades físicas similares a las que dan origen los sismos corticales.

En todo caso, aun queda mucho tiempo para disponer de mayor información que permita sustentar cualquiera de estas dos hipótesis o plantear otras con mayor base científica, pero por ahora el debate está abierto.

CAPITULO 4

PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA

Para conocer los parámetros de la fuente sísmica es necesario comprender el mecanismo de ruptura simple o compleja, su orientación física, su tamaño y parámetros adicionales que son frecuentemente usados en la estimación del momento sísmico (Mo). Para tener mejor idea, se describirá en primer lugar el mecanismo de los sismos y sus parámetros básicos antes de describir a la fuente.

4.1 MECANISMO DE LOS SISMOS

El primer modelo y/o teoría para explicar el mecanismo de los sismos fue propuesto por Reíd (1906) después de estudiar una fractura de más de 300 km producido por el sismo de San Francisco en EEUU (Figura 4.1). Según la teoría, en una determinada región, las deformaciones elásticas se van acumulando hasta que supera la resistencia del material y se produce la fractura con el movimiento relativo de las dos partes extremas a la línea de fractura y así permitir la relajación de las deformaciones acumuladas. Dentro de esta teoría, la energía elástica se almacena en forma lenta, con procesos que pueden durar diez o cien años, para luego relajarse súbitamente como un sismo que solo dura algunas decenas de segundos. En general, la corteza terrestre está prácticamente siempre y en todas partes sometidas a algún tipo de deformación. Las mayores concentraciones de tensiones se producen a lo largo de los límites entre las placas e incluso en su interior donde puede producirse acumulaciones de tensiones que superan la resistencia elástica de las rocas. La ruptura de las rocas por debajo manto superior se produce debido a los movimientos del ascenso de material y a la liberación explosiva de los materiales existentes debajo de la corteza terrestre. Siendo esto así, en todo momento existe en el mundo diversos sectores, grandes o pequeños, en que los esfuerzos elásticos acumulados en la corteza terrestre hacen que las rocas que allí se encuentran estén muy próximas a su punto de ruptura probable.

En estas circunstancias, basta un pequeño esfuerzo adicional para desencadenar un sismo; por lo tanto, que los cambios causados por la tensión consecuente de un gran

sismo pueden provocar una reacción en cadena que se traduciría en una serie de pequeñas alteraciones en el campo de esfuerzos de la corteza generadas por el paso de las ondas que producen un cambio de volumen de los materiales en profundidad.

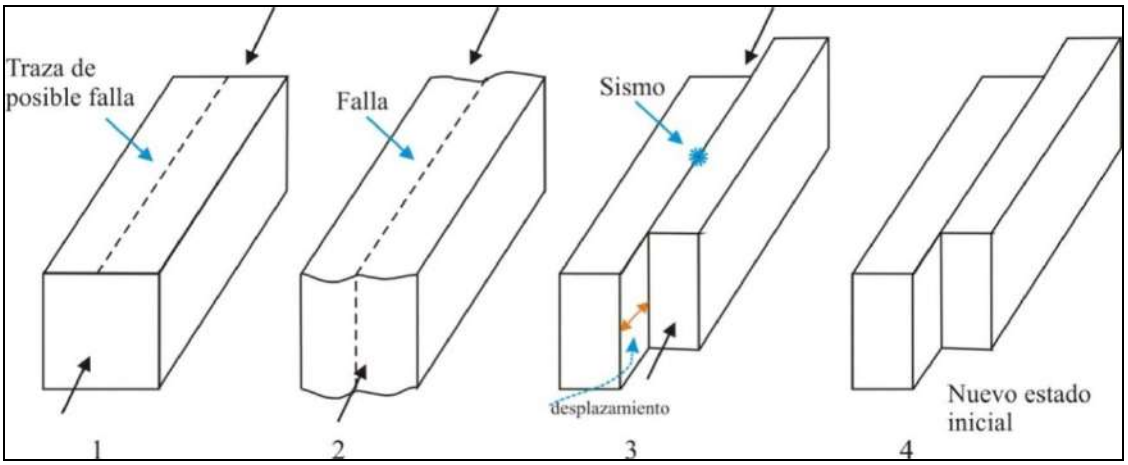

Figura 4.1. *Esquema que representa la teoría del rebote elástico: 1) acumulación elástica de los esfuerzos, 2) Deformación debido a acumulación de esfuerzos, 3) Instante de ruptura por tensión y compresión, 4) Nueva posición de equilibrio.*

En la Figura 4.1 se observa el esquema del mecanismo de los sismos y estos pueden ser descritos de manera general en las siguientes etapas:

Etapa 1. Acumulación elástica; la energía se va acumulando lentamente y genera grandes esfuerzos que son soportados por el material (rocas) que la constituyen.

Etapa 2. Deformación debido a esfuerzos acumulados (formación de fisuras); estos esfuerzos ocasionan en las rocas deformaciones elásticas cada vez mayores hasta que superan la resistencia de las mismas.

Etapa 3. Fisuras de tensión y compresión; superación de la resistencia de la roca y se produce una liberación casi instantánea de la energía acumulada a través del tiempo, se produce la ruptura, entonces se libera la energía elástica almacenada en forma de calor (energía cinética) y en ondas elásticas (energía mecánica), este proceso da origen al sismo.

Etapa 4. Estado final del proceso e inicio de otro de acumulación de energía y posterior ruptura.

4.1.1 *Parámetros sísmicos*

Los parámetros que caracterizan a un sismo son:

***Hipocentro*;** punto donde se origina la liberación de la energía, llamado también foco sísmico. Generalmente se indica la profundidad relativa al nivel medio del mar y sus coordenadas son φ, λ, h .

Distancia Hipo central; es la distancia desde el foco sísmico a la estación de registro y se expresa en kilómetros.

Epicentro; es la proyección vertical del foco sísmico a la superficie. Las coordenadas del epicentro son expresadas en latitud que es el número de grados al norte (N) o al sur (S) del Ecuador y varía desde 0° (en el Ecuador) hasta 90° en los polos. La longitud es el numero de grados al este (E) u oeste (O) del primer meridiano el cual corre a través de Greenwich, Inglaterra. La longitud varía desde 0° en Greenwich hasta 180°, y el E u O indica la dirección con referencia a Greenwich (USGS, 2003) sus coordenadas son φ, λ .

Distancia Epicentral; es la distancia desde el epicentro a una estación sísmica expresada en kilómetros.

Hora origen; es la hora en la que se inicia la ruptura en el foco del sismo y esta expresada según la hora estandarizada universal conocida como Tiempo Coordinado Universal (UTC). Es usado por convenio internacional para evitar confusiones con respecto al tiempo del horario local.

Fases sísmicas; definen a las ondas sísmicas que se propagan al originarse un sismo. Para calcular los parámetros hipo centrales de un sismo se necesitan las lecturas de los tiempos de arribo de las fases u ondas P y S. Las ondas P (ondas de presión) tienen mayor velocidad y son las primeras que se registran, siendo claramente identificables en la componente vertical del registro sísmico. Las ondas S (ondas de cizalla) son más lentas que las ondas P y se registran como la fase más conspicua en la componente horizontal del registro

Duración o Coda; es la longitud de la señal medida en segundos desde el primer arribo de la onda P hasta el punto donde la amplitud de la señal sísmica ha decaído y se confunde con el nivel de ruido.

La magnitud; La cantidad de la energía real liberada al ocurrir un sismo puede ser conocida a partir de su magnitud. Para cuantificar la magnitud existen distintos métodos que han generado diversas escalas, tales como son:

ML (magnitud local), definida por Richter (1954) para conocer el tamaño de los sismos locales en California utilizando registros de un sismógrafo del tipo Wood–Anderson. Actualmente, esta escala de magnitud puede ser empleada considerando las características particulares del equipo que se utiliza.
Ms (magnitud de ondas superficiales), se determina a partir de las ondas Raleigh con periodos de 20 segundos. Es válido para sismos ocurridos a distancias superiores a 20° y el valor máximo esperado es de 7.5, ya que se satura con sismos mayores.
mb (magnitud de ondas internas), basado en la amplitud de las ondas internas u ondas P y S. Es válido para sismos ocurridos a distancias superiores a 16°, puede alcanzar un valor máximo de 7.
Mw (magnitud de momento sísmico), definido por Kanamori (1977) y se determina a partir de las dimensiones de la ruptura producido por el sismo y el desplazamiento medio sobre el plano de ruptura. Puede calcularse indirectamente utilizando el espectro de las ondas sísmicas.
Md (magnitud de duración), está basada en la medición de duración o CODA del evento sísmico y es frecuentemente utilizado para sismos registrados por redes sísmicas muy locales.

La intensidad; Es la fuerza con que se siente un sismo en diversos puntos de la zona afectada. La medición se realiza observando los efectos producidos por el sismo en el terreno y el impacto que provoca en las personas. En 1902, Mercalli propuso una escala, que fue posteriormente modificada en 1931 y desde entonces se ha llamado Escala Modificada de Mercalli (MM). Esta no es única; pero si la más frecuentemente usada en nuestro continente. Esta es una escala descriptiva de XII grados que es expresado en números romanos.

4.2 MODELOS DE RUPTURA

El proceso de ruptura de un sismo es por lo más heterogéneo y por lo tanto, difícil de describir. Las características de la ruptura de los sismos han sido estudiadas y discutidas por muchos investigadores, quienes han propuesto diferentes modelos para explicar su génesis. Sin embargo, hay dos modelos de fuente sísmica que en la actualidad tienen aceptación: el modelo de ruptura circular (Brune 1970) y el de ruptura rectangular (Haskell, 1964). A continuación se describe cada uno de ellos.

4.2.1 *Modelos de Ruptura Circular*

Si la distancia desde la fuente al punto de observación es grande y las longitudes de onda también lo son, se puede realizar la aproximación de que la ruptura se realiza en un foco puntual (Figura 4.2); es decir, se puede suponer que la energía es liberada desde un único punto, foco o hipocentro. Bajo esta aproximación, la ruptura comienza en un punto y se propaga radialmente manteniendo la forma circular hasta que encuentra en los bordes una zona más rígida (Brune 1970). La ruptura queda entonces limitada al interior de esta zona o falla predeterminada. La zona irrompible que impide la propagación de la falla se conoce comúnmente como barrera sísmica. La presencia de estas barreras han sido determinada no solamente por la radiación, si no por observaciones de campo hechos en fallas activas. A pesar de la aparente sencillez de este modelo, es todavía muy difícil de resolver. Un esquema simplificado del modelo se muestra en la Figura 4.2, donde r es la ruptura de radio circular y concéntrica en el punto de inicio de ruptura con velocidad v dentro del área denotado como a.

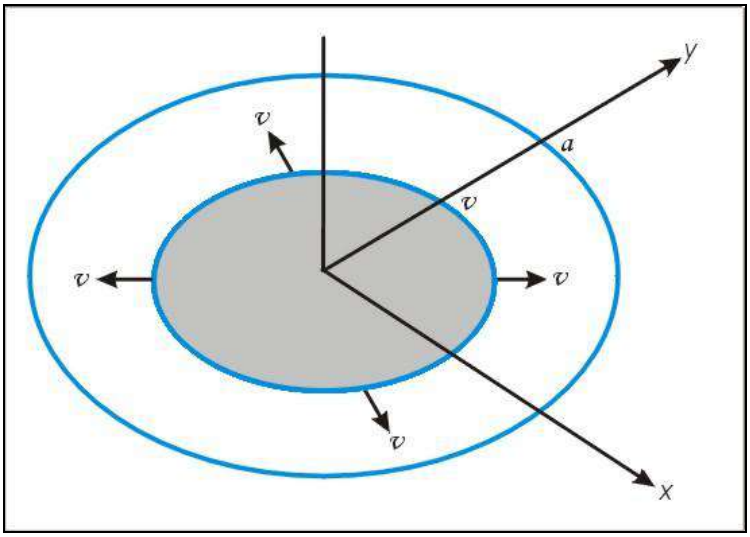

Figura 4.2. *Modelo de falla circular (Brune 1970) en las coordenadas (x,y,z). La ruptura comienza en un punto y se propaga radialmente con velocidad constante v hasta alcanzar el borde circular final de radio a.*

4.2.2 Modelo de Ruptura Rectangular

Considerar un foco puntual es aceptable para sismos de pequeña y media magnitud (m<6); sin embargo, en el caso de sismos de magnitud grande (m>6), es más realista suponer un modelo de ruptura de tipo rectangular (Figura 4.3). En este modelo se debe considerar el caso de una fractura de cizalla con una fuente de superficie ξi sobre la cual se propaga la dislocación $\Delta u(\xi.i)$, con velocidad constante v_r en una dirección, desde el origen $(\xi.i = 0)$ hasta el punto final usando a distancia L, sin hacer ninguna hipótesis acerca de la geometría de la fractura (Akí y Richard, 1980), tal como se muestra en la siguiente Figura 4.3.

En estas condiciones, los desplazamientos elásticos para las ondas P o S en un medio ubicado en el campo lejano siendo infinito, homogéneo e isotrópico, con coordenadas xi y distancia $r_0 = |xi - \xi.i|$, fueron base para introducir la aproximación de foco extenso. A diferencia de un foco puntual, el modelo extenso o rectangular considera la dependencia temporal del proceso de ruptura sísmica.

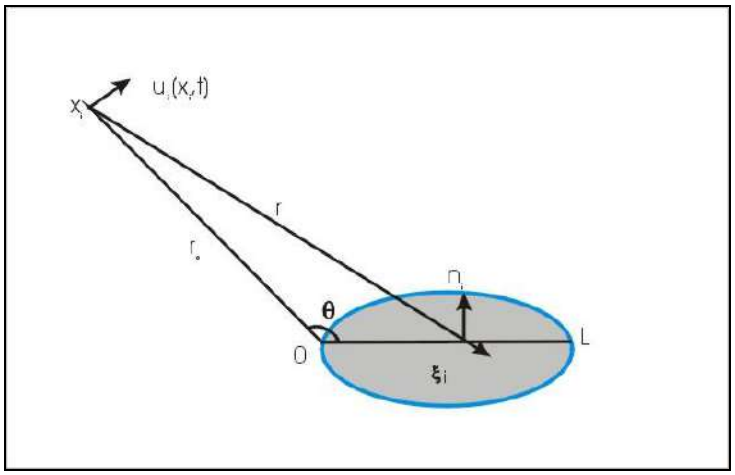

Figura 4.3. *Modelo de falla extensa donde $\xi.i$ es la superficie y un punto, xi una distancia de radio r y una longitud de la ruptura L.*

Uno de los modelos más utilizados de fuente extensa es el propuesto por Haskell (1964), y consiste en una falla rectangular de longitud L y anchura W en la que la dislocación Δu se propaga solo en la dirección de L con velocidad constante v_r, llamada velocidad de ruptura (Figura 4.4). Además implica mencionar que si la ruptura se propaga en un solo sentido se habla de fractura unilateral y si se propaga en los dos se trata de fractura bilateral. Considerando el caso de fractura unilateral, la dislocación Δu se propaga a velocidad constante v_r desde el origen $(\xi.i = 0)$ hasta un punto final a distancia L, como se muestra en la Figura 4.4 en donde se supone, que la velocidad de ruptura es menor que el de la onda ($v_r < c$, fracturas subsónicas). Las coordenadas a lo largo de L es ξ con origen en uno de los extremos de la falla en donde Δu tiene una sola componente. Entonces, el desplazamiento en el campo lejano, para las ondas P o S, es dado en cada instante t por el desplazamiento causado por los rayos que salen de cada punto de la falla alcanzando por el frente de ruptura. La dirección r queda representada por el coseno director $\gamma = \cos\theta$, con lo cual queda representada la ruptura. Si la distancia r_0 a la que se encuentra la estación es $r_0 >> L$, entonces el rayo que procede del punto de la ruptura emplea un tiempo r_0 / c en alcanzarla y el que procede de un punto a distancia ξ del origen, tarda en llegar un tiempo determinado t (Figura 4.4).

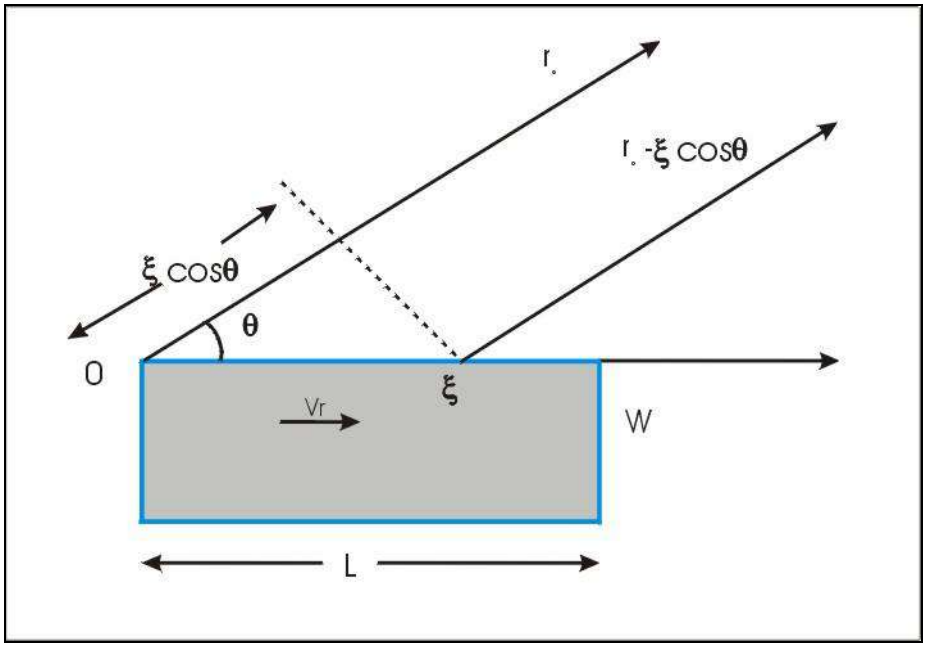

Figura 4.4. *Modelo de falla rectangular propuesto por Haskell (1964) para una fractura unilateral donde L, W indican la longitud, anchura de la falla,* v_r *la velocidad de ruptura,* ξ *la superficie y* θ *el ángulo a distancia r del observador.*

4.3 ORIENTACIÓN FÍSICA DE LA FUENTE

Una forma muy conveniente para estudiar los distintos tipos de falla es como la que se muestra en la Figura 4.5; es decir, a partir del mecanismo focal de la fuente o de la geometría de ruptura. Los mecanismos focales resultan de una interpretación de una ruptura por cizalladura Figura 4.5, la misma que representa a un doble par de fuerzas sin momento resultante. La forma como se irradia la energía desde el foco a diferentes puntos, dependerá de la expresión matemática que define el modelo correspondiente. Por ejemplo, las ondas P dan lugar al registro de pulsos de compresiones o dilataciones sobre la superficie terrestre que pueden ser representados sobre los mecanismos focales obtenidos mediante métodos gráficos y numéricos, esto permite definir el tipo de falla que caracteriza al sismo (falla inversa, falla normal y desgarre), tal como se observa en la parte inferior de la Figura 4.5.

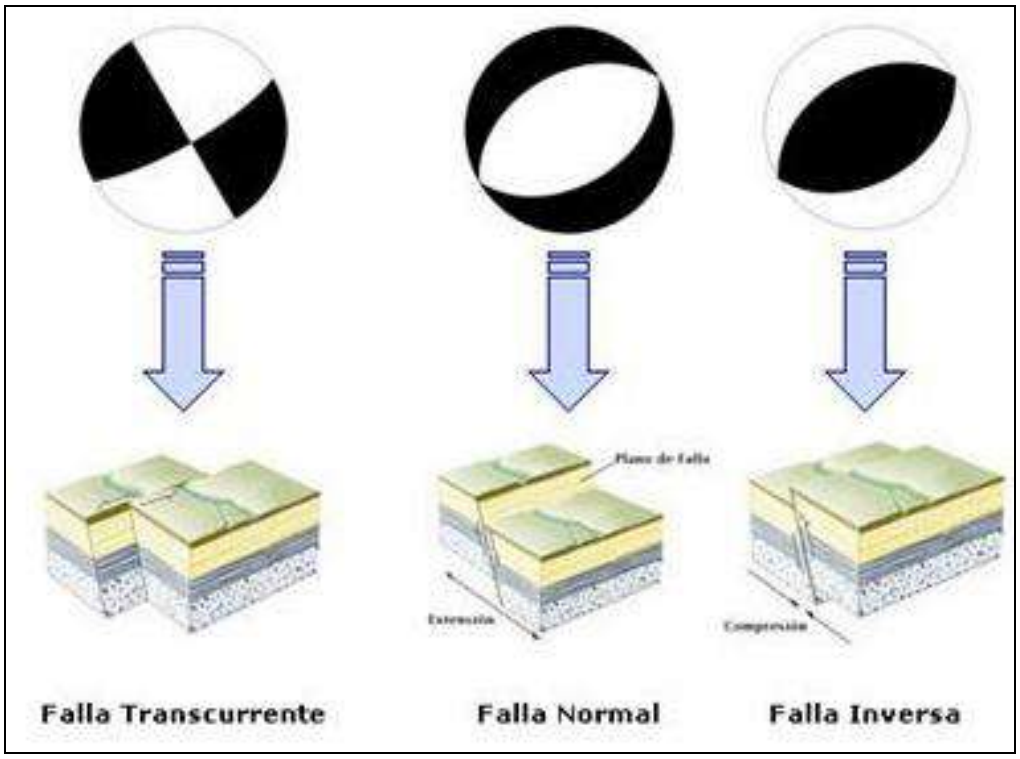

Figura 4.5. *Esquema que muestra los tipos de falla: a la izquierda falla transcurrente, al centro de tipo normal y a la derecha de tipo inversa con su correspondiente representación física de la fuente sísmica a partir del mecanismo focal.*

4.4 METODOS DE CÁLCULO DEL MOMENTO SÍSMICO

El tamaño de la fuente puede ser descrita directamente a partir del momento sísmico (Mo) definido por Aki (1966).

$$Mo = A\mu D \qquad (4.1)$$

donde, Mo es el momento sísmico medido en dinas-cm, μ es la rigidez de la roca en dina-cm^2, D el desplazamiento promedio de la falla y A el área de ruptura. En la actualidad se ha desarrollado varios métodos para calcular el tamaño de la fuente directamente del Mo, siendo los más usados las siguientes:

- Dimensiones del área de replicas
- Los espectros de desplazamiento de las ondas sísmicas
- La inversión del tensor momento sísmico
- Los sismogramas sintéticos
- La función temporal F(t) de la fuente sísmica

a) *Dimensiones del área de replicas*; después de ocurrir un sismo de gran magnitud, se producen replicas cuya distribución espacial permite configurar el área total de ruptura asociada al sismo (Figura 4.6). Las dimensiones de esta área y una variación en la relación propuesta por Aki (1966) para el Mo sísmico, permite estimar dicho valor para superficie de fractura S(f).

$$Mo = 1.23x10^{22} * (S_{(f)})^{3/2} \, dina - cm \qquad \text{S, en km}^2 \qquad (4.2)$$

Por ejemplo, para el sismo del 23 de junio del 2001 (Figura 4.6) las replicas definen una área de ruptura de 370x150 km^2, obteniendo un momento sísmico de 1.1x10^{28}, equivalente a una magnitud momento de Mw =7.9 (Tavera et al, 2001).

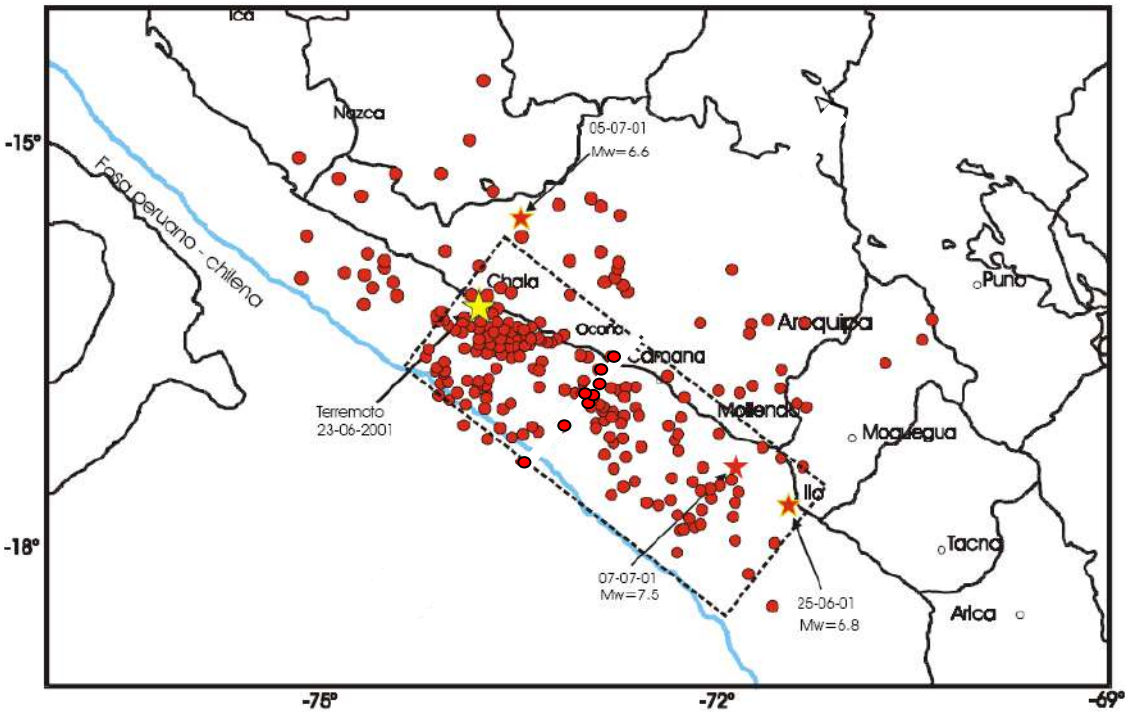

Figura 4.6. *Distribución espacial de las replicas del sismo del 2001 (Sur de Perú) ocurridos entre el 25 de junio y el 19 de Julio. Las estrellas representan a los epicentros del sismo principal y las 3 replicas de mayor magnitud. Las líneas discontinuas indican el área de replicas (Tavera et al, 2001).*

b) *Análisis espectral;* el análisis espectral de las ondas sísmicas es una de las técnicas más utilizadas para obtener el valor del momento sísmico y las dimensiones de la fractura de un sismo. El Mo se obtiene a partir de la amplitud de la parte plana del espectro para valores bajos de frecuencia. En el caso de las ondas P, el Mo viene dado por la expresión 4.3.

$$Mo = \frac{\Omega o 4\pi\rho v^3 a.}{c_i(i_h) g(\Delta) R(\phi, \delta, \lambda, i_h)} e(ft/Q) \qquad (4.3)$$

Donde, Ωo es la parte plana del espectro a bajas frecuencias proporcional al momento sísmico, fc la frecuencia de esquina, inversamente proporcional a las dimensiones del radio de fractura (ro), la exponencial representa la atenuación (Q es el factor atenuación), $g(\Delta)$ representa la expansión geométrica, $c_i(i_h)$ el efecto de la superficie libre, R el patrón de radiación definido por la orientación de la fractura y el ángulo de incidencia en el foco.

Un ejemplo de esta técnica se presenta en la Figura 4.7, la misma que corresponde al sismo ocurrido en la zona central de Perú el 20 de octubre de 2006. El espectro corresponde a la estación CTH (Cotahuasi) ubicada a 250 km en dirección SE del epicentro del sismo. El momento sísmico es del orden de $1.2x10^{26}$ dinas-cm equivalente a una magnitud momento Mw = 6.4; mientras que, el radio de fractura es del orden de 8 km aproximadamente (Tavera et al, 2006).

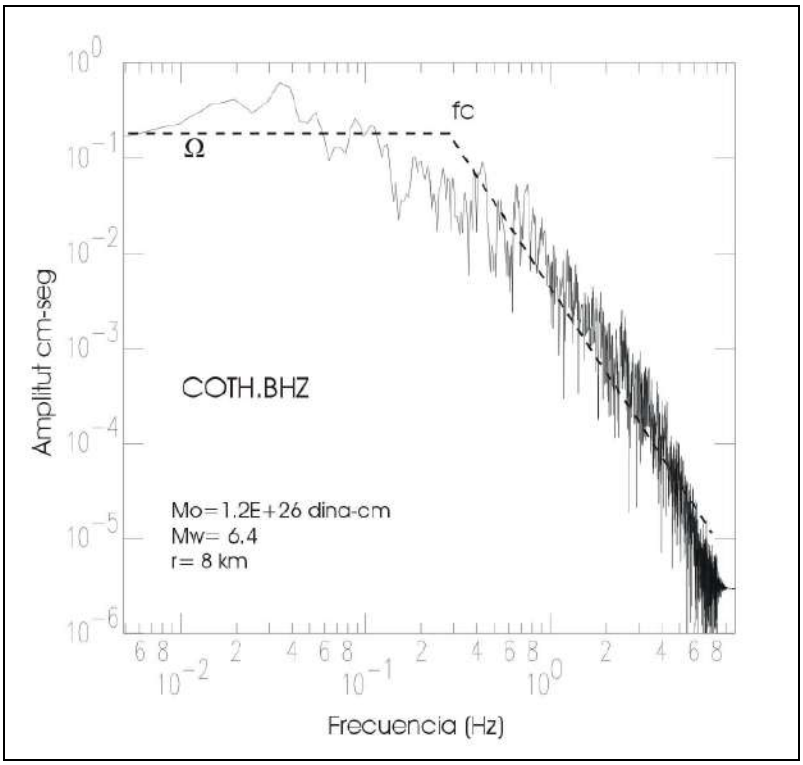

Figura 4.7. *Espectro de amplitud del desplazamiento de la onda P, para el sismo del 20 de octubre del 2006 (región Lima) correspondiente a la estación Cotahuasi (CTH). Se indica la parte plana Ωo y la frecuencia de esquina fc (Tavera et al, 2006).*

c) El tensor momento sísmico (TMS); es una representación de los esfuerzos que actúan en el foco. La técnica de calcular el TMS permite describir con mayor variedad las orientaciones de las fuerzas (doble par de fuerzas) que actúan sobre la fuente sísmica (sin tener que optar por un tipo determinado de ruptura), permitiendo conocer la localización del sismo en tiempo y espacio, la profundidad del centroide, la orientación de la ruptura (mecanismo focal a partir de la inversión) y el momento sísmico. La expresión que permite obtener el Mo ha sido propuesta por Silver y Jordan (1982).

$$Mo = \frac{1}{2}\left(|m_1| + |m_2|\right) \quad \text{o también} \quad Mo = \left[\frac{m_1^2 + m_2^2 + m_3^2}{1}\right]^{1/2} \qquad (4.5)$$

donde los autovalores m_i son los que definen del TMS. El Mo es del mismo orden de magnitud que el original, sin influir la corrección o no por la atenuación anelastica, ni el tipo de mecanismo focal. Un ejemplo de esta técnica se muestra en la Figura 4.8, para el sismo de Almería ocurrido el 10 de Diciembre del 2002 en donde se muestra el Mo y la Magnitud Momento (Rueda y Mescua, 2005).

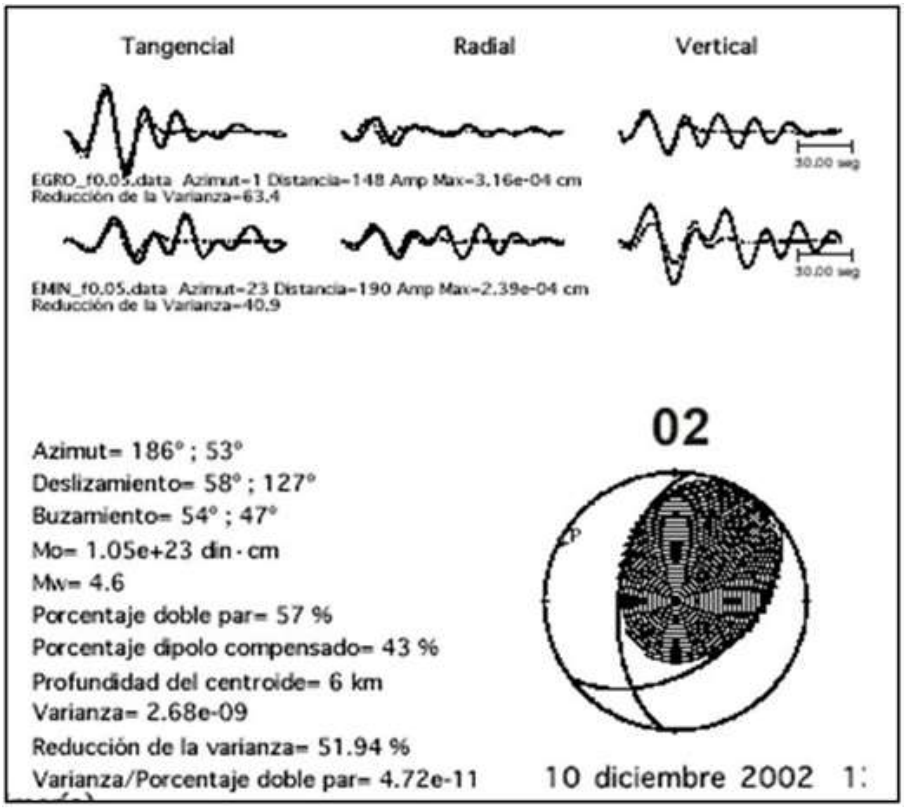

Figura 4.8. *Esquema que muestra la técnica del tensor momento sísmico y se indica el Mo, Mw, el acimut, el buzamiento y el deslizamiento, para este sismo.*

d) *Sismogramas sintéticos;* esta técnica se basa en el análisis de la forma de onda generada por el sismo (polaridad, amplitud, contenido frecuencial, etc). Para ello, se comparan las formas de las ondas P y S observadas en cada estación con los sismogramas sintéticos obtenidos a partir de un modelo de fuente sísmica de fuente puntual. La comparación de la forma de onda se puede llevar a cabo de manera visual o bien de manera numérica. La minimización de las diferencias entre el sismograma sintético y el observado permite ajustar los parámetros que definen el modelo de fuente sísmica como son la orientación, la función temporal de la fuente sísmica y el momento sísmico escalar del sismo. Esta técnica suele aplicarse a sismos con observaciones a distancias telesísmicas, esto es, con distancias epicentrales entre 30° y 90°. El desplazamiento del suelo en el campo lejano puede ser definido como (Deschamps et al, 1980):

$$U(t) = \frac{1}{4\pi\rho c^3}\frac{g(\Delta)}{a}C(io)R(\phi,ih)\overset{o}{M}(t-\frac{\Delta}{c}) \qquad (4.6)$$

donde, ρ es la densidad, c es la velocidad de propagación de la onda P, Δ la distancia epicentral, *a* es el radio de la Tierra, $C(io)$ el efecto de la superficie libre (*io* ángulo de incidencia en la estación), $g(\Delta)$ el efecto de la expansión del frente de onda, $R(\phi,ih)$ es el patrón de radiación de la onda P directa que depende de la orientación de la fractura. $\overset{o}{M}(t)$ es la derivada del momento sísmico, despejando de la ecuación 4.6 se obtiene el Mo Wallace, (1995).

Un ejemplo de la técnica se muestra en la Figura 4.9, para el sismo profundo ocurrido en Perú-Brasil el 20 de Junio del 2003, y con él se obtiene un Mo=2.0x10^{19} Nm equivalente a una magnitud momento de Mw=7.1 (Tavera et al, 2003).

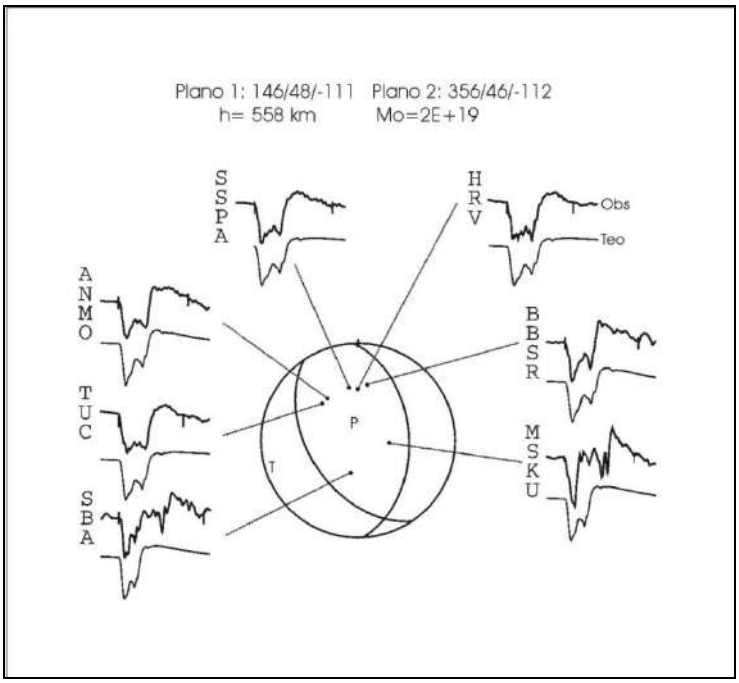

Figura 4.9. *Modelado de la onda P para el sismo del 20 de junio del 2003. En la parte superior se muestra los registros observados (Obs) en desplazamiento y en la parte inferior los teóricos (Teo). Las letras T y P indican la ubicación de los ejes de tensión y presión. En la parte superior se indica, la orientación de los planos nodales (acimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), profundidad del foco y el momento sísmico escalar (Tavera et al 2003).*

e) ***La función temporal F(t)***; La función temporal describe la duración del proceso de ruptura en un tiempo dado y viene representado por la forma de la onda del registro de la onda P equivalente al desplazamiento del suelo, sin influencia de fases reflejadas o refractantes. Entonces el Mo puede ser calculado a partir del área encerrada por la función temporal del desplazamiento del suelo registrada en una estación dada. Esta técnica es descrita y aplicada para dos sismos de foco profundo ocurridos en las fronteras de Perú con Brasil y Bolivia en los siguientes capítulos.

CAPITULO 5

CALCULO DEL MOMENTO SISMICO MEDIANTE LA FUNCIÓN TEMPORAL DE LA FUENTE SÍSMICA F(t)

En la actualidad la sismología ha permitido, gracias a la calidad de la información sísmica, proponer varios métodos y/o técnicas para el cálculo del momento sísmico (Mo) y algunos de ellos requieren varias etapas de procesamiento y/o tratamiento de la señal sísmica. Una Técnica novedosa para el cálculo del momento sísmico fue desarrollada por Furumoto (1977) a partir del área encerrada bajo la curva de desplazamiento del grupo de la onda P. y aplicada al terremoto ocurrido en Colombia el 31 de Julio de 1970 con bastante éxito. La técnica es retomada en este estudio para aplicarla a dos sismos de foco profundo ocurridos en los años 1994 y 2003 en las fronteras de Perú con Brasil y Bolivia. Para tener mejor idea, se describirá en primer lugar las formas de onda o sismogramas antes de la descripción de este método.

5.1 CONCEPTO DE FORMAS DE ONDAS O SISMOGRAMAS

Las formas de onda de un sismo observado en los registros sísmicos representa la única información disponible para estudiar las características de la fuente sísmica que dio origen al sismo. Entonces la pregunta es ¿ De qué depende la forma del registro de un sismo ?. La respuesta no es sencilla, porque son muchos los parámetros que entran en juego, siendo unos más complejos que otros. Fundamentalmente, la forma del registro depende de la fuente, de la perturbación en el medio y del instrumento (Figura 5.1). En algunos casos, hay que añadir un efecto de sitio que puede también cambiar la forma de onda. Cada uno de estos factores puede ser calculado matemáticamente y también aislado para un estudio en detalle de la fuente. En general, la propagación de la ruptura sísmica, llamada a veces función de transferencia, es de difícil evaluación principalmente cuando se utiliza información obtenida a distancias menores a 30° porque la señal está contaminada por fases reflejadas en la corteza y mayor a 90° porque se produce la triplicación de rayos y la refracción de ondas en el núcleo. En estas condiciones se requiere estudiar la fuente sísmica que están libres de fases contaminantes, en este caso se tendría que utilizar las estaciones ubicadas entre distancias de 30° y 90° grados, ya

que las ondas están libres de contaminación porque se propagan por el manto y esta se asume que es homogénea (Figura 5.1).

El sismograma *s(t)* correspondiente a una estación, se puede expresar como la convolución de tres términos: desplazamientos en la fuente $u(t)$, la atenuación en el medio *Q(t)* y la respuesta del instrumento en la estación *i(t)* (Figura 5.1).

$$s(t) = u(t) * Q(t) * i(t) \qquad (5.1)$$

En una Tierra homogénea e isotrópica, los desplazamientos elásticos se pueden expresar de distintas maneras pero difieren de las características de la región focal, siendo nula fuera de ella (Akii et al 1980). Los desplazamientos elásticos dependen de la derivada $\Delta \dot{u}$, lo cual indica que la fuente, irradia energía elástica solo mientras se tiene el desplazamiento relativo de los dos lados de la fractura, cesando cuando se detienen los desprendimientos. La información sobre el proceso de ruptura, recibe el nombre de función temporal e influye en gran medida en la forma del sismograma al proporcionar la dependencia temporal de los desplazamientos, siendo además difícil de evaluar, por lo que se hace necesario realizar aproximaciones. Entre estas, la más utilizada consiste en considerar un foco puntual para explicar el inicio de la ruptura, pero en muchos casos no resulta suficiente y hay que tener en cuenta las dimensiones de la fuente y las características de propagación, tal como describe el modelo de fuente extensa.

Sin embargo, si la distancia desde la fuente al punto de observación es grande y las longitudes de onda también son grandes, se puede suponer que la energía fue liberada desde un único punto, conocido como foco o hipocentro. Entonces, la función temporal se puede representar de distintas maneras, siendo las más sencillas a través de impulsos en el tiempo o considerarlo en una función escalón (Figura 5.2, a y b). En los dos casos, dicha función alcanza su valor máximo de forma instantánea.

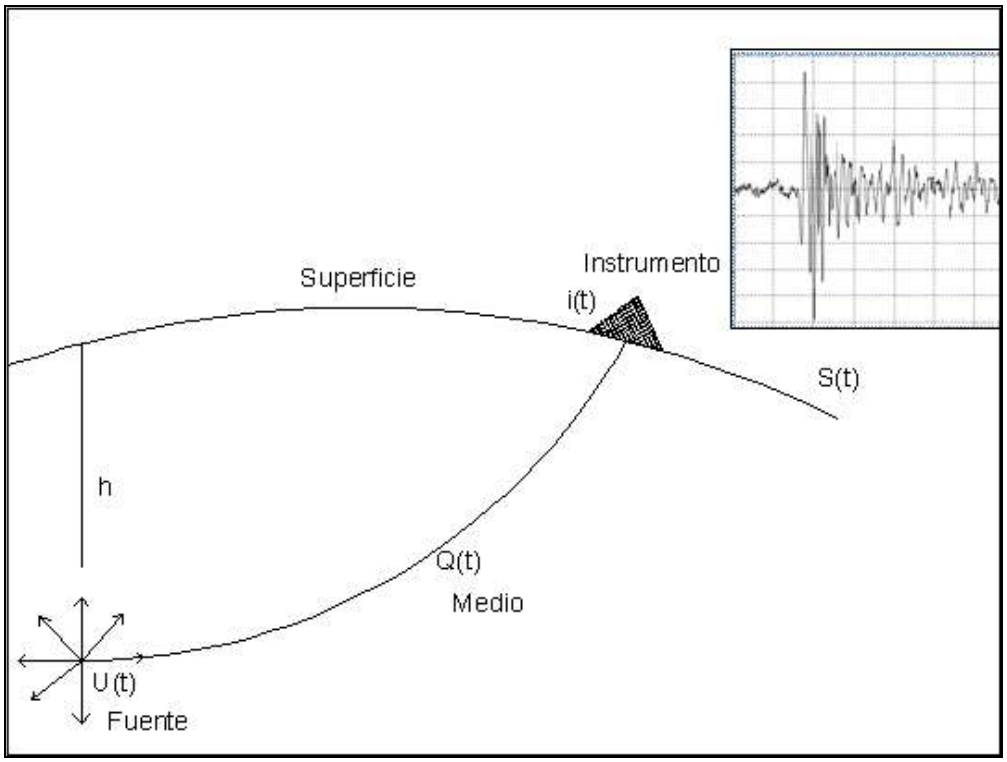

***Figura 5.1**. Esquema que muestra el inicio de la ruptura U(t), el medio de propagación y/o atenuación de la onda Q(t), instrumento de registro I(t) y la señal sísmica que se registra S(t) a distancias tele sísmicas entre 30° - 90° respectivamente.*

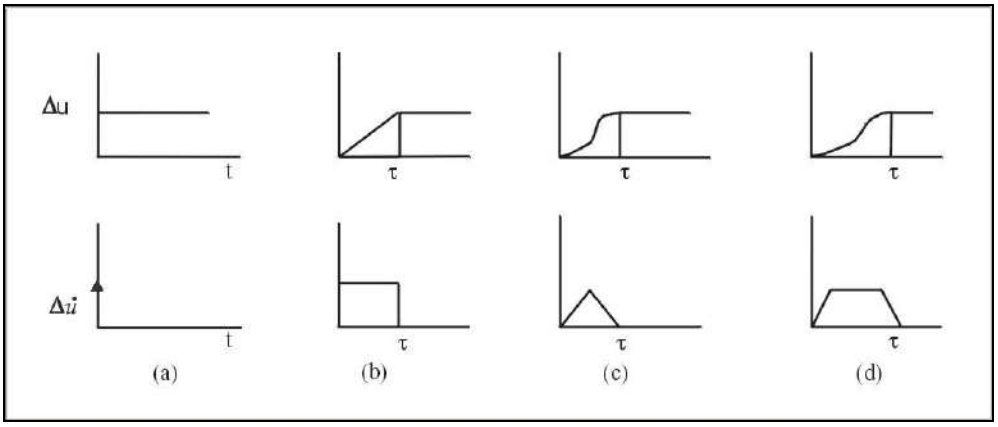

***Figura 5.2.** Modelos para la función temporal $\Delta \dot{u}$ y su relación con la dislocación $\Delta u(t)$: (a) función impulsiva; (b) función rectangular de duración τ ; (c) función triangular de duración τ ; (d) función trapezoidal de duración τ (Udías, 1999).*

Una representación más realista y muy utilizada consiste en asumir que la velocidad de dislocación aumenta linealmente desde cero hasta un valor máximo, decreciendo hasta cero tras un tiempo *t* llamado tiempo de formación (rise time). Este tiempo sería necesario para que una sola partícula de la fractura alcance su desplazamiento final y pueda ser representado por una función triangular o trapezoidal con diferente altura y duración (Figura 5.2, c y d). Para representar fuentes complejas que se pueden

considerar varios triángulos de diferente altura y duración que se solapan en t/2, tal como se muestra en la Figura 5.3, de manera que se puede representar una mayor o menor liberación de energía en cada instante *t* o incluso paradas en el proceso de ruptura. Pero en cualquier caso, se tendría la historia temporal del desplazamiento de una sola partícula sobre plano de falla.

La idea de una fuente puntual es aceptable en sismos de magnitud pequeña y media (m<6); sin embargo, en el caso de sismos de magnitud grande es más realista suponer un foco extenso o complejo como se muestra en la Figura 5.3.

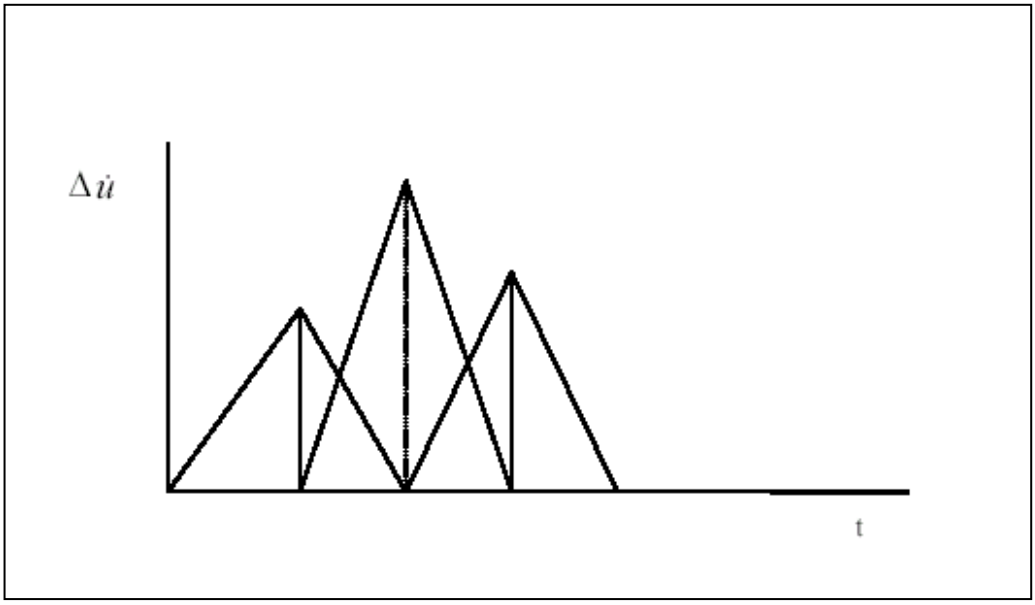

Figura 5.3. *Aproximación a la función temporal compleja en un tiempo t.*

La función temporal se puede separar en dos términos: uno constante (Δ*u*) y otro dependiente del tiempo, el cual se representa como $f(t-\frac{r}{c})$, recibiendo también el nombre de función temporal (en ingles *sourse time function o STF*).

$$\Delta \overset{*}{u}\left(t-\frac{r}{c}\right)=\Delta u.f\left(t-\frac{r}{c}\right) \qquad (5.2)$$

Así, la expresión de los desplazamientos del suelo en el campo lejano para ondas P puede ser definido como (Deschamps et al, 1980):

$$u(x,t) = \frac{Mo}{4\pi\rho v^{p^3} r} X^{p}(\phi, i\xi).f\left(t - \frac{r}{c}\right) \qquad (5.3)$$

Donde, Mo es el momento sísmico escalar descrito en el capítulo IV. Para el presente estudio, es necesario tener en cuenta las correcciones de la superficie libre de la Tierra $C_z(i_o)$, el factor de atenuación G(r,Q), la expansión geométrica g(Δ) y el patrón de radiación (X^p), los mismos que serán descritos más adelante.

Si todo el desplazamiento ocurre instantáneamente en un tiempo determinado, entonces la STF pueda ser representada de la forma que muestra en la Figura 5.4 y en este caso, la función es proporcional al momento sísmico (Wallace et al 1995). Según la Figura 5.4 el área bajo la curva de la función temporal es directamente proporcional al momento sísmico escalar Mo aunque la forma de la misma dependería del acimut epicentro-estación. La función temporal aparentemente tendrá mayor amplitud para las estaciones directivas (dirección de propagación de la ruptura) y menor para las estaciones anti directivas.

Los cambios en la amplitud de la función temporal producen una modulación adicional a la amplitud de los pulsos y que se pueden expresarse aisladamente. El cambio en la amplitud no solo depende del ángulo θ (acimut epicentro-estación) sino también del cociente *vr/c;* es decir, no será igual para la onda P que para la onda S (ver Figura 5.5). En resumen, este efecto será mayor mientras menor sea la diferencia entre la velocidad de ruptura y la velocidad de la fase, entonces el cambio en la amplitud será más acusado para las ondas S que para las ondas P.

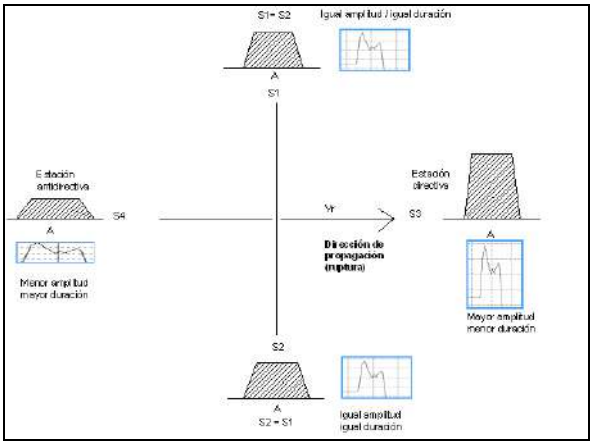

Figura 5.4. *Variación en la duración y amplitud de la función temporal aparente para estaciones directivas (S_3) y anti directivas (S_4). Para las estaciones perpendiculares a la dirección de la propagación no hay cambios (S_1 y S_2). A representa el área encerrada bajo la STF (Wallace et al, 1995).*

Como ya se ha mencionado en el capítulo IV, el modelo de foco con dimensiones más empleado es el de falla rectangular propuesto por Haskell (1964), que consiste en una falla de longitud L y anchura D, propagándose la ruptura a velocidad constante *vr* en la dirección L. Si la propagación se realiza en un solo sentido se habla de fractura unilateral y si se propaga en los dos, la fractura es bilateral. Para el caso de fractura unilateral, los desplazamientos en el campo lejano vienen dados para cada instante *t* por la ecuación (5.4). En dicha ecuación, la función temporal de la fuente presenta una dependencia del ángulo *θ* que forma el rayo que llega a una determinada estación con la dirección de propagación, medido en el foco. Como la dirección de propagación es horizontal, se tiene la situación mostrada en la Figura 5.5, donde se representa la posición relativa entre la estación *S* y la dirección de propagación de la ruptura (a velocidad v_r), tomando el sistema de ejes geográficos NS, SO y ZN con origen en el foco *F:*

$$\cos\theta = \cos(\phi_r - \phi_{es})\cos(90 - ih) = \cos(\phi_{es} - \phi_r)sen.ih \qquad (5.4)$$

donde ϕ_{es} y ϕ_r son el acimut de la estación y el de la dirección de ruptura respectivamente, *ih* es el ángulo de incidencia en el foco.

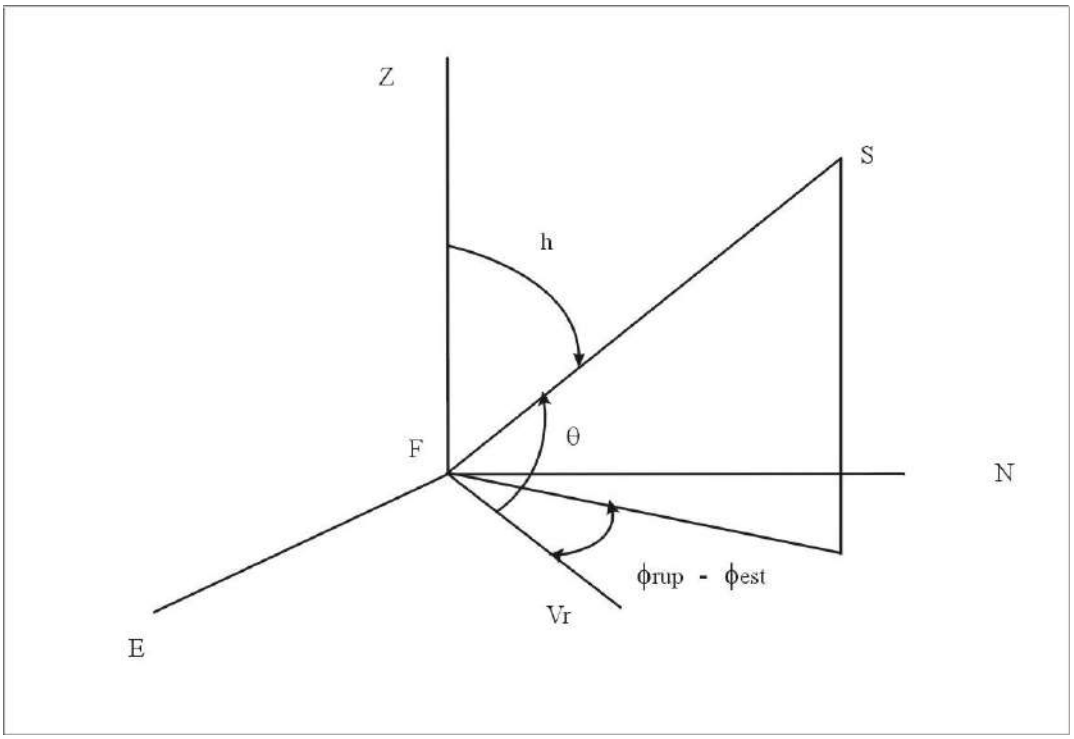

Figura 5.5. *Angulo (θ) entre la estación (S) y la dirección de propagación de la ruptura representado en los ejes geográficos NS, EO y ZN con origen en el foco F.*

Lógicamente, la duración del proceso de ruptura también presenta una dependencia del ángulo θ, porque la señal que se origina representa el proceso de ruptura y por tanto, se dice que existe efecto de directividad (Figura 5.5). Esta particularidad permite distinguir entre estaciones directivas, hacia las que se propaga la ruptura $\left(\left|\phi_{es} - \phi_r\right| < 90° \Rightarrow \cos\theta > 0\right)$, y estaciones anti directivas para cuales se aleja la propagación de la ruptura. $\left(\left|\phi_{es} - \phi_r\right| > 90° \Rightarrow \cos\theta < 0\right)$. Para las estaciones directivas la representación grafica de la función temporal aparente tiene menor duración, por lo que la función temporal será menos estrecha; mientras que, para las estaciones anti directivas será más ancha y de menor amplitud.

Para diferenciar mejor si una señal es simple o compleja, en la Figura 5.6 se presenta el registro del grupo de la onda P para dos sismos de foco profundo obtenidos a distancias tele sísmicas de 45°, el primero para un sismo de magnitud 5.7 Mw y el segundo de magnitud 7.1 Mw Para el primer sismo (29 de febrero del 2009), se observa que el grupo de la onda en velocidad y desplazamiento presenta fases simples sugiriendo la ocurrencia de una ruptura simple con una duración de 10 segundos aproximadamente. Para el segundo sismo (20 de junio del 2003), la forma de onda tiene mayor duración, tanto en velocidad y desplazamiento (30 segundos), así como la presencia de varios pulsos que sugiere la ocurrencia de rupturas aleatorias. Entonces debe entenderse que para un sismo de mayor magnitud le correspondería mayor duración y por ende, el desarrollo de procesos complejos de ruptura.

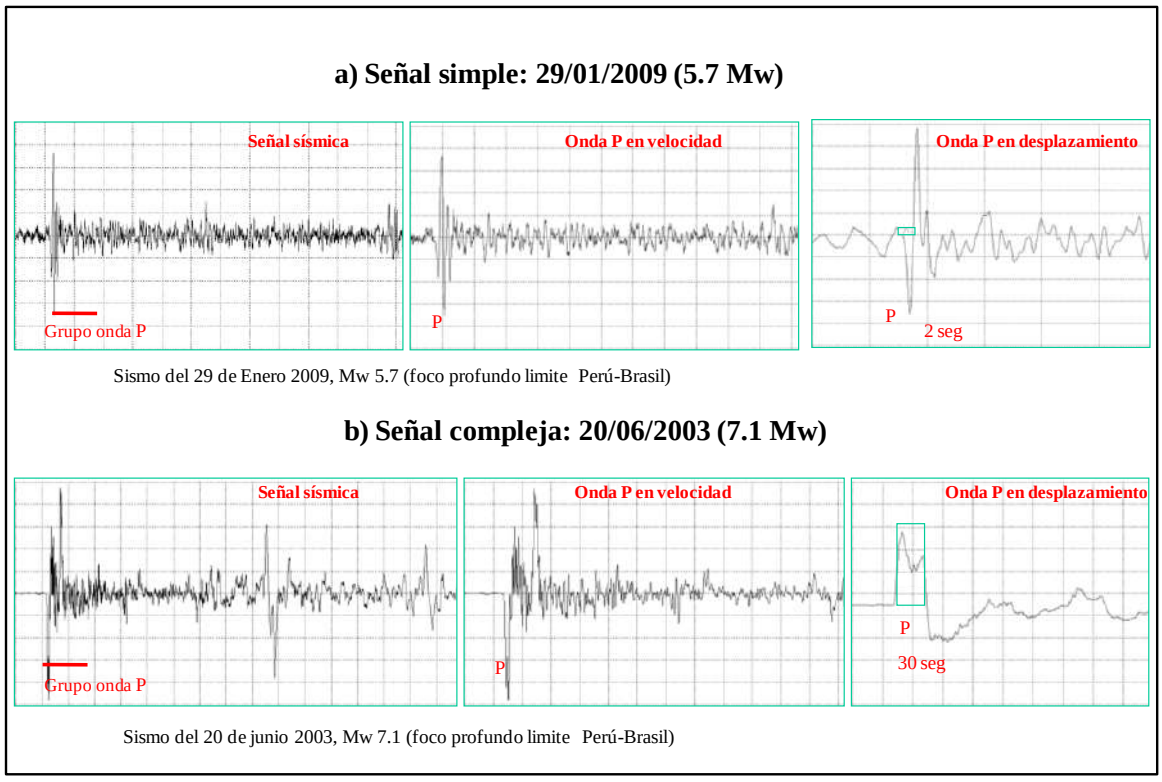

Figura 5.6. *Registros del grupo de la onda P para dos sismos de foco profundo (componente vertical) ubicadas a distancias tele sísmicas. a) Señal simple en velocidad y desplazamiento y b) señal compleja en velocidad y desplazamiento P.*

5.2 CALCULO DEL MOMENTO SÍSMICO (Mo)

Uno de los métodos para estimar el tamaño de los sismos es calculando el Mo a partir del área encerrada bajo la función temporal de la fuente sísmica (STF), sin considerar su amplitud ni forma. En general, si se considera las ecuaciones 5.1, 5.2 y 5.3 el Mo puede ser expresado de la siguiente forma:

$$Mo = \left[\frac{4\pi\rho v^{p^3} r}{X^p g(\Delta.) G(r,Q) C_z(i_o)} \right] \int f(t)dt \qquad (5.5)$$

donde:

X^p = es el patrón de radiación de la onda P.

$G(r,Q)$ = es el factor de atenuación anelástica

$g(\Delta.)$ = coeficiente de la expansión geométrica

$C_z(i_o)$ = es la respuesta en la superficie libre

v^p = es la velocidad de la onda P

ρ = es la densidad de la Tierra

r = es la distancia foco-estación

$f(t)$ =es el área bajo la curva de la señal

El parámetro f(t) define la función temporal de la fuente sísmica y de acuerdo a lo discutido en capítulos anteriores es equivalente al proceso de desarrollo de la ruptura sísmica definida por la señal en desplazamiento para el grupo de la onda P. Si se asume que todos los parámetros de la ecuación 5.5 encerrados por corchetes, son conocidos se tiene.

$$Mo = C\int f(t)dt \tag{5.6}$$

Entonces, integrando C en f(t) se tiene

$$Mo = C * A \tag{5.7}$$

donde, A representa el área encerrada bajo la curva del desplazamiento del suelo y puede ser obtenido desde la señal sísmica en desplazamiento para las diferentes estaciones.

A continuación se definen cada uno de los términos encerrados por corchetes.

- El patrón de radiación **(** X^p **)**; definido en función de la orientación foco-estación con dependencia dinámica de la ruptura. Es decir, depende de la orientación de la fuente (*v y u*), de la posición del punto de observación ($i\xi$) y del ángulo de incidencia de la onda en el foco (ih). Tanto *v* como *u,* se expresan en función de los ángulos que definen la orientación del plano de falla, el acimut ϕ_{falla}, buzamiento δ y ángulo de deslizamiento λ (Figura 5.7). Así, el patrón de radiación puede ser calculado a partir de la ecuación (5.8), (Aki y Richards, 1980).

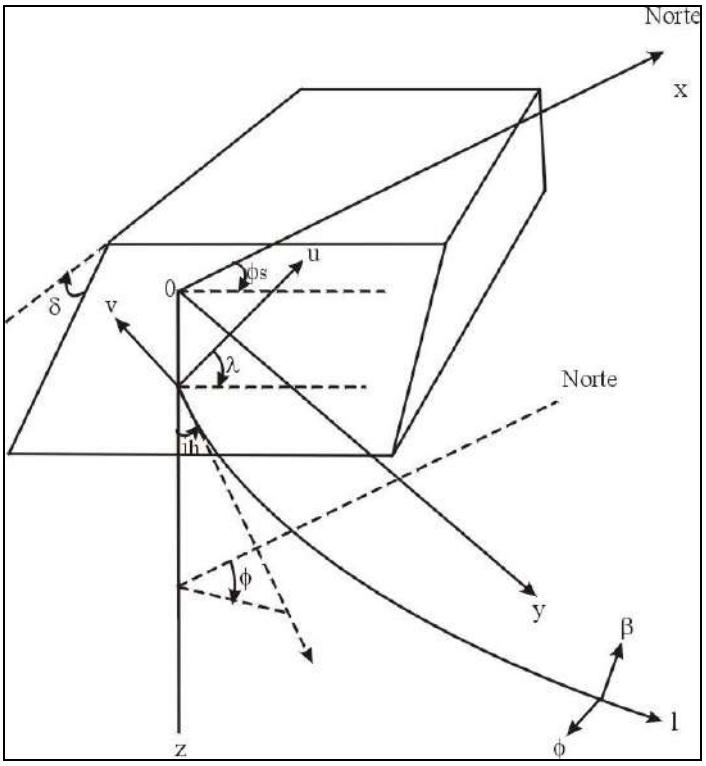

Figura 5.7. *Definición de los parámetros de la falla (ϕ s,λ,δ, ih , ϕ) y su relación con el vector v y u.*

$$\chi^{p} = \cos\lambda \sin\delta \sin 2i\xi.\sin 2(\phi. - \phi s) - \cos\lambda.\cos\delta.\sin 2i\xi.\sin(\phi. - \phi.s)$$
$$+ \sin\lambda.\cos 2\delta.(\cos 2i\xi - \sin 2i\xi.\sin 2(\phi. - \phi.s)) + \sin\lambda.\cos 2\delta \sin 2i\xi.\sin(\phi. - \phi.s) \quad (5.8)$$

siendo:

λ = Es el ángulo de deslizamiento de la falla
δ = buzamiento del plano de falla.
$i\xi$ = El ángulo de incidencia a la estación.
ϕs = Azimut de la fuente-estación
ϕ = El azimut estación-fuente.

Entonces, sí se conoce los parámetros del sismo (lat, long, prof, ih), la orientación del plano de falla (ϕ , δ , λ) y la ubicación de la estación (ϕ s, λ ,h), el patrón de radiación X^p puede ser fácilmente calculado.

- La atenuación anelastica $G(r,Q)$; el medio por el cual se propagan las ondas sísmicas no es perfectamente elástico, entonces debe producirse la disminución de energía o atenuación desde el foco a la estación debido a los frotamientos que se producen entre las partículas y por la diversidad de medios físicos por el cual

viajan las ondas. Este parámetro es difícil de determinar para distancias cortas por ser el medio complejo (interior de la corteza). A distancias superiores a 30°, la energía es prácticamente independiente de la longitud recorrida por cuanto la onda hace su trayecto por el manto y la pérdida de energía que tiene lugar es despreciable ya que el rayo sísmico llega a la estación con ángulos de incidencia prácticamente perpendiculares.

Debido a que la Tierra no es un medio perfectamente elástico, las ondas sísmicas sufren en su propagación desde la fuente a la estación, la atenuación de la amplitud de su energía que por su origen se denomina anelástica. Las pérdidas de energía anelástica a lo largo del recorrido por las ondas sísmicas son descritas por la función de atenuación A(w) y por el factor de calidad sísmico (Q), ambos dependientes de la frecuencia (Choy y Corner, 1986). La atenuación evaluada por Q mide una propiedad intrínseca del medio y su expresión matemática es.

$$A(w) = e^{\frac{-w}{2}\int_s \frac{ds}{V(s).Q(w,s)}} = e^{-\frac{wt}{2Q(w)}} = e^{\frac{wt^*}{2}} \qquad (5.9)$$

donde:

t = tiempo de viaje de las ondas

Q(w) = valor medio de Q a lo largo del camino de la onda sísmica

Para distancias epicentrales entre 30° y 90°, se puede tomar $t^* = \frac{t}{Q(w)} = 1$ para la onda P (Carpenter y Flinn, 1980; Lelmberger, 1975) y al ser este el caso del presente estudio, se asume que la señal sísmica utilizada no es afectada en su recorrido.

- El factor de expansión geométrica **(** $g(\Delta)$ **)**; expresa la razón entre el flujo de energía en la estación y el emitido de la fuente por unidad de ángulo sólido, siendo importante dentro del cálculo de las amplitudes de la propagación de ondas de cuerpo. Las características del factor depende principalmente de los parámetros de la fuente sísmica para su cálculo se asume una Tierra esférica en la cual se define la siguiente relación (Jeffreys, 1963; Aki, 1966; Kanamori y Stewart, 1976) ver (Figura 5.8):

$$g(\Delta) = \left(\frac{\rho_h \beta_h}{\rho_0 \beta_0} \frac{seni_h}{sen\Delta} \frac{1}{coi_0} \left| \frac{di_h}{d\Delta} \right| \right)^{1/2} \qquad (5.10)$$

donde:

$\rho_{h,} \beta_h$ = es la densidad y velocidad en el foco o hipocentro.

$\rho_{0,} \beta_0$ = es la densidad y velocidad en la superficie.

i_h, i_0 = es el ángulo de incidencia al hipocentro y al receptor, respectivamente.

Δ = es la distancia epicentral.

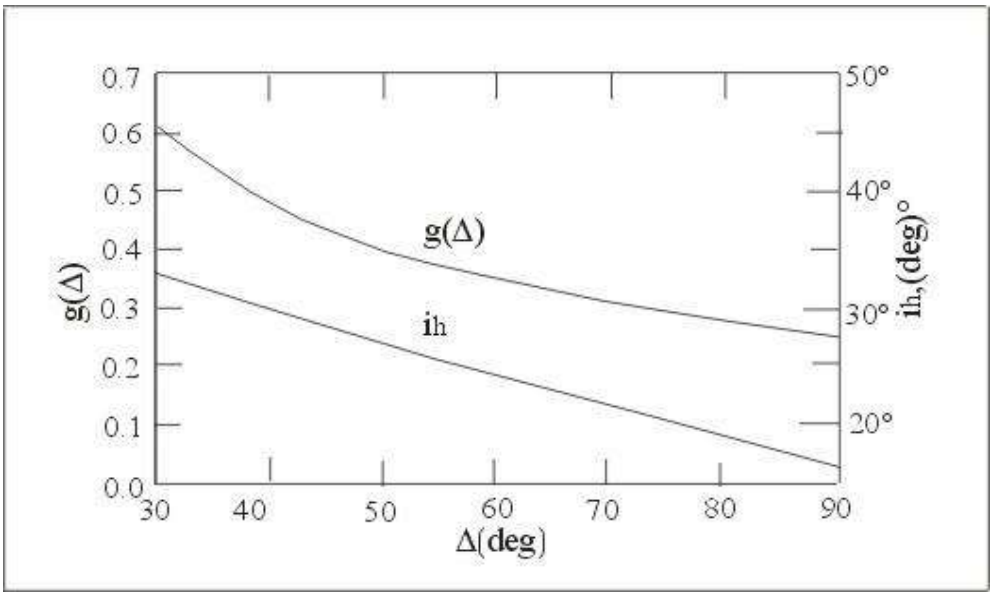

Figura 5.8. *Factor de expansión geométrica para la onda P y su relación con ángulo de incidencia, según modelo de Jeffrey's (1978).*

- El efecto de la superficie libre **(**$C_z(i_o)$**)**; una onda P incidente puede ser afectado en superficie dependiendo del ángulo de incidencia, de tal forma que pueda duplicar la amplitud de las ondas polarizadas, sin considerar la dirección de incidencia. Así, la interface pueda ser afectada simultáneamente por ondas ascendentes, (amplificación del movimiento del suelo y las variaciones de la amplitud) debido a los cambios de la impedancia sísmica del manto a la corteza. A fin de corregir este efecto se asume el coeficiente de corrección, definido por Kanamori y Stewart (1976) y expresado de la siguiente forma:

$$C_z(i_0) = \frac{2\cos(i_0).\cos(2j_0)}{\cos^2(2j_0) + \left(\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right).sen(2i_0).sen(2j_0)} \qquad (5.11)$$

donde:

α, β = es la velocidad de la onda P, S.

i_0, j_0 = es el ángulo de incidencia de las ondas P, S en la superficie libre.

En este estudio, al considerarse registros a estaciones tele sísmicas se asume el valor de $C_z(i_0)$ como una constante igual a 2.0, tal como ha sido definido y utilizado por Aki, (1966), Lindenfeld y Berrckhemer, (1995).

- La velocidad de la onda P (v^p); Es la velocidad con que se propaga la onda P en el manto y puede ser estimada a partir de las domo crónicas, utilizando las tablas de recorrido-tiempo propuestos por Jeffrey's (1978). En la Figura 5.9 se muestra el esquema de distribución de velocidades de ondas P y S en función del modelo de Tierra en profundidad. Considerando que en este estudio los sismos a utilizarse se han producido a profundidades del orden de 600 km, se asume un valor de Vp del orden de 10.5 km/ser.

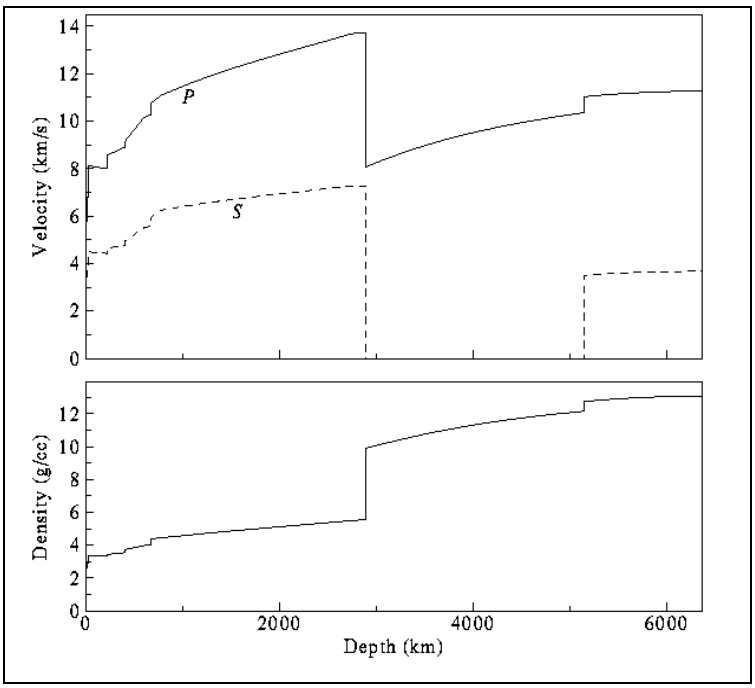

Figura 5.9. *Distribución de velocidades de la onda P y densidad ρ en el interior de la Tierra: (a) En la parte superior se indica la velocidad de la onda P y S en km/seg, y b) parte inferior, indica la densidad en gr/cm3. Fuente: (Internet)*

-La densidad (ρ) y el ángulo de incidencia*;* las velocidades de las ondas sísmicas son afectados por la densidad del material por el cual se propagan según la Figura 5.9. La densidad en el interior de la Tierra, para profundidades del orden

de 600 km se asume una densidad de 4.2 gr/cm^3, suponiendo que el material se encuentra en equilibrio hidrostático.

El ángulo de incidencia de la onda en el foco se hace en función de la estructura interna de la Tierra asumiendo en función de la estación y profundidad del foco. Para distancias tele sísmicas (Δ>1000 km), el ángulo ih puede ser calculado a partir de las curvas domo crónicas establecidas por Jeffreys (1966), tal como se muestra en la Figura 5.9.

- Función de transferencia instrumental*;* está definido por una función de variables complejas en el dominio de las frecuencias y que representa al producto de una serie de funciones correspondientes a las diferentes etapas de la adquisición de los datos: sismómetro, amplificador, filtro analógico, convertidor analógico-digital y filtro digital (Hutt, 1993). Esta función, puede ser más o menos compleja según la forma de su respuesta instrumental. Para las estaciones digitales de banda ancha la función de transferencia de los instrumentos de registro se define como:

$$I(\omega) = Sd.Ao \frac{\prod_{n=1}^{N}}{\prod_{m=1}^{M}} \frac{(i\omega - zn)}{(i\omega - pm)} \qquad (5.12)$$

donde:

ω = 2πf (f=frecuencia en Hz)

N.M= numero de ceros y polos

Zn,Pm= ceros y polos instrumentales

A_o=factor de normalización

S_d=factor de escala o sensibilidad del sistema

El numero y el valor de los ceros y polos, así como A_o y S_d dependen del tipo de instrumento (velocidad, desplazamiento o aceleración) y son valores que el fabricante proporciona.

5.3 METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DEL MOMENTO SÍSMICO

Para calcular el Mo a partir del área encerrada bajo la STF, se considera todos los parámetros descritos en los items anteriores y los pasos a seguir son:

a) Seleccionado un sismo de interés, se procede a analizar y evaluar la calidad del registro de la señal; es decir, bajo nivel de ruido y de ser posibles fases impulsivas.
b) Se elimina el DC offset (nivel de voltaje en corriente directa que desfasa en amplitud un voltaje alterno) de la señal sísmica registrada.
c) Se corrige la señal por la respuesta instrumental; es decir, se elimina el efecto del instrumento.
d) Se selecciona las ventanas de tiempo que contiene solo el grupo de la onda P.
e) Se integra la señal sísmica para tener en desplazamiento el movimiento real del suelo.
f) La señal es:
   - Corregida por la expansión geométrica del frente de onda g(Δ,h)
   - Corregida por el coeficiente de la superficie libre Cz(io)
   - Corregida por la atenuación anelástica G(r,Q)
g) Se calcula el patrón de radiación (φ, ih)
h) Se calcula el área bajo la curva de la señal.
i) Se calcula el Momento sísmico
j) Se correlaciona la señal registrada en diferentes estaciones en orden acimutal a fin de identificar la posible existencia de fuentes sísmicas múltiples.
k) Los valores constantes a utilizar en el presente estudio son:

   - Patrón de radiación; se calcula utilizando la ecuación 5.8 debido a que se conocen los parámetros hipo centrales de los sismos, la orientación de la fuente a partir del mecanismo focal y la ubicación de la estación sísmica.
   - Expansión geométrica g(Δ,h); es calculado utilizando la Figura 5.8.

- Atenuación anelastica G(r,Q); considerado que a distancias tele sísmicas las ondas se propagan en el manto, se asume que no hay efectos atenuantes y se considera un medio homogéneo, entonces G(r,Q)=1.
- Efecto de la superficie Cz(io); en el caso de registros tele sísmicos se asume, un valor de Cz(io)=2, tal como sugiere, Fied y Chtremer (1995).
- Velocidad de la onda v^p; la velocidad depende de la profundidad del foco, y para su cálculo se utilizo las tablas de Jeffrey's (1978). Para sismos de foco profundo v^p =10.5 km/seg.

La metodología descrita ha sido implementada en un algoritmo seguido en el lenguaje Matlab y el programa SAC (Seismic Analisys Code), ver Anexo 3.

5.4 PORQUE APLICARSE A SISMOS DE FOCO PROFUNDO

El método del cálculo de Mo a partir del área encerrada bajo la STF es aplicable a sismos solo si se cumplen las siguientes condiciones:

- Registros del grupo de la onda P impulsivas y libres de ruido de fondo.
- Registros correspondientes a la fase P y libres de interferencias de fases reflejadas o refractadas.

De acuerdo a esto, el método no puede ser aplicable a sismos de foco superficial porque las fases reflejadas del tipo pP y sP se encuentran próximos al primer impulso de la onda P y esto es debido a que las fases reflejadas recorren menos distancias foco-epicentro, tal como se observa en la Figura 5.10a. Contrariamente, para sismos de foco profundo las fases reflejadas se encuentran muy alejadas a la fase P en razón a que la distancia foco-estación se incrementa notablemente (Figura 5.10b). Debe entenderse, que a mayor profundidad del foco, las fases pP y sP, demoran mayor tiempo en llegar a ser registradas. De ahí que el método propuesto en este estudio es comúnmente aplicable a sismos de foco profundo y en algunos casos a sismos de foco intermedio siempre y cuando sea posible separar de la onda P, los registros de las fases pP y sP (Figura 5.11).

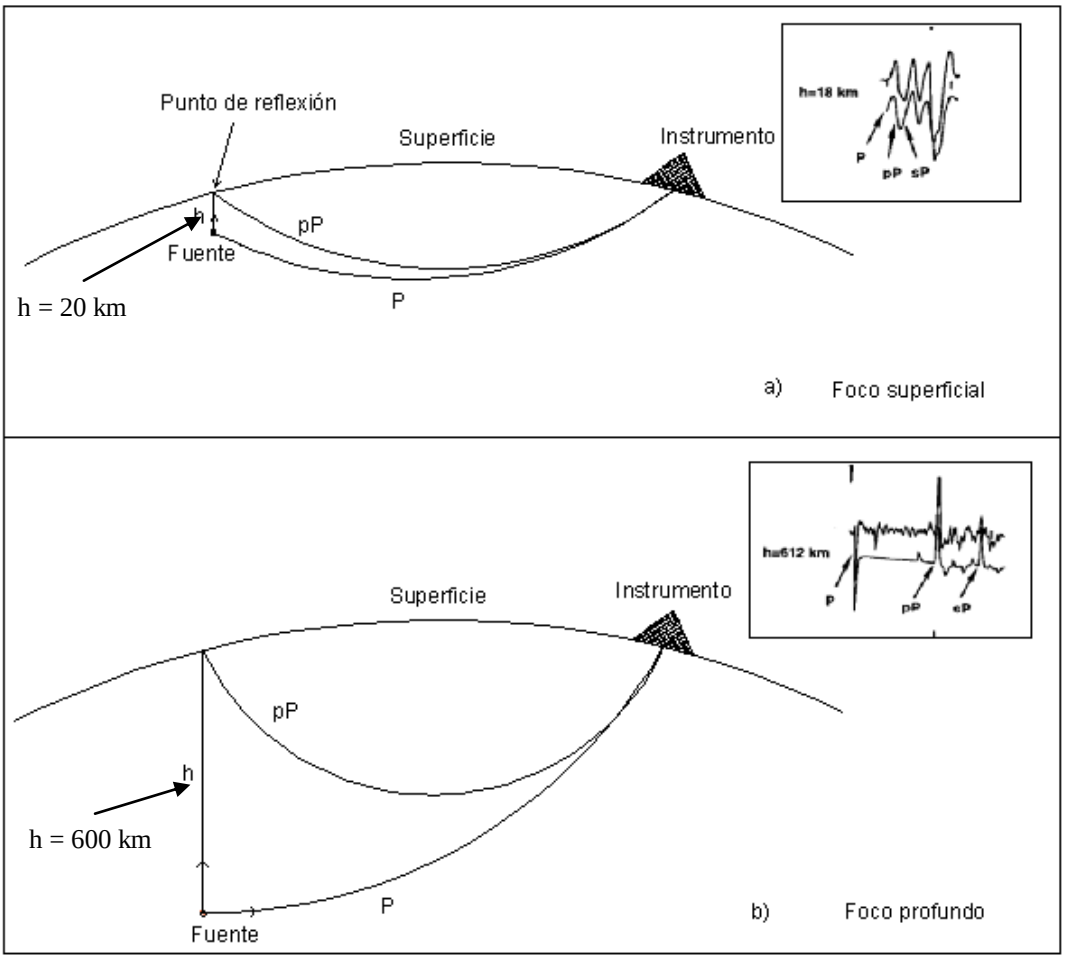

Figura 5.10. *Esquema que muestra el registro de las fases P, pP y sP a distancias telesismcias y para sismos ocurridos a profundidades superficiales (20 km) y profundos (600 km). Observese que para foco superficial las fases pP y sP se encuentran dentro del grupo de la onda P y para profundos las fases pP y sP se encuentran separados un tiempo.*

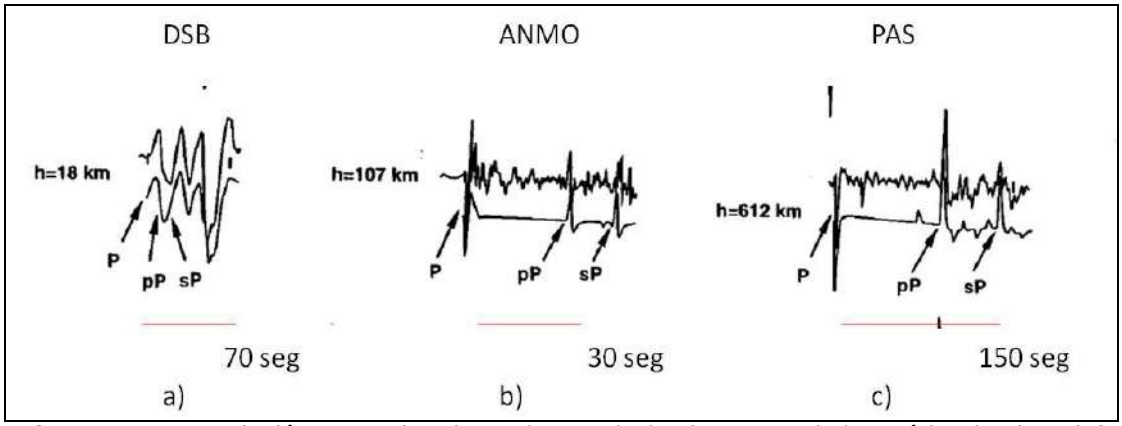

Figura 5.11. *Correlación entre el registro observado (registro superior) y teórico (registro inferior) para un sismo con foco a profundidad superficial (a), intermedia (b) y profunda (c). Se observa claramente la diferencia en el tiempo de llegada entre la fase P directa y las fases reflejadas pP, sP. En la parte superior se indica el código de la estación y en la parte inferior la escala en tiempo para los diferentes registros (Tavera, 1998).*

CAPITULO 6

APLICACIÓN AL SISMO DEL 20 DE JUNIO DEL 2003 EN LA FRONTERA PERÚ - BRASIL

La metodología descrita y discutida en capítulos anteriores es aplicada para el cálculo del momento sísmico a dos sismos de foco profundo ocurridos en la frontera de Perú con Brasil el 20 de junio de 2003 (Mw 7.1) y Bolivia el 9 de junio de 1994 (Mw 9.4). Se ha escogido estos sismos en razón que diversos investigadores han publicado estudios en donde se detallan sus parámetros hipo centrales y procesos de ruptura utilizando diversos métodos.

6.1 *Sismicidad Frontera Perú-Brasil*

En la región Central de Perú, los sismos de foco profundo (h > 300 km) se distribuyen en superficie cerca del límite geográfico con Brasil, siendo sus características ampliamente discutidas en capítulos anteriores (Capitulo 3). En el límite Perú-Brasil la frecuencia de sismos es mayor y casi siempre son sentidos en superficie debido a sus elevadas magnitudes (M>6.0). El sismo del 20 de junio del 2003 (Mw= 7.1), fue sentido hasta distancias del orden de 500 km, con intensidades del orden de II en las ciudades de Lima, Chimbote y Piura, siendo la máxima del orden de IV en la ciudad de Pucallpa ubicada a 120 km del epicentro en dirección Oeste.

Las características de la fuente sísmica de este sismo y sus principales parámetros hipo centrales fueron determinados por Tavera et al (2003), los mismos que serán discutidos con detalle antes de proceder a evaluar la complejidad de la ruptura y el cálculo de su momento sísmico.

6.1.1 *Distribución de los Sismos Profundos 1990 - 2008*

Los sismos de foco profundo ocurridos en el límite Perú-Brasil entre los años 1990 y 2008 (M>6) (Figura 6.1), se alinean en dirección norte-sur sobre una longitud de 600 km mostrando claramente el área de mayor deformación a estos niveles de profundidad. En la Figura 6.1 se observa que, estos sismos presentan 2 alineamientos aparentes entre sí, con sismos que formaron grupos de eventos con diferentes características. Por ejemplo, sobre la primera alineación de sismos se

observa la presencia de áreas pequeñas con ausencia de sismos, con la particularidad que frente a dichas áreas y a una distancia del orden de 60 a 70 km en dirección Este y sobre la segunda alineación, han ocurrido por lo menos un sismo durante el periodo de tiempo antes indicado, (Zona 2 y Zona 4). Sobre la primera alineación, los sismos con M>6.0, sugieren una migración temporal de los mismos de sur a norte, con la particularidad que estos sismos ocurrieron en áreas en donde la frecuencia de sismos es mayor (Tabla 6.1). El epicentro del sismo del 20 de junio se ubica en la parte central del alineamiento de los sismos y en una de las áreas que podría haber sido considerada previamente como un área con ausencia de sismos. Dentro de este contexto, es posible que la energía liberada por los sismos ocurridos en Mayo 1993, Octubre 2002 y Abril 2003, estén asociados a la ocurrencia del sismo del 20 de junio, debido a que la energía liberada por ellos se habría acumulado en la zona epicentral que le dio origen. Por otro lado, se observa que todos los mecanismos focales muestran una similitud en el tipo de esfuerzo, el mismo que define por fallamiento extensional casi horizontal en dirección E-O, teniendo al eje de presión prácticamente vertical.

La distribución en profundidad de los sismos de la Figura 6.1, en dirección SO-NE (Figura 6.2), permite observar que ellos alcanzan profundidades entre 500 a 660 km, siendo mayor el número de sismos a profundidades mayores a 570 km. En esta distribución, los siete últimos sismos de magnitud mayor ocurridos entre 1990-2008 (color en negro) se han producido a niveles de profundidad en los cuales no habrían ocurrido sismos, llegando a completar la línea de ruptura dentro de la placa.

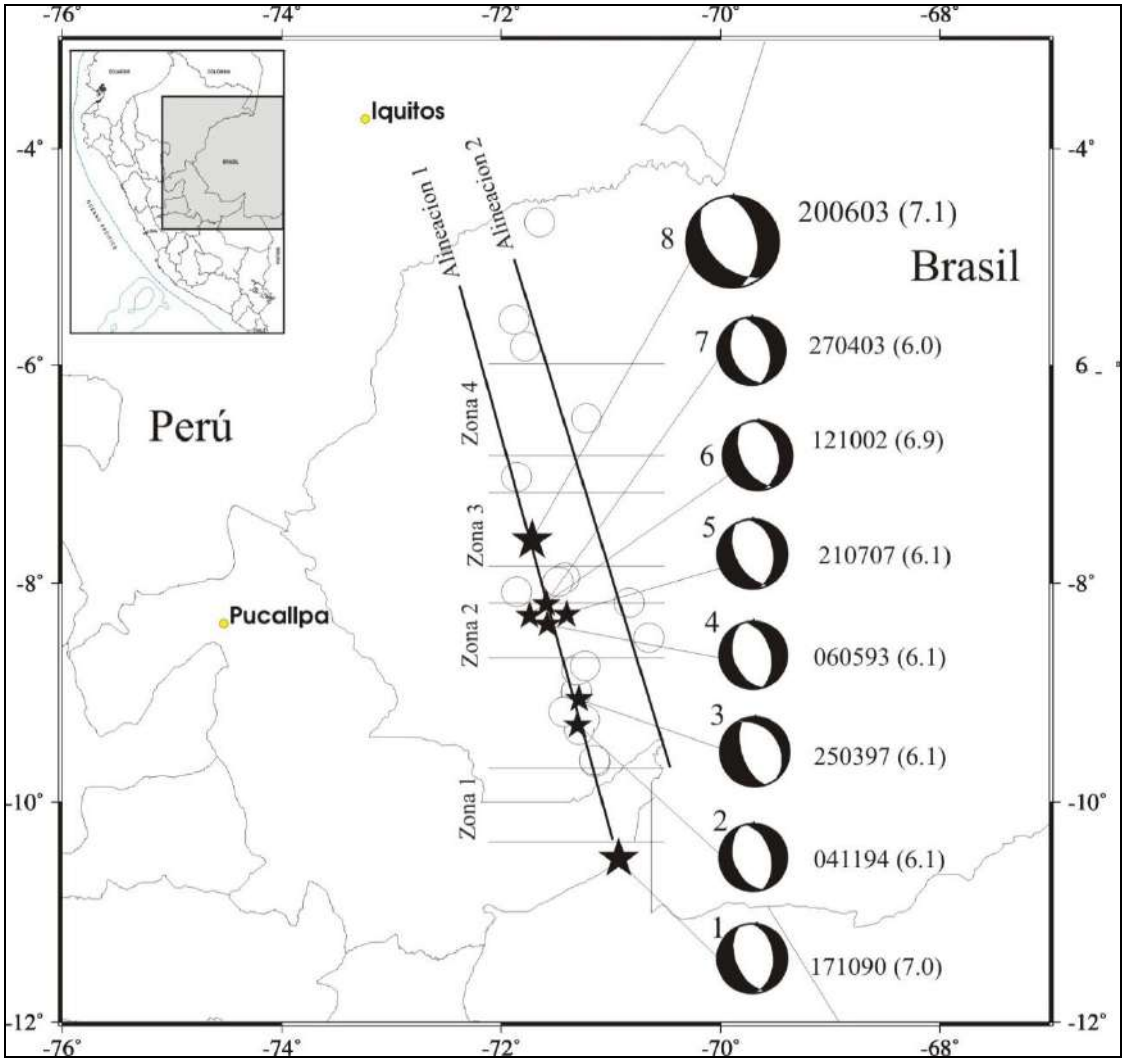

Figura 6.1. *Distribución espacial de los sismos con foco profundo ocurridos en el límite Perú-Brasil entre 1990 y 2008. Las estrellas indican los epicentros de los sismos con magnitud Mw >6.0 y la estrella mayor representa el sismo del 20 de junio de 2003 (Mw=7.1). Los mecanismos focales son asociados a fallamientos normales y sus parámetros fueron extraídos del catalogo de la Universidad de Harvard (Centroide Momento tensor). Para el sismo del 20 de junio el mecanismo focal corresponde a Tavera et al (2003). Al costado de cada mecanismo focal se indica la fecha (día, mes y año) y la magnitud del sismo (Mw).*

Fecha D:mm:aa	H. origen hh:mm:ss.s	Latitud S	Longitud W	Profundidad Km	Magnitud Mw
17/10/90	14:30:13.16	-10.97	-70.78	598	7.0
06/05/93	13:03:18.11	-8.47	-71.49	572	6.1
04/11/94	01:13:20.15	-9.38	-71.33	591	6.1
25/03/97	16:44:32.6	-9.06	-71.29	602	6.1
12/10/02	20:09:11.4	-8.30	-71.74	534	6.9
27/04/03	22:57:44.8	-8.19	-71.59	559	6.0
20/06/03	**06:19:38.91**	**-7.13**	**-71.72**	**558**	**7.1**
21/07/07	13:27:04.41	-8.13	-71.27	644	6.1

Tabla 6.1. *Parámetros hipo centrales de los sismos con magnitud Mw > 6.0 ocurridos en la zona de estudio entre 1990 y 2008.*

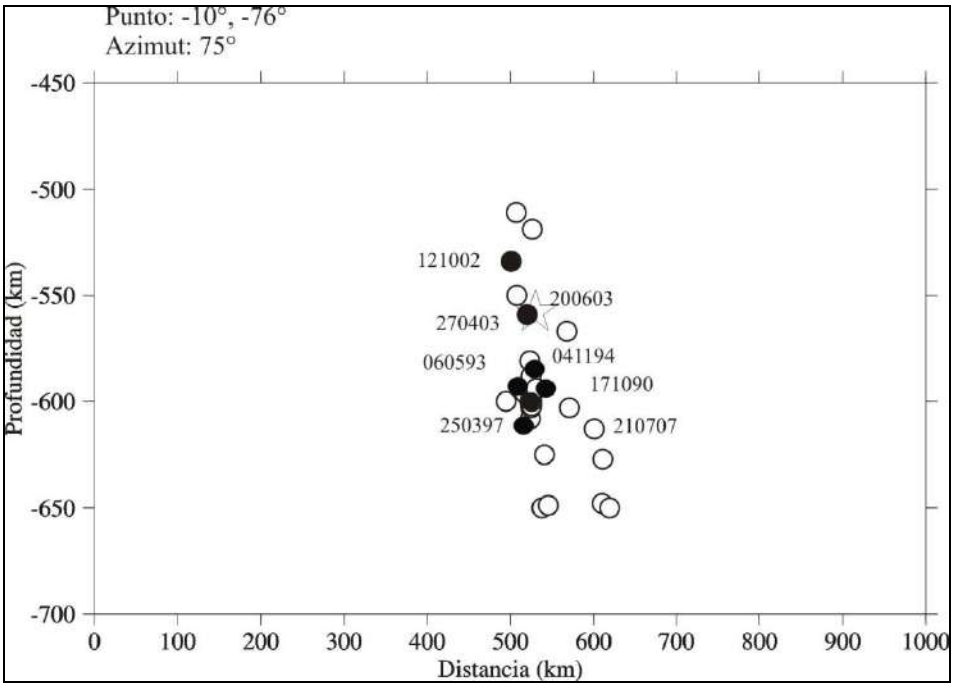

Figura 6.2. *Distribución en profundidad de los sismos con foco profundo de la Figura 6.1 en una sección vertical orientada en dirección SO-NE perpendicular a la dirección de convergencia de placas.*

6.1.2 *Parámetros Hipocentrales*

Los parámetros hipo centrales del sismo del 20 de junio 2003, fueron obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) haciendo uso de la información proveniente de la Red Sísmica Nacional. El epicentro del sismo tiene las coordenadas de -7.61°, -71.72°; es decir, epicentro ubicado a 320 km al Este de la ciudad de Pucallpa (la más cercana al epicentro) y con una profundidad de 558 km y magnitud de (6.5 mb; 6.9 - 7.1 Mw). La localización obtenido por el National

Earthquake Information Center (NEIC) difiere poco de la reportada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), estando las diferencias dentro de los márgenes de error propios del cálculo.

Fecha D:mm:aa	H. origen hh:mm:ss.s	Latitud S	Longitud W	Profundidad Km	Magnitud	Fuente
20/06/03	06:19:38.6	-7.61	-71.72	558	6.8mb,7.1Mw	NEIC
20/06/03	06:16:37.9	-7.59	-71.70	556	6.5mb	IGP
20/06/03	06:16:37.9	-7.59	-71.70	558	6.9 Mw	Tavera et al (2003)

Tabla 6.2 *Parámetros hipo centrales del sismo del 20 de junio de 2003.*

6.1.3 *Distribución de Intensidades*

El sismo del 20 de junio fue percibido en un radio del orden de 1000 km desde el epicentro. En la Figura 6.3 se muestra la distribución de los valores de intensidad, siendo mayor en las ciudades de Pucallpa y Contamana, (intensidad III-IV (MM)). En las ciudades de Cajamarca, Huancayo, Huaraz, Chimbote, Lima cerca de la línea de costa, el sismo fue sentido con intensidades de II (MM). En general, los sismos de foco profundo no son sensibles en superficie; sin embargo, este sismo se constituye como uno de los pocos que han sido percibidos con intensidades elevadas debido posiblemente al proceso complejo de ruptura que presento el sismo (Tavera et al, 2003).

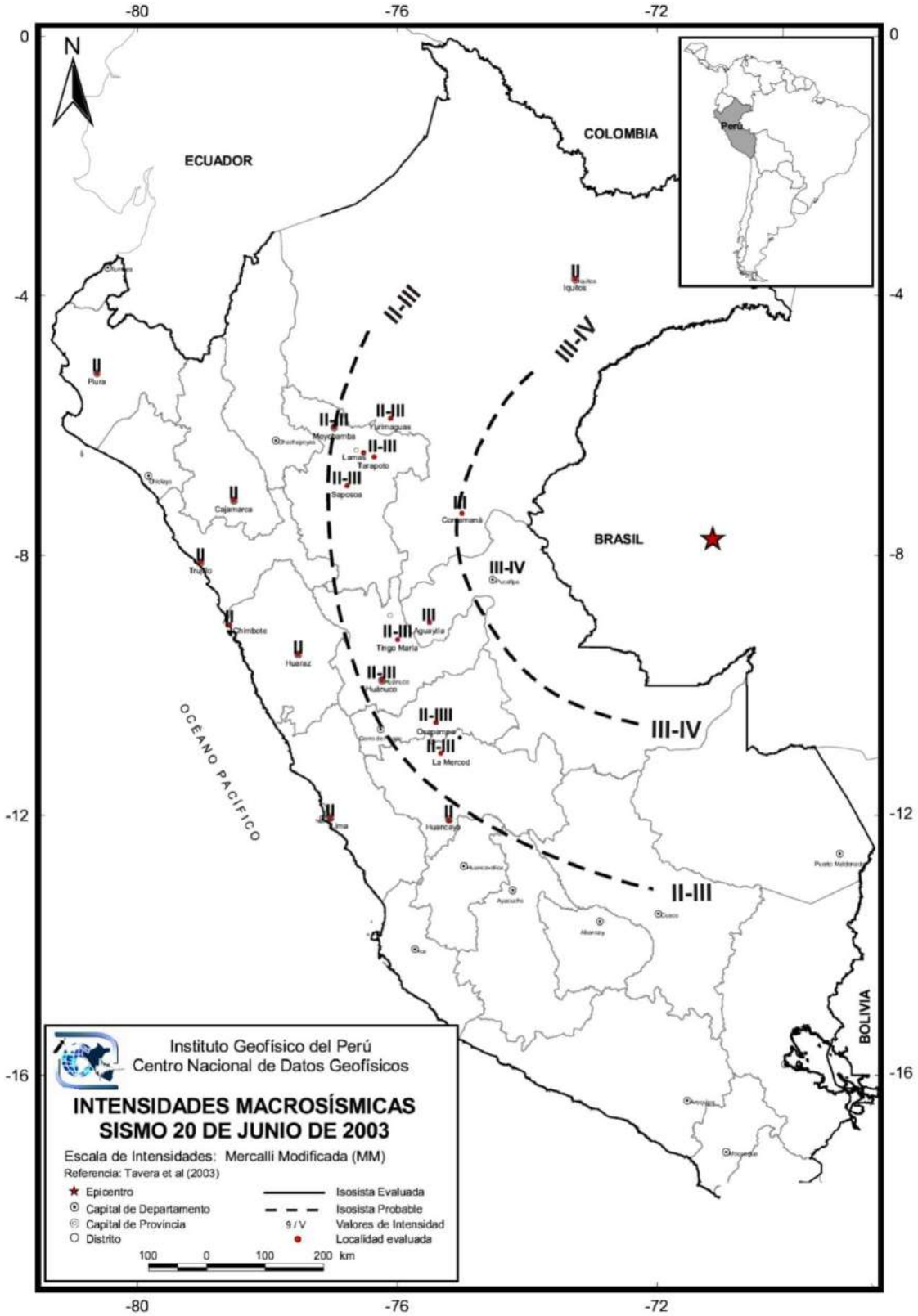

Figura 6.3. *Mapa de intensidades macro sísmicas (en la escala Mercali Modificada) evaluadas para el sismo del 20 de junio de 2003. La estrella indica la ubicación del epicentro del sismo (Tavera et al, 2003).*

6.2 PARÁMETROS DE LA FUENTE

El sismo del 20 de Junio del 2003 fue inicialmente estudiado por Tavera et al (2003), quienes haciendo uso de datos tele sísmicos y locales determinaron la orientación de la fuente y el momento sísmico escalar utilizando la técnica del modelado de formas de onda; además, de discutir la ocurrencia de eventos múltiples con posibles condiciones de directividad durante el proceso de ruptura.

6.2.1 ***Orientación de la Fuente.***

La orientación de la fuente del sismo de 20 de junio de 2003, ha sido obtenido por Tavera et al (2003) usando 119 polaridades para la onda P, leídos de estaciones tele sísmicas y locales de Red Sísmica Nacional del Perú y de redes de Chile, Argentina y Bolivia. El mecanismo focal obtenido por el autor es de tipo normal con planos nodales que se orientan en dirección NNO-SSE y buzando ambos planos con ángulos de 45° (Figura 6.4). El eje de tensión (T) se orienta en dirección ENE-OSO; mientras que, el eje de presión (P) es prácticamente vertical. El mecanismo focal para el sismo del 20 de junio es similar al obtenido para otros sismos ocurridos en la misma región y todos sugieren la ocurrencia de procesos netamente extensivos que se desarrollan en dirección ENE-OSO y compresivos en dirección vertical. Este proceso se desarrolla sobre planos nodales con ángulos de inclinación del orden de 45° a 48°, siendo similar a lo largo de toda la frontera de Perú-Brasil (Figura 6.1). Estos resultados son coherentes con los obtenidos para otros sismos ocurridos en la misma región (Isacks y Molnar 1971, Fukao 1972, Tavera y Buforn 2001).

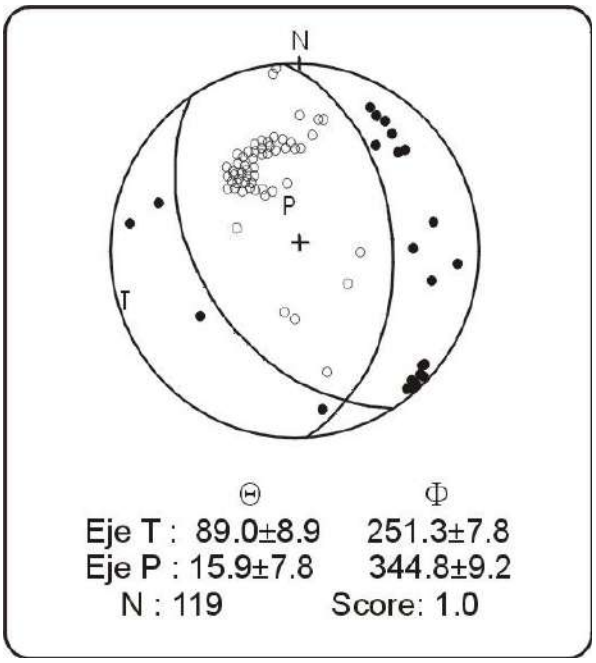

Figura 6.4. *Mecanismo focal obtenido para el sismo del 20 de junio de 2003 por Tavera et al (2003). Los círculos en negro indican compresión y los blancos dilatación. P y T corresponden al eje de presión y tensión respectivamente.* Θ *y* Φ *indican el ángulo de inclinación y acimut de los ejes T y P.*

6.2.2 *Complejidad de la Señal*

En la Figura 6.5 se presenta los registros en desplazamiento de la onda P correspondientes a la red mundial. Según las formas de los registros, Tavera et al (2003) indica la existencia de varias impulsiones y sugiere que el proceso de ruptura del sismo ha sido complejo y de gran duración. El autor correlaciona el tiempo de inicio de la ruptura o de ocurrencia de un primer evento (E1), como la presencia de un segundo pulso correspondiente a otro evento que se habría producido 7 segundos después del primero (E2). Además, únicamente en los registros de las estaciones MSKU y SBA, a diferencia de los otros, presentan formas de onda más complejas que permiten proponer la ocurrencia aleatoria de otras rupturas. En los registros de estas estaciones, después de aproximadamente 13 segundos de registro se observa la presencia de amplitudes grandes que sugieren la ocurrencia de un tercer evento (E3). Estas características en las formas de onda, indicarían la ocurrencia aleatoria de tres eventos sísmicos separados del primero en 7 y 13 segundos. Además los registros de las estaciones MSKU y SBA indicarían que la ruptura se ha propagado en dirección SE (ver acimut).

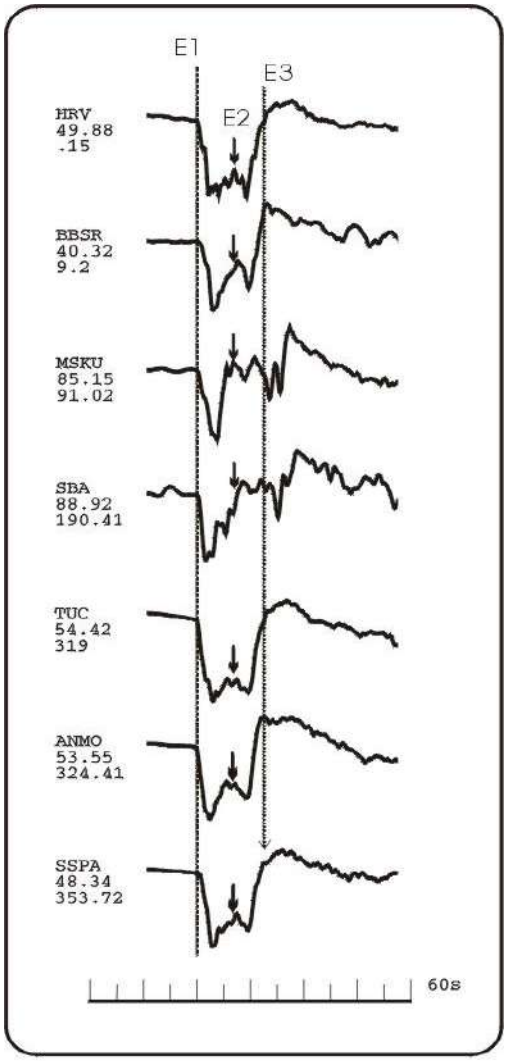

Figura 6.5. *Registros de las formas de onda P. El orden de los registros está en función del acimut estación-epicentro. La letra E indica el numero de eventos sísmicos y las flechas el inicio de los mismos. Al costado izquierdo de cada señal se indica el código de la estación, la distancia epicentral (grados) y el acimut en grados (grados).*

Posteriormente, Tavera et al (2003) realiza el modelado de la amplitud y forma de los registros de la onda P en el campo lejano ($30°>\Delta<90°$), utilizando 7 estaciones de la red mundial y los resultados son mostrados en la Figura 6.6. La profundidad del foco es ajustado en 658 km y define un momento sísmico de $Mo=2.2x10^{19}$ Nm similar a los obtenidos por el NEIC (USGS). La correlación entre los registros observados y teóricos, y la STF sugieren la ocurrencia aleatoria de hasta dos eventos sísmicos (E1 y E2), habiendo ocurrido el segundo 7 segundos después (Figura 6.6).

Seguidamente, los autores indican que la solución propuesta no permite considerar los registros de las estaciones MSKU y SBA por presentar señales más complejas. Una segunda modelización le permitió a Tavera et al (2003) proponer

la ocurrencia de un tercer evento con características complejas en el proceso de ruptura. Este tercer evento con una duración de 9 segundos habría ocurrido 11 segundos después del primero. La STF para las estaciones MSKU y SBA sugieren que el momento sísmico escalar total del orden de $2.6x10^{19}$ Nm y correspondería a un sismo de magnitud Mw = 6.9. Si se realiza la diferencia entre los valores obtenidos para los momentos sísmicos, al tercer evento le correspondería un valor de $0.4x10^{19}$ Nm y una magnitud de Mw= 6.3 (Figura 6.6).

Finalmente, Tavera et al (2003) indica que las formas de onda registradas en las estaciones MSKU y SBA a comparación de las demás, sugieren la propagación unilateral de la ruptura en dirección SE (Figura 6.6). Los efectos de directividad en los procesos de ruptura de sismos profundos ya fueron observados y discutidos por Fukao y Kikuchi (1987).

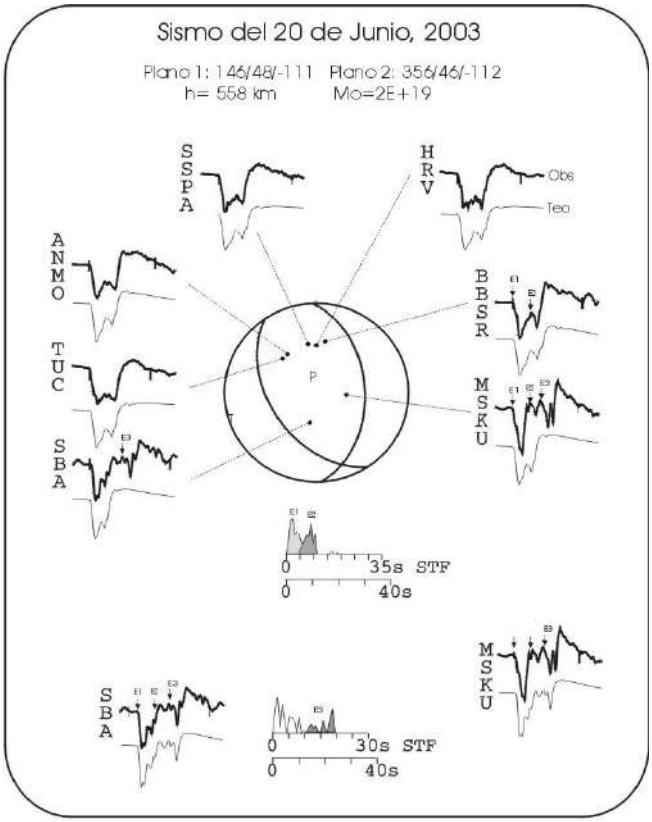

Figura 6.6. *Modelado de la onda P para el sismo del 20 de Junio de 2003 (M=7.1). En la parte superior se muestra los registros observados (Obs) en desplazamiento y en la parte inferior los teóricos (Teo). En la parte central de la figura se muestra la función temporal de la fuente sísmica. En la parte superior se indica, la orientación de los planos nodales (acimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), profundidad del foco y el momento sísmico escalar (Tavera et al, 2003).*

6.3 CALCULO DEL Mo A PARTIR DE LA FUNCIÓN TEMPORAL DE LA FUENTE SÍSMICA (STF)

6.3.1 *Datos*

Para calcular el Mo del sismo de 20 de junio de 2003 se ha seleccionado 17 registros sísmicos de la red sísmica mundial, Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) y su distribución de estaciones se muestra en la Figura 6.7. Estas estaciones se encuentran ubicadas a distancias telesísmicas comprendidas entre 30° y 90°. Esta restricción permite evitar la triplicación de rayos en el manto superior y a la difracción en el núcleo. La idea es utilizar los rayos que han recorrido principalmente el manto inferior pudiendo considerarse como un medio homogéneo.

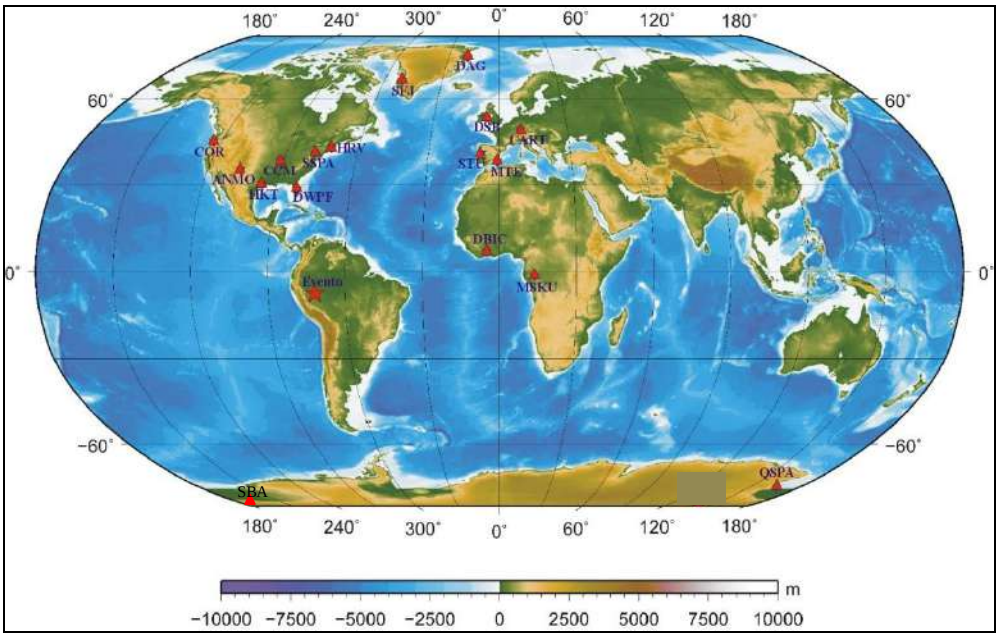

Figura 6.7. *Mapa de distribución de las estaciones sísmicas utilizados en este estudio (Triangulo rojo). La estrella indica el epicentro del sismo del 20 de Junio del 2003.*

Los registros utilizados provienen de estaciones sísmicas de banda ancha; por lo tanto, registran las amplitudes de las señales en cuentas (unidad numérica de medida) de ahí que es necesario realizar la respectiva corrección por instrumento a fin de obtener la señal con amplitudes expresadas en velocidad (m/seg). Para cumplir este objetivo se aplica la técnica de deconvolución (Figura 6.8).

1. Seguidamente, del total de la señal, se selecciona una ventana promedio de 100 segundos y así, considerar completamente al grupo de la onda P.

2. La señal seleccionada es integrada a fin de tener señales que representen el desplazamiento del suelo expresado en unidades de centímetros o metros. Para visualizar la señal, si ella tiene polaridad negativa, es invertida para que sea correlacionada con el resto de la información (Figura 6.8).

3. Se identifica el área encerrada bajo la curva de la fase P (área sombreada).

4. Se calcula el área bajo la curva de la función temporal utilizando el método de integración trapezoidal.

5. Conociendo el área, se procede a calcular el Mo.

6. Este procedimiento es realizado para todos los registros.

7. Se procede a analizar las características de la amplitud de la señal a efectos de valor de directividad en la ruptura.

8. La señal resultante es analizada a fin de evaluar la posible existencia de eventos múltiples.

9. Se procede a analizar la complejidad del proceso de ruptura.

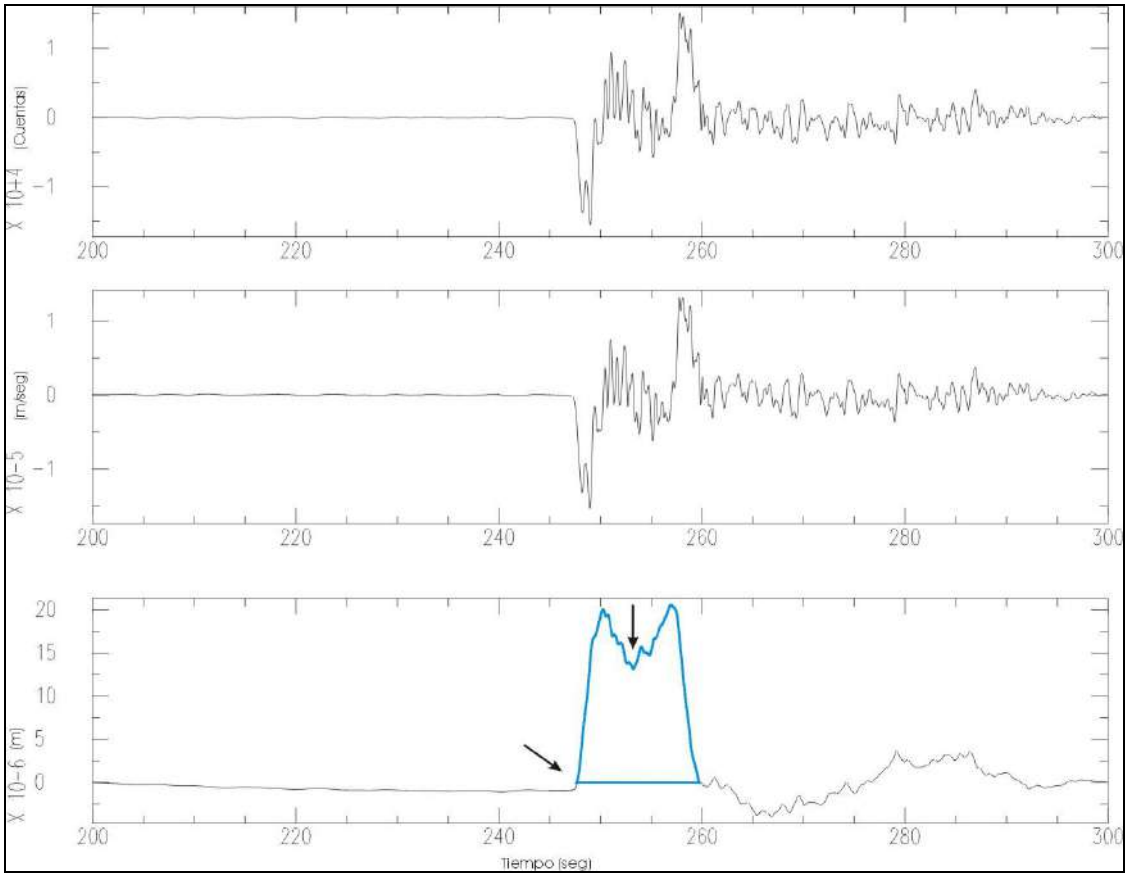

Figura 6.8. *Registro sísmico correspondiente a la estación ANMO (Albuquerque-EEUU) para el sismo del 20/06/2003 ubicada a una distancia de 54°. Parte superior señal original con amplitudes en cuentas. Parte central, señal en velocidad (m/seg) corregida por el instrumento. Parte inferior, señal en desplazamiento (m). Las flechas indican la posible ocurrencia de 2 eventos y el área con azul corresponde a la considerada para el cálculo del Mo.*

6.3.2 *Momento Sísmico (Mo)*

El momento sísmico es calculado a partir de la función temporal F(t) de la fuente sísmica identificada en registros correspondientes a 17 estaciones de la red sísmica mundial (componente vertical), haciendo uso de la ecuación 5.7. Para calcular el Mo se han utilizado los siguientes valores: velocidad de la onda P (v^p=10.5 km/seg), densidad (ρ=4.2gr/cm3), distancia foco-estación (r) ver tabla 6.3, coeficiente de la superficie libre ($C_z(i_o)$=2.0), expansión geométrica ($g(\Delta.)$ ver Figura 5.6), atenuación anelastica ($G(r,Q)$=1), y el patrón de radiación (X^p=0.5) todos descritos en el capítulo 5 y presentados en el ANEXO 1. En la Figura 6.9 se presenta la distribución acimutal de los registros en desplazamiento utilizados en el cálculo del Momento Sísmico y en cada uno de ellos indica el área a considerar para su cálculo. En general, se observa que la forma de las áreas a considerar para el cálculo del Mo varía en amplitud y duración y ello se debe a la distribución acimutal de las estaciones y la orientación de la fuente que controla el patrón de radiación de la energía, su distancia epicentral y la geometría del proceso de ruptura. Por ejemplo, las estaciones con mayores amplitudes para F(t) (COR, ANMO, HKT, CCM, DWPF y SSPA) permiten obtener un Mo = 1.72×10^{27} dinas-cm y los de menor amplitud, pero con mayor duración (HRV, SFJ, DAG, DSB, STU, MTE, CART, DBIC, MSKU, QSPA y SBA) un Mo= 1.03×10^{27} dinas-cm; es decir, valores similares. El detalle de los valores para el Mo obtenidos para cada estación se presenta en la Tabla 6.3.

Finalmente, el momento sísmico (Mo) promedio es del orden de 1.32×10^{27} dinas.cm equivalente a una magnitud momento de Mw = 7.3. Estos valores para el Mo y Mw son similares a los obtenidos por Tavera et al (2003) y la Universidad Harvard, ver Tabla 6.4 lo cual pone en evidencia la validez del método utilizado en este estudio.

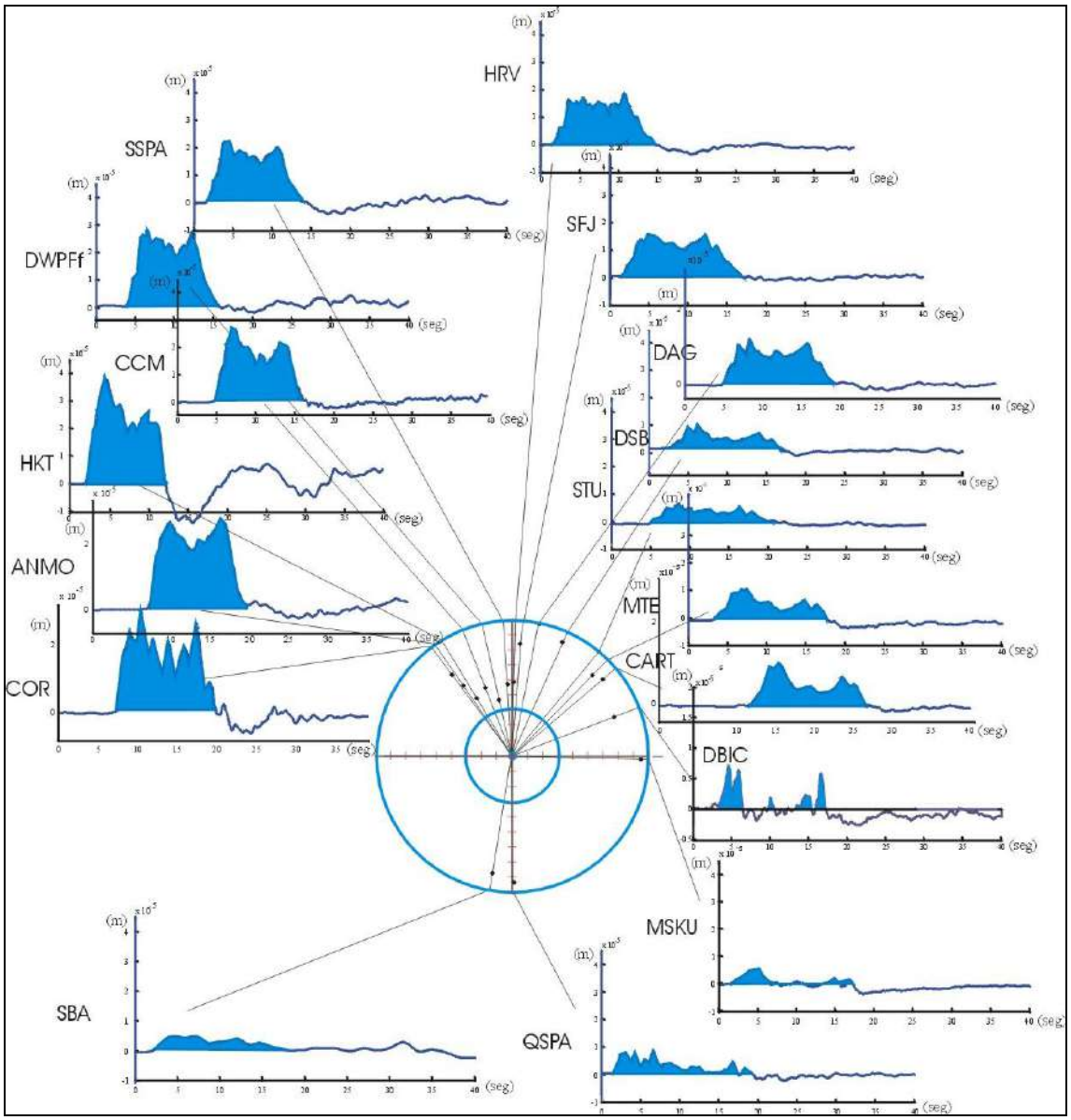

Figura 6.9. *Función temporal F(t) para la onda P (área sombreada) para el sismo de 20 de junio del 2003, y distribución acimutal (fuente-estación) de los registros utilizados en este estudio. Los círculos indican las distancias epicentrales de 30° y 90° respectivamente.*

n°	Codigo	Azimut	Distancia	A	Mo	r
	Estacion	(°)	(km)	(m)	(dinas.cm)	(km)
1	DWPF	345.57	4087.48	0.000110	5.32E+26	4125.53
2	ANMO	324.41	5958.41	0.000163	1.49E+27	5984.57
3	CCM	339.52	5445.86	0.000179	3.71E+27	5474.47
4	HRV	0.15	5548.96	0.000139	1.18E+27	5577.05
5	HKT	329.28	4892.28	0.000211	1.49E+27	4924.11
6	SSPA	353.72	5379.08	0.000163	1.32E+27	5408.05
7	COR	323.33	7746.16	0.000161	2.38E+27	7766.30
8	SFJ	8.39	8447.25	0.000065	1.12E+27	8465.73
9	MSKU	91.02	9451.65	0.000014	2.40E+26	9468.17
10	DBIC	79.72	7589.55	0.000020	1.49E+26	7610.11
11	MTE	45.16	8436.81	0.000070	1.21E+27	8455.31
12	SBA	190.41	8970.12	0.000050	8.77E+26	566.03
13	CART	49.67	8859.59	0.000061	1.18E+27	8877.21
14	QSPA	180.04	9167.38	0.000041	6.82E+26	9184.41
15	DSB	33.5	9093.48	0.000049	8.02E+26	9110.65
16	DAG	10.61	9946.64	0.000095	2.33E+27	9962.34
17	STU	40.79	9979.77	0.000065	1.58E+27	9995.41
		Mo = 1.31 ± 0.75		E+27 dinas.cm		

Tabla 6.3. *Valores individuales por estación y promedio del Mo obtenido para el sismo del 20 de Junio de 2003. Se indica el código de la estación, el azimut, la distancia (epicentro-estación), el área (A), distancia hipocentral (r) y el momento sísmico (Mo).*

Fuente	**Mo (dinas-cm)**	**Magnitud (Mw)**
NEIC	4x10E26	7
Tavera et al (2003)	2.2x10E26	6.8
Este estudio	1.31x10E27	7.3

Tabla 6.4. *Valores para el momento sísmico y magnitud momento obtenido en este estudio y por otros autores, para el sismo del 20 de Junio del 2003.*

6.4 ANALISIS DE LA AMPLITUD DEL REGISTRO

Los registros utilizados en este estudio y distribuidas en orden acimutal se presenta en la Figura 6.10 y en él se observa claras variaciones de amplitudes, duración y pulsos. Usando esta variación de amplitudes se clasifico los registros en tres grupos. El primero con amplitudes mayores a 2 m x 10^{-5} (COR, ANMO, HKT, CCM, DWPF y SSBA), el segundo grupo con amplitudes que varían entre 1 y 2 m x10^{-5} (HRV, SPJ, DAG) y el tercer grupo presenta amplitudes menores a 1 m x$^{10\text{-}5}$ (DSB, STU, MTE y CART, DBIC, MSKU, QSPA y SBA). Por los valores de amplitud encontrados se podría sugerir que las estaciones del primer grupo son directivas (presentan grandes amplitudes y menor tiempo) y las estaciones del tercer grupo son anti directivas por presentar menor amplitud

y mayor tiempo de duración. A pesar que no se dispone de registros en todas las direcciones acimutales, estas diferencias pueden ser asociadas a posibles procesos de la ruptura por cambios de volumen; además, las claras diferencias, en cuanto a amplitudes y duración sugieren que la dirección de propagación de la energía liberada por el sismo del 20 de Junio del 2003, habría sido unilateral en dirección NNO.

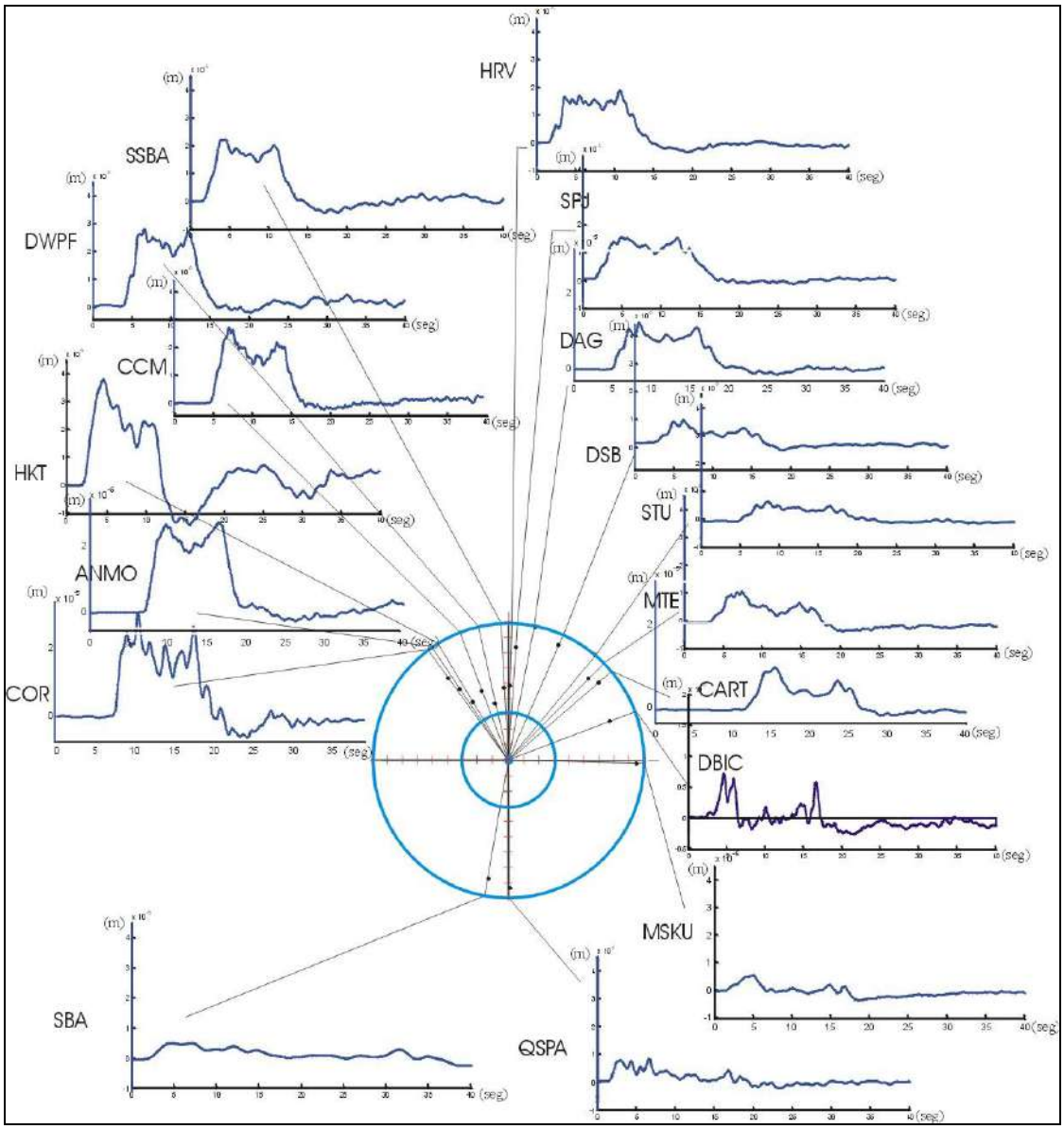

Figura.6.10. *Distribución acimutal de los registros correspondientes a las estaciones sísmicas utilizados en este estudio. La amplitud de los registros esta en metros. El código de la estación se presenta a la izquierda de cada estación.*

6.5 PROCESO DE RUPTURA

En la Figura 6.11, los registros son correlacionados en orden acimutal a partir del inicio de la ruptura (fase impulsiva de onda P) y que corresponde a la ocurrencia de un primer evento (F1). Comparando, segundo a segundo, cada registro se puede observar que después de 7 segundos aproximadamente aparece un segundo gran pulso (F2) en todos los registros, lo que indicaría la ocurrencia de un segundo evento o ruptura. El análisis detallado de los registros permite observar que las correspondientes a las estaciones SFJ, DAG, DSB, STU, MTE, CART, DBIC, MSKU, QSPA, SBA y COR, a diferencia de los otros (HRV, ANMO, HKT, CCM, DWPF y SSBA), presentan formas de onda más compleja pudiendo identificarse la presencia de tres pulsos mayores, estando el tercero 13 segundos después del primero y en conjunto sugieren la ocurrencia de un tercer evento (F3). En las demás estaciones, el registro de este último evento presenta amplitudes pequeñas y periodos largos; por lo que, no es posible identificarlo. Asumiendo, una velocidad de ruptura (vr) igual a 3.4 km/seg (Brune 1970), entonces el segundo evento habría ocurrido a 70 km del primero en dirección NO (Figura 6.11). En relación al tercer evento (F3), la información disponible no es suficiente para proponer una dirección en la propagación de la ruptura.

Estudios realizados por Madariaga (1979), Papageorgiou y Aki, (1983), Tavera (1992), Fukao y Kikuchi (1987) y Tavera et al (2003), sobre modelos de la fuente sísmica, permiten considerar la existencia de una repartición heterogénea de la ruptura del sismo sobre el plano de falla; es decir, una distribución heterogénea de los esfuerzos o de la resistencia a la ruptura. Esta característica en los procesos de ruptura, dan origen a la existencia de fuentes complejas y muchas de ellas asociadas a eventos múltiples. El análisis sobre las formas de onda del sismo del 20 de Junio del 2003 permite proponer que estuvo asociado a la ocurrencia de 3 eventos o rupturas aleatorias sobre el mismo plano de falla y separados del primero por diferentes periodos de tiempo.

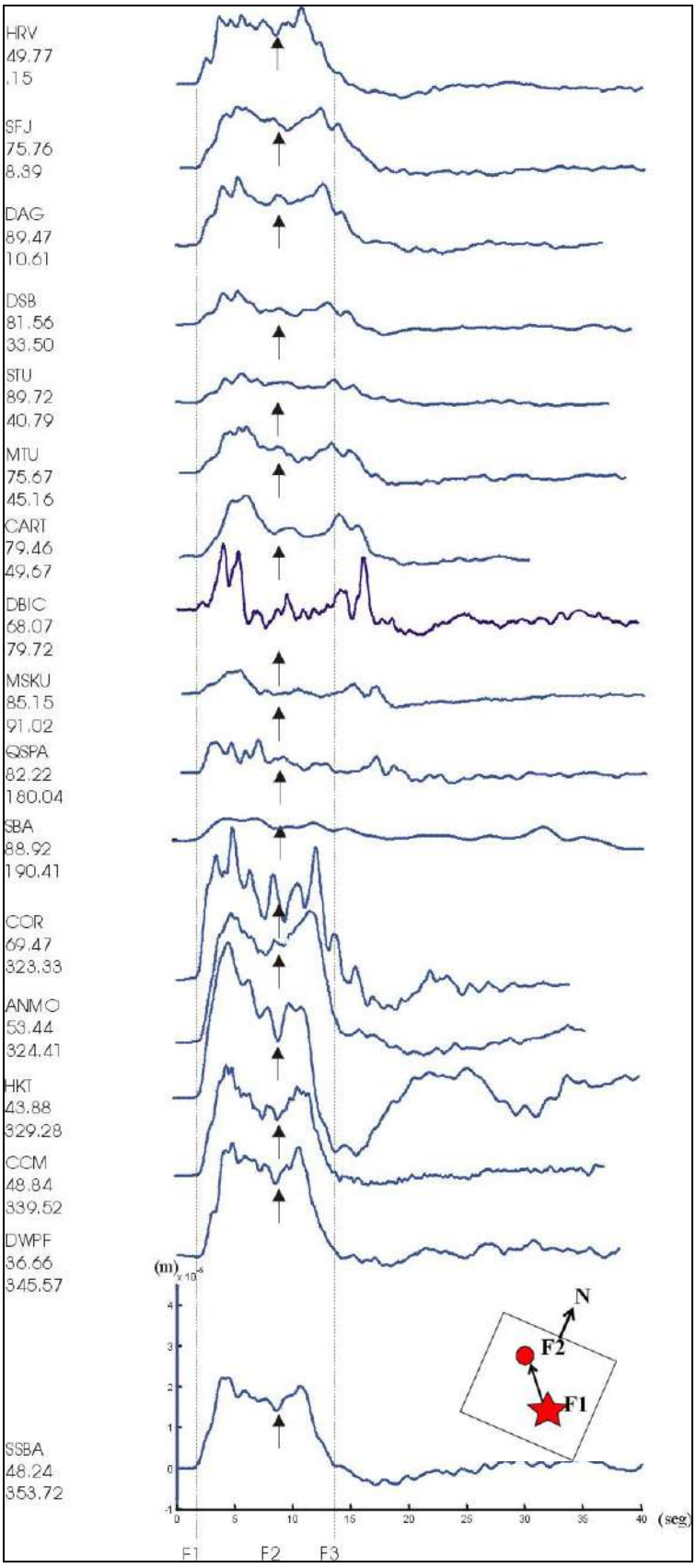

Figura 6.11. *Complejidad de la señal para el grupo de la P. El orden de los registros está en función del acimut estación-epicentro. La letra F1, F2 y .F3 indica el número del evento sísmico (flechas). Al costado izquierdo de cada señal se indica el código de la estación, el azimut y distancia en grados.*

Los resultados obtenidos muestran que los sismos de focos profundos de gran magnitud, al igual que los sismos de focos superficiales, presentan funciones de fuentes complejas indicando procesos de rupturas heterogéneas, al margen del tiempo de duración del total de la energía liberada. En el caso del sismo del 20 de junio de 2003, la comparación entre las F(t) para las estaciones situadas acimutalmente en dirección SO muestran diferentes formas de onda y número de posibles subfuentes o eventos. Entonces, se puede obtener una fuente temporal aparente; esto es, la fuente vista desde una posición en particular y cuya comparación permite evaluar una posible dirección aproximada de la propagación de la ruptura. Por ejemplo, en la Figura 6.12 a pesar de las diferencias en amplitud, es notoria la ocurrencia de al menos tres rupturas aleatorias. La diferente amplitud de la STF esta correlacionada con la variación azimut-estación.

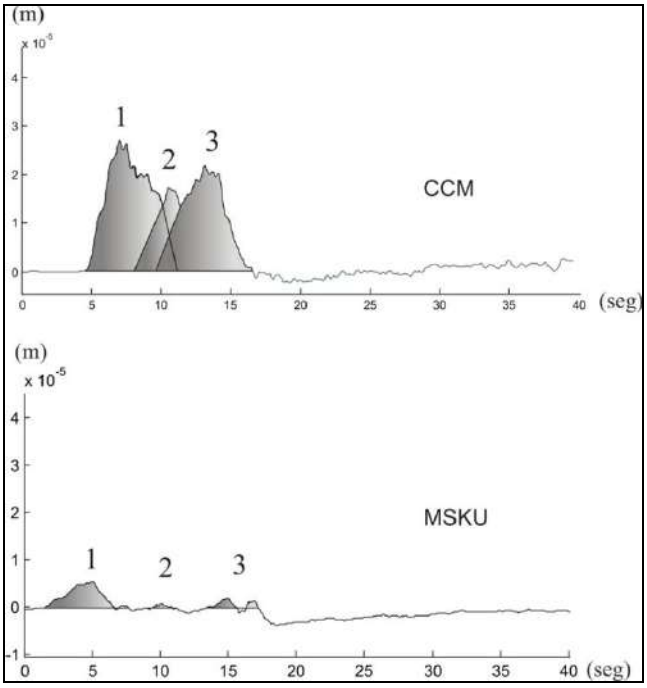

Figura 6.12. *Función temporal de la fuente sísmica F(t) del sismo de 20 de junio del 2003, para las estaciones CCM (Albuquerque-Nuevo México-USA) y MSKU (Masuku-Gabon-Sudafrica). Los triángulos indican la aproximación del número de subfuentes ocurridos durante el sismo.*

La Figura 6.12 se muestra la F(t) para el sismo del 20 de Junio de 2003 en las estaciones CCM y MSKU, ambos tienen forma y amplitud diferente pero es posible apreciar que la energía se habría liberado con 3 rupturas o eventos aleatorios. Para la estación de CCM, la duración es de 13 segundos y para MSKU de 15 segundos. Estas diferencias se deberían a que la ruptura se habría propagado en dirección NO (hacia la estación CCM) de ahí la importante diferencia en amplitud.

CAPITULO 7

APLICACIÓN AL SISMO DEL 9 DE JUNIO DE 1994 FRONTERA PERÚ - BOLIVIA

En Perú, los sismos con foco profundo también se producen en el límite con Bolivia, aunque con menor frecuencia con respecto a Perú-Brasil. Sin embargo, en esta zona se ha producido el sismo de mayor magnitud, para estos niveles de profundidad. El sismo ocurrió el 9 de junio de 1994 con magnitud Mw = 8.2 y con epicentro ubicado a una distancia de 300 km al noreste de la ciudad la Paz (Bolivia) y a una profundidad de 650 km, siendo sentido en superficie con intensidades de VI MM y un radio de percepción de 6000 km aproximadamente. Los parámetros de la fuente sísmica para este sismo fueron obtenidos por Kikuchi y Kanamori (1994) a partir de la aplicación de métodos de inversión de las formas de onda, lo cual permitió conocer la orientación de la fuente y las características de su proceso de ruptura.

7.1 *Distribución de los Sismos Profundos 1990-2008*

En la Figura 7.1 se presenta los epicentros de los sismos de foco profundo ocurridos en la frontera Perú-Bolivia entre los años 1990-2008 (borde Perú-Bolivia) todos distribuidos de manera alineada en dirección E-O sobre una longitud de 200 km. En esta secuencia de sismos destaca el ocurrido el 9 de Junio de 1994 con una magnitud de 8.2 Mw (Tabla 7.1). Todos los sismos presentan mecanismos focales que describen procesos de deformación por extensión en dirección NS y en todos los casos, el plano que buza hacia el norte es prácticamente horizontal y el otro, casi vertical siendo difícil poder decir cuál de ellos corresponde al plano de falla.

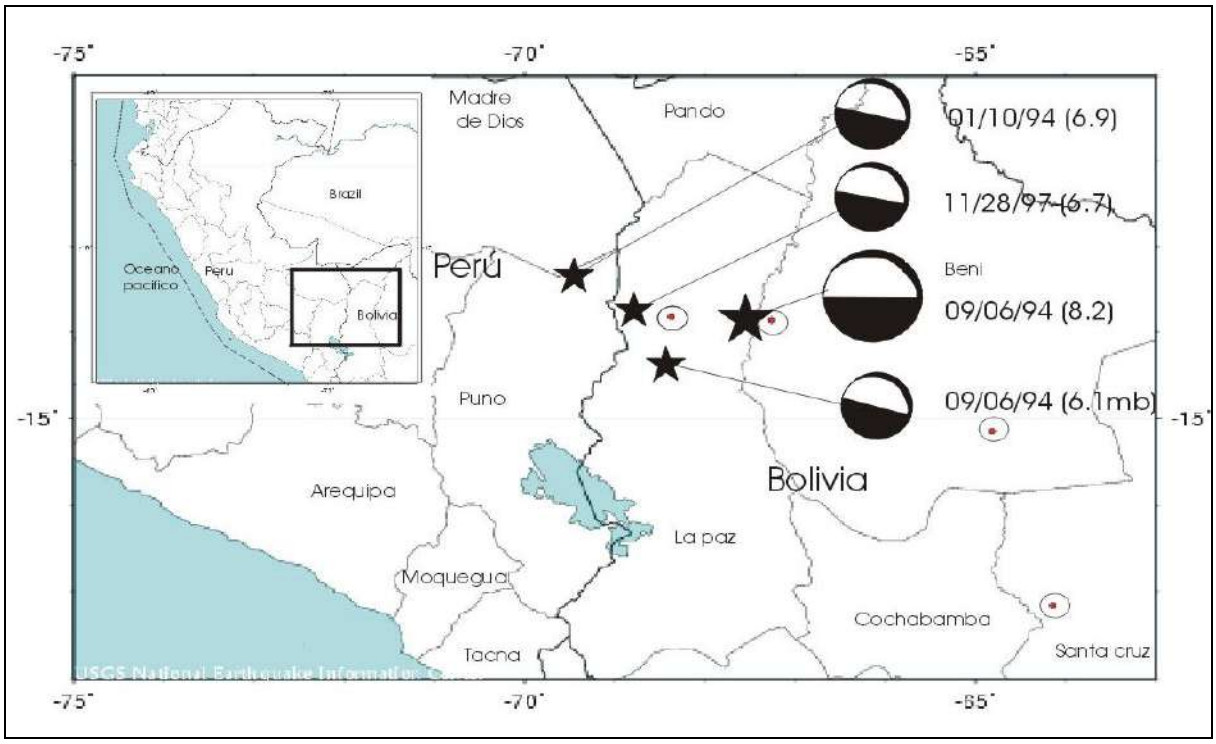

Figura 7.1. *Distribución espacial de los sismos con foco profundo ocurridos en el límite Perú-Bolivia entre los años 1990-2008. Los círculos indican los epicentros de los sismos y las estrellas a sismos de magnitud Mw > 6. La estrella mayor corresponde al sismo del 9 de Junio de 1994 (Mw=8.2). Los mecanismos focales indican deformación por extensión y fueron extraídos de la base de datos de la Universidad de Harvard (Centroide Momento tensor). Para cada sismo se indica la fecha (día, mes y año) y la magnitud en Mw.*

Fecha (d:mm:aa)	H. origen (hh:mm:ss.s)	Latitud Sur	Longitud Oeste	Profundidad (km)	Magnitud
10/01/90	09:28:54.16	17.16°	64.14°	601	Mw=5.8
10/01/94	15:53:50.11	13.34°	69.45°	596	Mw=6.9
09/06/94	**00:33:16.23**	**13.84°**	**67.55°**	**631**	**Mw=8.2**
09/06/94	01:15:17.88	14.36°	68.44°	650	Mw=6.1
28/11/97	22:53:41.53	13.74°	68.79°	586	Mw=6.7

Tabla 7.1. *Parámetros hipocentrales de los sismos con magnitud mayor a 6.0 Mw ocurridos en la zona de estudio entre 1990 y 2008.*

7.1.1 *Parámetros Hipocentrales*

Los parámetros hipocentrales del sismo de 9 de Junio de 1994 obtenidos por el CMT y el NEIC son presentados en la Tabla 7.2, y de acuerdo a ellos el epicentro se ubica a 300 km al noreste de la ciudad de la Paz (Bolivia), la más cercana al epicentro. El sismo presento una magnitud de Mw = 8.2, siendo el más grande, ocurrido en los Andes Centrales de Sudamérica en las últimas décadas. El sismo presenta su foco a una profundidad de 631 km. En general, los parámetros hipo centrales obtenidos por ambas instituciones presentan pequeñas diferencias, las cuales pueden ser consideradas dentro de los márgenes de error en su cálculo.

Fecha D:mm:aa	H. origen Hh:mm:ss.s	Latitud Sur	Longitud Oeste	Profundidad Km	Magnitud Mw	Fuente
09/06/94	00:33:16.23	13.84	67.55	631	8.2	NEIC
09/06/94	00:33:16.00	13.82	67.53	671	8.3	CMT
09/06/94	00:33:16.00	13.82	67.53	671	8.3	Kikuchi y Kanamori (1994)

Tabla 7.2. *Parámetros hipo centrales del sismo del 9 de Junio de 1994*

7.1.2 *Distribución de Intensidades*

El sismo del 9 de Junio de 1994 fue percibido hasta distancias de 50° desde el epicentro. En la Figura 7.2 se muestra los valores de intensidad en la escala (MM) y ellos indican que fueron máximos en las siguientes ciudades: grado VI; La Paz (Bolivia), Cusco y Puno (Perú); grado IV en Brasilia (Brasil), Arequipa y Moquegua (Perú); de grado III en Lima (Perú), Santiago (Chile), Asunción (Paraguay); de grado II en Montevideo (Uruguay), EEUU (Washington). Curiosamente, se obtuvo información que el sismo fue sentido en edificios altos de algunas ciudades de los EEUU. En general, los sismos de foco profundo no son sensibles en superficie por la gran profundidad a la cual ocurren; sin embargo, este sismo fue sentido debido probablemente a que presento un complejo proceso de ruptura y una gran magnitud.

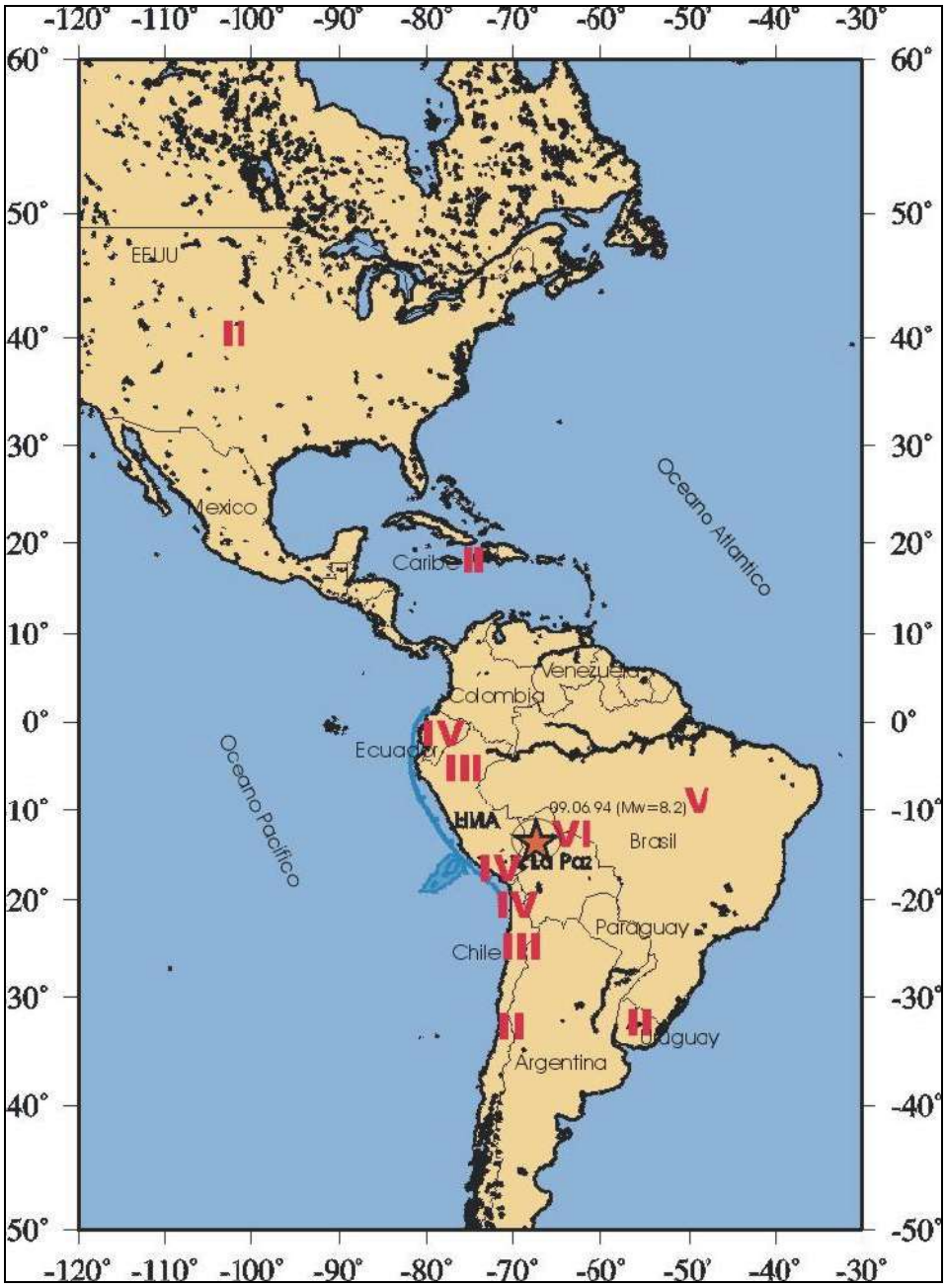

Figura 7.2. *Mapa de intensidades macro sísmicas evaluadas para el sismo del 9 de Junio de 1994. La estrella indica la ubicación del epicentro del sismo y los números romanos los valores de intensidad en la escala Mercalli Modificada (Tavera et al, 1994).*

7.2 PARÁMETROS DE LA FUENTE

Estudios realizados por Kikuchi y Kanamori (1994) y la Universidad de Harvard (1994) utilizando datos telesísmicos han permitido conocer las características de la fuente del sismo del 9 de Junio de 1994, así como las dimensiones de la ruptura, caída de esfuerzos y la ocurrencia de eventos múltiples, siendo los principales resultados los siguientes:

7.2.1 *Orientación de la Fuente*

La orientación de la fuente del sismo del 9 de Junio, ha sido obtenida por la Universidad de Harvard (1994) a partir de la técnica del tensor momento (CMT) utilizando datos telesismicos. La solución define un proceso de ruptura por extensión (falla normal) con planos nodales orientados en dirección E-O que buzan con ángulos de 10° y 81° respectivamente. Los ejes de tensión (T) y presión (P) presentan buzamientos de 36º y 53º, tal como se muestra en la Figura 7.1. Esta orientación para la fuente es similar a los obtenidos para otros sismos ocurridos en la misma región.

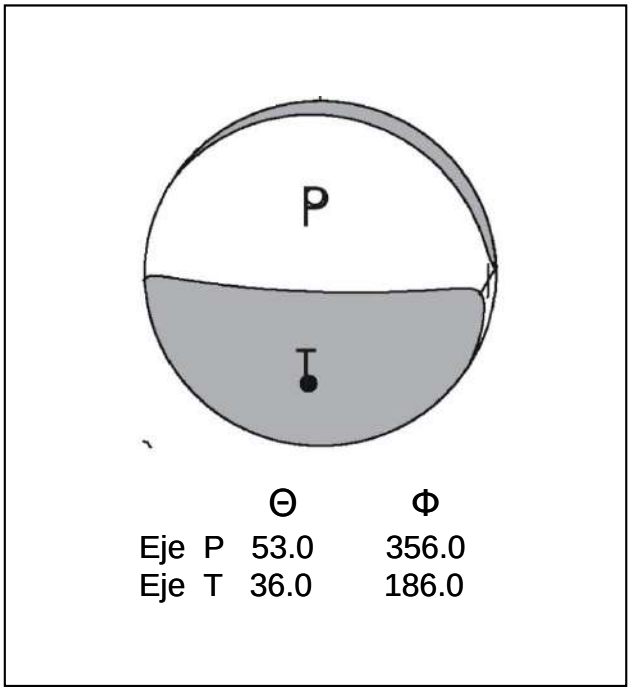

Figura 7.3. *Mecanismo focal para el sismo del 9 de Junio de 1994. En negro las áreas de compresión y en blanco las de extensión. P y T corresponden al eje de presión y tensión respectivamente. Θ y Φ indican el ángulo de inclinación y acimut de los ejes T y P.*

7.2.2 *Complejidad de la Señal*

El análisis de las formas de la onda P correspondiente a registros obtenidos a distancias telesísmicas permitieron a Kikuchi y Kanamori (1994) proponer para el sismo del 9 de Junio un proceso aleatorio de ruptura que se desarrolla con la ocurrencia de al menos tres eventos significativos (Figura 7.4). Según los autores, el segundo evento ocurre 6 segundos después de la primera ruptura y el tercero, 25 segundos después (F1, F2 y F3). Los momentos sísmicos estimados para cada evento son: para el primero de $0.23x10^{20}$ Nm. Para el segundo de $0.46x10^{20}$ Nm y para el tercero de $0.52x10^{20}$Nm obteniéndose un momento sísmico total de $1.15x10^{20}$Nm.

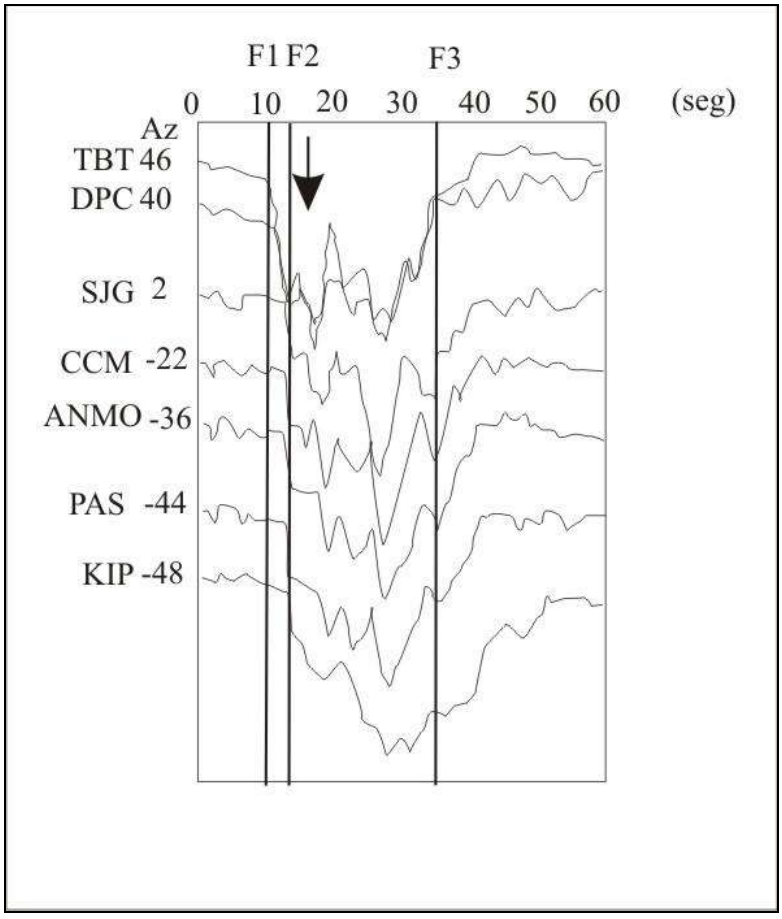

Figura 7.4. *Registros de las formas de onda P correspondiente a 7 estaciones telesísmicas para el sismo del 9 de Junio de 1994. El orden de los registros está en función del acimut estación-epicentro. Las líneas del medio indican el número de eventos sísmicos (F1, F2 y F3) respectivamente. Al costado izquierdo de cada señal se indica el código de la estación y el acimut en grados.*

Posteriormente, Kikuchi y Kanamori (1994) analizan los tiempos de llegada de los subeventos y utilizando un procedimiento de inversión reconstruyen sobre el plano de falla, el desarrollo de la ruptura (Figura 7.5). El segundo evento mayor habría ocurrido a 24 km en dirección E del primero, para luego propagarse hasta producir el tercer evento a 200 km del primero. Los autores indican que el área de ruptura es pequeña para un sismo de tal magnitud (Mw=8.2), pero que podría ser explicado con la gran caída de esfuerzos $\Delta\sigma = 2.4xM.S^{-1.5}$ = 110 Mpa. En esta situación habría que considerar una velocidad de ruptura aparentemente lenta, del orden de 1 km/seg y esfuerzos generados sobre el plano de falla por incrementos y reducciones del volumen causado por las fases de transición mineralógica.

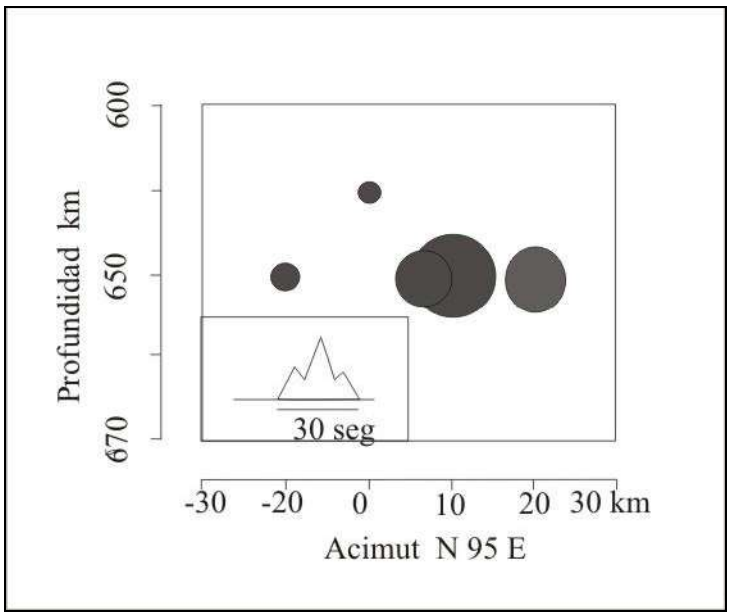

Figura 7.5. *Plano vertical que muestra la distribución de los subeventos asociados al proceso de ruptura del sismo de 9 de Junio de 1994. Los triángulos muestran la forma de la función temporal de la fuente sísmica del sismo. La dirección de la propagación de las rupturas fue en dirección E.*

7.3 CALCULO DEL Mo A PARTIR DE F(t)

7.3.1 *Datos*

Para el cálculo del Mo escalar del sismo del 9 de Junio se ha utilizado 16 registros de la red sísmica mundial Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) correspondientes a estaciones ubicadas a distancias epicentrales comprendidas entre 30° y 90°. Esta restricción sobre la distancia epicentro – estación, permite evitar la triplicación de los rayos en el manto superior y a la difracción en el núcleo, siendo la idea utilizar la propagación de los rayos dentro del manto pudiendo considerarse como un medio homogéneo.

Según la Figura 7.6 las estaciones sísmicas utilizadas se distribuyen acimutalmente en mayor número en el primer y cuarto cuadrante, estando solo una estación ubicada cerca de los 90º. Esta falta de información se debe principalmente a la ausencia de estaciones sísmicas de la red mundial en la región de América del Sur/Océano Pacifico; sin embargo, la data disponible es suficiente para la aplicación del método propuesto en este estudio.

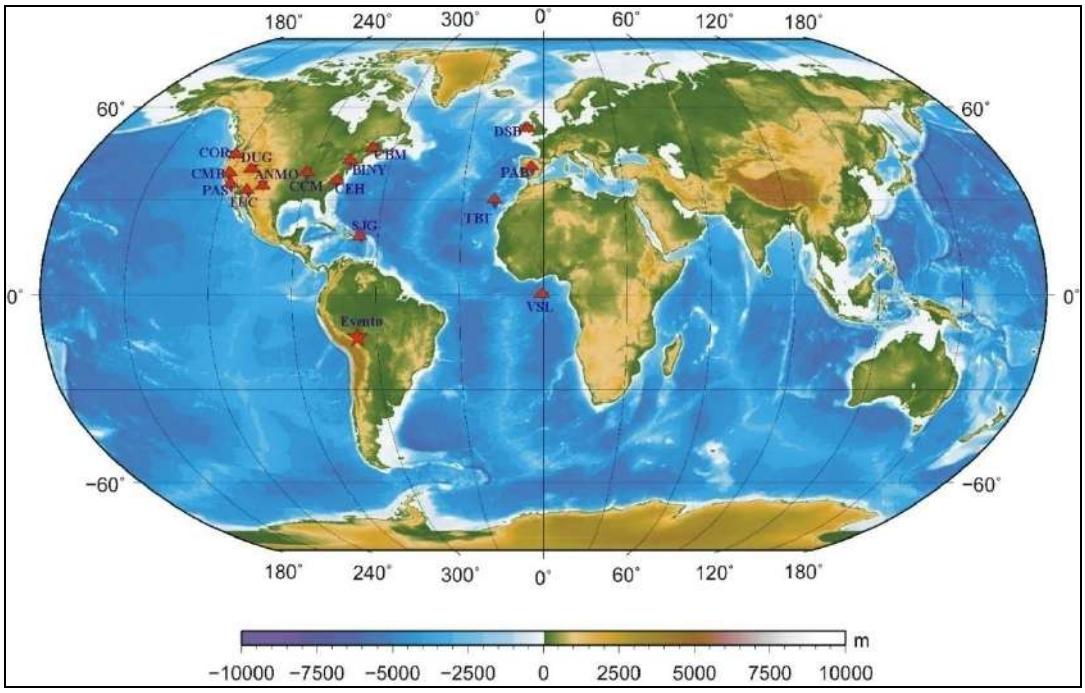

Figura 7.6*. Mapa mundial de la red sísmica. Los triángulos indican las estaciones utilizadas en el presente estudio y la estrella indica el sismo del 9 de Junio de 1994.*

Al igual que en el capitulo anterior, para este sismo se considera 100 segundos de registro, suficiente para observar y analizar el grupo de la onda P. Luego se realiza la corrección por la respuesta instrumental y se integra el registro de velocidad para disponer de la señal en desplazamiento.

En la Figura 7.7 se muestra un ejemplo de este proceso con el registro de la estación COR. En la parte superior de la figura, se muestra el sismograma original con amplitudes en (cuentas), en la parte central se tiene la señal corregida por el instrumento en velocidad (m/s) y finalmente, en la parte inferior de la figura la señal sísmica es integrada y expresada en unidades de desplazamiento (cm). Si el registro tiene la polaridad invertida se normaliza a positivo para permitir los cálculos y la aplicación de la metodología.

Posteriormente, se procede a identificar en todo los registros, en base a la forma de la señal, el número de posibles rupturas/eventos a fin de correlacionarlos y así evaluar la posible ocurrencia de rupturas múltiples.

Finalmente, se identifica, las áreas encerradas bajo la curva de la señal en desplazamiento que será usada para el cálculo del momento sísmico aplicando la técnica descrita en el capitulo anterior.

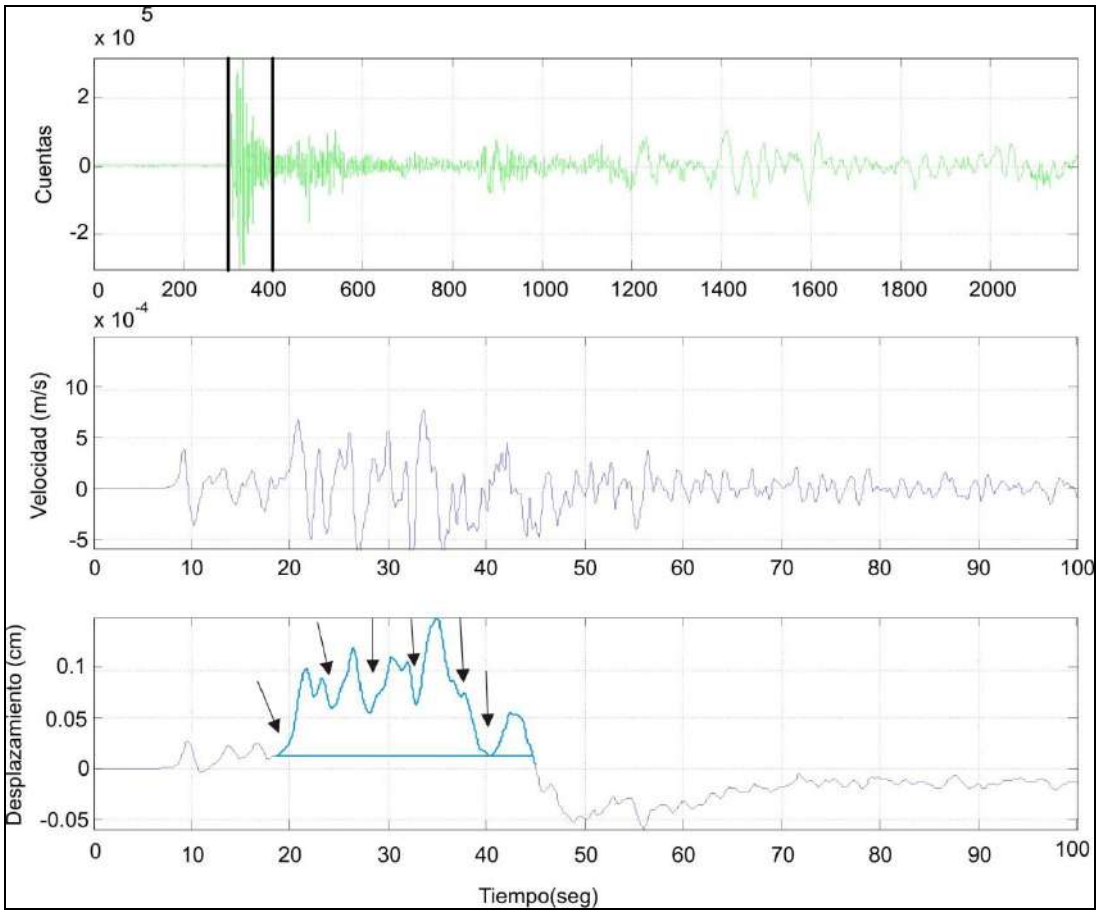

Figura 7.7. *Registro en la estación COR (Corvallis, EEUU) para el sismo del 9 de Junio de 1994. Parte superior, señal original expresada en (cuentas). Parte central señal en velocidad (m/s) corregida por el instrumento y parte inferior, señal en desplazamiento (cm). Las flechas indican la ocurrencia posible de 6 eventos y la señal en azul indica el área que será utilizada para calcular el Mo. La forma de onda de la parte inicial corresponde a la ocurrencia probable de un pre-evento antes del evento principal.*

7.3.2 *Momento Sísmico*

El momento sísmico para el sismo del 9 de junio de 1994 es calculado a partir de la función temporal de la fuente sísmica identificada en 16 registros de la red mundial (componente vertical) obtenida a distancias entre 30° y 90° respectivamente. En la Figura 7.8 se muestra las formas de onda y las áreas bajo la señal en desplazamiento del suelo (área sombreada) a utilizarse en el cálculo del Mo. La longitud de la señal utilizada para estos registros es de 70 segundos aproximadamente. En este caso se realiza las correcciones como en el capitulo anterior, para la densidad (ρ), velocidad de la onda P (v^p), distancia foco-estación (r), coeficiente de la superficie libre $C_z(i_o)$, expansión geométrica $g(\Delta.)$, atenuación anelastica $G(r,Q)$, el patrón de radiación foco-estación (X^p) todos descritos en el capítulo 5 y Anexo 2.

El análisis detallado de las señales permite calcular el Mo para cada evento y/o ruptura, utilizando el mismo criterio descrito en el capitulo anterior. Por ejemplo, para la estación COR se identifica la posible ocurrencia de hasta seis eventos sísmicos. Para el primer evento se ha calculado un Mo de 2.58×10^{28} dinas-cm, equivalente a una magnitud momento de 8.2 Mw, para la segundo evento un Mo de 2.71×10^{28} dinas-cm equivalente a una magnitud de 8.2 Mw; para la tercer evento un Mo de 3.71×10^{28} dinas-cm equivalente a una magnitud momento de 8.3 Mw. El pulso de mayor amplitud corresponde a la cuarta fuente con Mo de 5.32×10^{28} dinas-cm, equivalente a una magnitud momento de 8.5 Mw; para el pulso menor correspondiente a la quinta fuente, un Mo de 2.56×10^{28} dinas.cm equivalente a una magnitud momento de 8.2 Mw y finalmente, la última fuente tendría un Mo de 2.70×10^{28} dinas-cm, equivalente a una magnitud momento de 8.2 Mw. La suma total del momento sísmico para esta estación COR seria de 3.04×10^{28} dinas-cm equivalente a 8.3 Mw.

En la Figura 7.8 se observa que la dirección y las formas de las áreas varían en amplitud y duración, lo cual sugiere complejidad en el proceso de ruptura y posibles procesos de directividad. Por ejemplo, las estaciones con áreas de gran amplitud (SJG, CBM, BINY, CEH, CCM, DUG, ANMO y COR) permiten obtener un Mo de 8.99×10^{28} dinas-cm y las de menor amplitud, pero con mayor duración (VSL, TBT, PAB, DSB, TUC, CMB y PAS) un Mo de 1.22×10^{29} dinas-cm;

es decir, valores similares. Entonces, el Mo obtenido para este grupo de amplitudes y duración es de 1.11 x10^{+29} dinas.cm equivalente a 8.6 Mw.

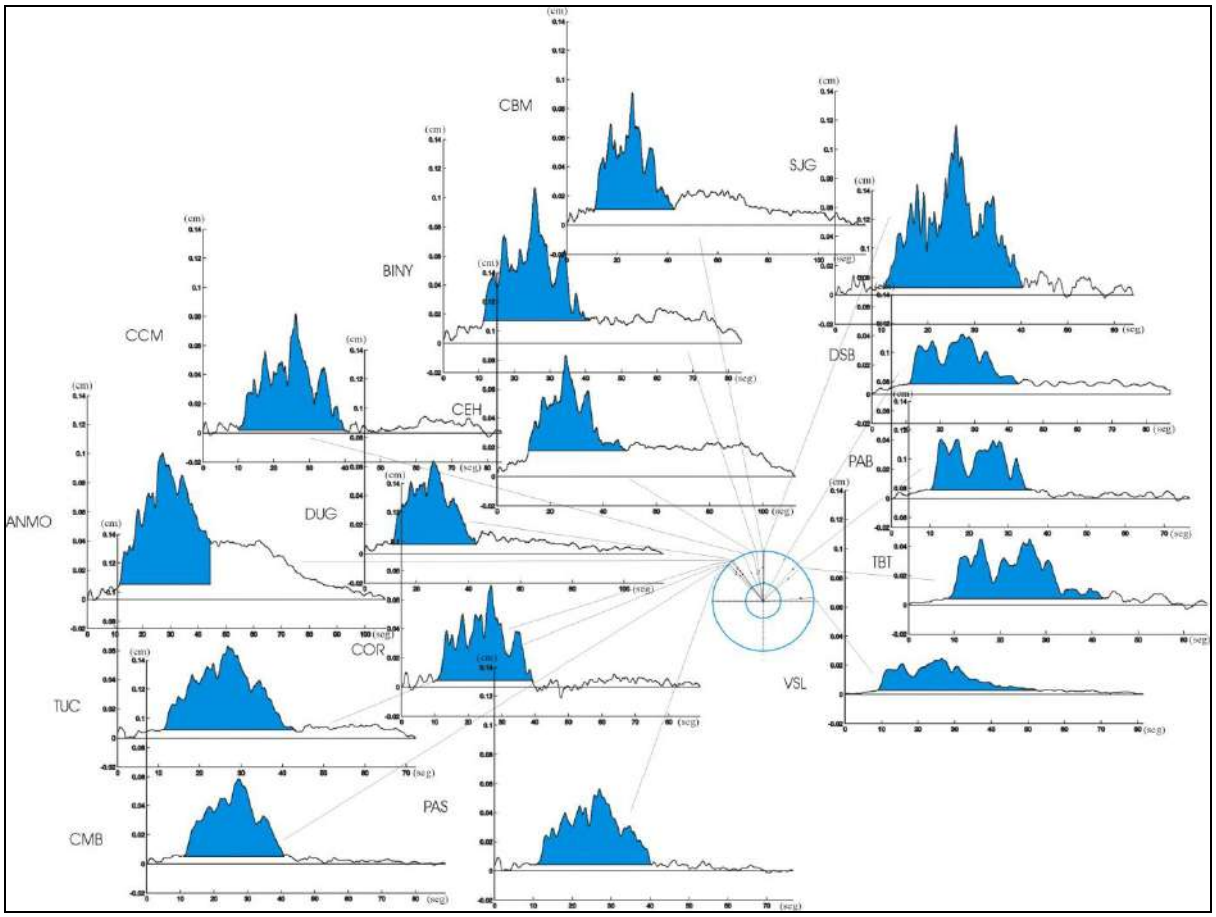

Figura 7.8. *Función temporal F(t) de la onda P (área sombreada) del sismo del 9 de Junio de 1994 y distribución acimutal (fuente-estación) de los registros utilizados en este estudio. Los círculos indican la distancia epicentral entre 30° y 90° respectivamente.*

En la Figura 7.8 se muestra los registros de la onda P en desplazamiento y en ella se señala el área sombreada bajo la función temporal de la fuente utilizado para calcular el Mo que se detalla en la Tabla 7.3. Finalmente, el momento sísmico (Mo) promedio es del orden de 1.09x10^{29} dinas.cm equivalente a una magnitud momento de Mw= 8.6. Estos valores para el Mo y Mw son iguales a los obtenidos por Kikuchi y Kanamori (1994) y la Universidad Harvard, lo cual da validez al método utilizado en este estudio.

n°	COD	Azimut	Distancia	A	Mo	R
	Estación	(°)	(km)	(cm)	(dinas.cm)	(km)
1	ANMO	324	6781	2.12184	1.923E+28	6810.57
2	BINY	352	6246	3.18049	1.346E+29	6277.79
3	CBM	359	6710	3.63925	1.367E+29	6739.60
4	CCM	337	6246	1.91320	8.999E+28	6278.14
5	CEH	348	5620	3.08559	1.690E+29	5655.31
6	CMB	318	7954	1.69090	1.252E+29	7979.33
7	COR	323	8569	1.52610	1.452E+29	8592.17
8	DSB	32	9409	1.57363	1.477E+29	9430.03
9	DUG	324	7583	2.54449	1.704E+29	7609.21
10	PAB	45	8787	1.21756	1.078E+29	8809.87
11	PAS	316	7542	1.56264	1.070E+29	7568.76
12	SJG	2	3521	2.46719	4.423E+28	3577.28
13	TBT	48	7094	1.30445	8.175E+28	7122.17
14	TUC	319	6875	1.96973	1.083E+29	6903.84
15	VSL	84	7566	0.90539	5.872E+28	7592.27
Mo = 1.09 ± 0.77 E+29 dinas.cm						

Tabla 7.3. *Valores del Mo obtenidos para cada una de las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio. Se indica el código de la estación, el azimut, la distancia (epicentro-estación), el área (A), el radio hipocentral y el momento sísmico (Mo).*

Fuente	**Mo dinas-cm**	**Magnitud (Mw)**
CMT	2.6x10E28	8.2
Kikuchi y Kanamori (1994)	3.0x10E28	8.3
Este estudio	1.09x10E29	8.6

Tabla 7.4*. Valores para el momento sísmico y magnitud momento obtenidos en este estudio y por otros autores, para el sismo del 9 de Junio de 1994*

7.4 ANALISIS DE LA AMPLITUD DEL REGISTRO

Los registros utilizados en este estudio y distribuidas en orden acimutal se presentan en la Figura 7.9 y en él se observa claras variaciones de amplitud, duración y pulsos, usando esta variación de amplitudes se clasifico los registros en una primera con amplitudes mayores a 1cm como (PAS, CMB, TUC, COR, DUC y CEH), una segunda con amplitudes cerca a 1cm en promedio (ANMO, CCM, BINY, CBM y SJG) y una última con amplitudes menores de 0.04 cm (DSB, PAB, TBT y VSL) pero con mayor duración. Por los valores de amplitud encontrados se podría sugerir que las estaciones del segundo grupo serian estaciones directivas (presentan grandes amplitudes y menor tiempo) y las

del tercer grupo anti directivas por presentar menor amplitud y mayor tiempo de duración. A pesar que no se dispone de registros en todas las direcciones acimutales, estas diferencias de amplitudes pueden ser asociadas a posibles procesos complejos de la ruptura. A pesar de las claras diferencias, en cuanto a amplitud y duración no es posible definir una dirección predominante; debido a que los planos de falla se orientan en dirección EO, pudiendo ser cualquiera de ellos el de ruptura

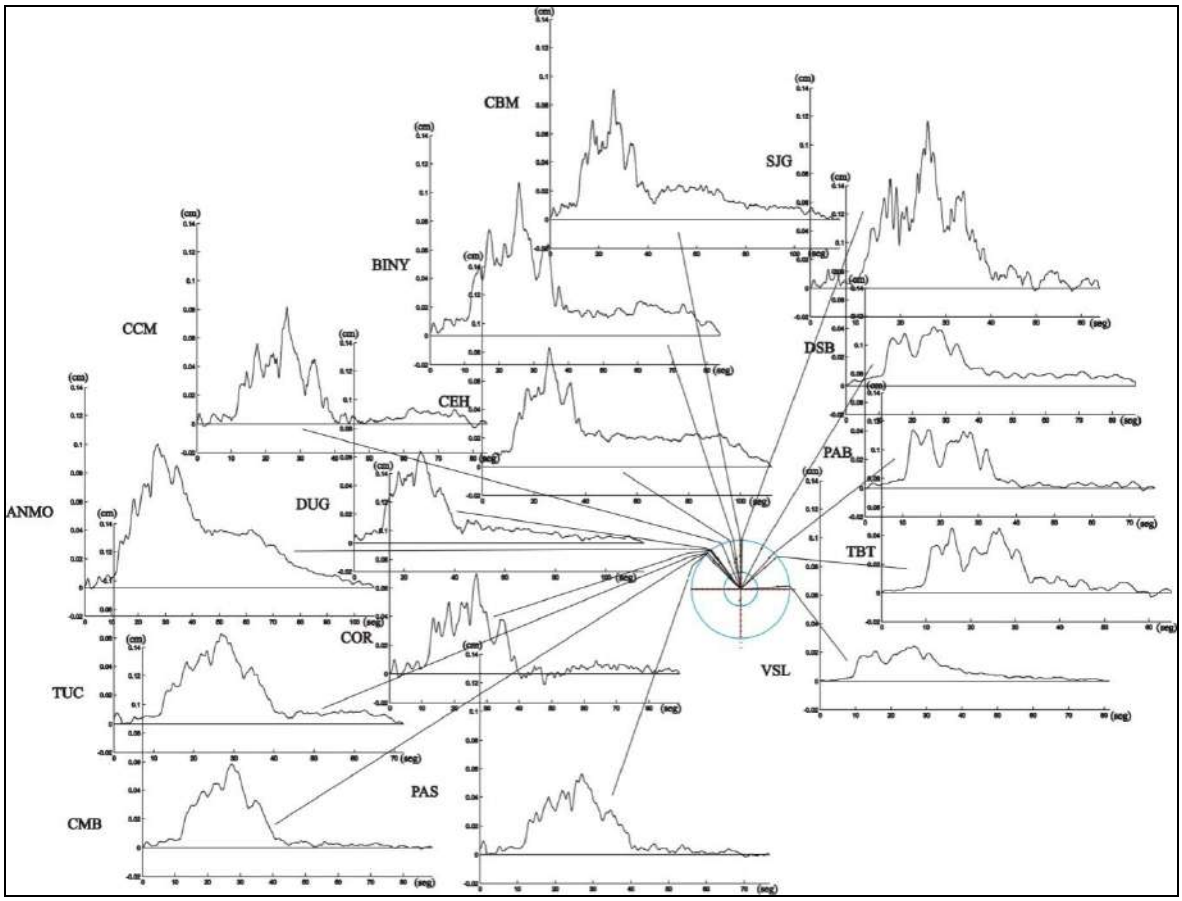

Figura 7.9. *Distribución acimutal de los registros correspondientes a las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio. La amplitud de los registros en centímetros. El código de la estación se presenta a la izquierda de cada estación, para el sismo del 9 de Junio de 1994*

7.5 PROCESO DE RUPTURA

En la Figura 7.11 se presentan la distribución acimutal de las formas de la onda P para el sismo del 9 de junio de 1994 todas debidamente correlacionadas y en las cuales se identifican una sucesión de impulsos que describen el proceso complejo de la ruptura. En ello se observa que las estaciones SJG, PAS, TUC, COR, ANMO, DUG, CCM, CEH, BYNY y CBM antes del inicio del proceso de ruptura, una serie de impulsos de pequeña amplitud y duración, sugiriendo la ocurrencia de un pre-evento 10 segundos antes, Este pre-evento presenta mayor amplitud en la estación SJG Figura 7.10 por ser la más

cercana al epicentro, aunque también es visible en las estaciones de COR, ANMO, DUC, CCM, CEH, BYNI, CBM y PAS, todos ubicados en acimutes de 310° – 356° con respecto al epicentro. Para estimar la magnitud de este pre-evento, se calculo el área debajo de la función temporal de la señal con el mismo procedimiento seguido en este estudio, entonces, para la estación SJG se calculo un Mo de $1.47x10^{23}$ dinas-cm que equivaldría a una magnitud momento de 4.8 Mw para este pre-evento.

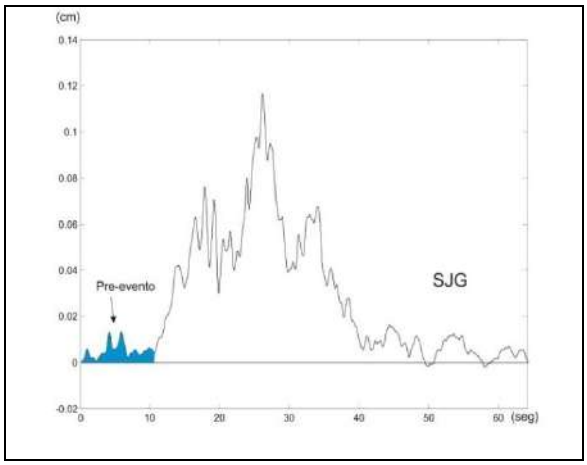

Figura 7.10. *Registro para la estación SJG donde se observa el pre-evento del sismo del 9 de Junio de 1994.*

En general, de acuerdo a la correlación de los registros (Figura 7.11 y 7.12), el proceso de ruptura del sismo habría tenido una duración, del orden de 40 segundos, Luego se distingue la ocurrencia de un mayor número de eventos y/o subfuentes que se ha indicado con flechas y letras (F1….F6) el número de eventos propuestos, todos con diferente complejidad y duración. Los registros de las estaciones ubicadas en azimut de 320°-360° presentan formas de onda menos complejas que SJG que se encuentra cerca al epicentro, lo cual puede sugerir el desarrollo de procesos de directividad, tal como ocurre con los terremotos de gran magnitud. En este sismo, resulta pequeña para un sismo de magnitud 8.6 Mw, pero en este caso su tamaño estaría controlado por la caída de esfuerzos, tal como considera Kikuchi y Kanamori (1994). Se debe indicar que sismos de similar magnitud con origen en el proceso de subducción presentan duraciones de 90 seg en promedio, tal es el caso de los sismos del 23 de Junio del 2001 y el 15 de Agosto del 2007, todos caracterizados por presentar procesos complejos de ruptura con evidente directividad de la misma. A pesar de la complejidad observada en la señal, el momento sísmico (Mo) obtenido para cada estación son similares.

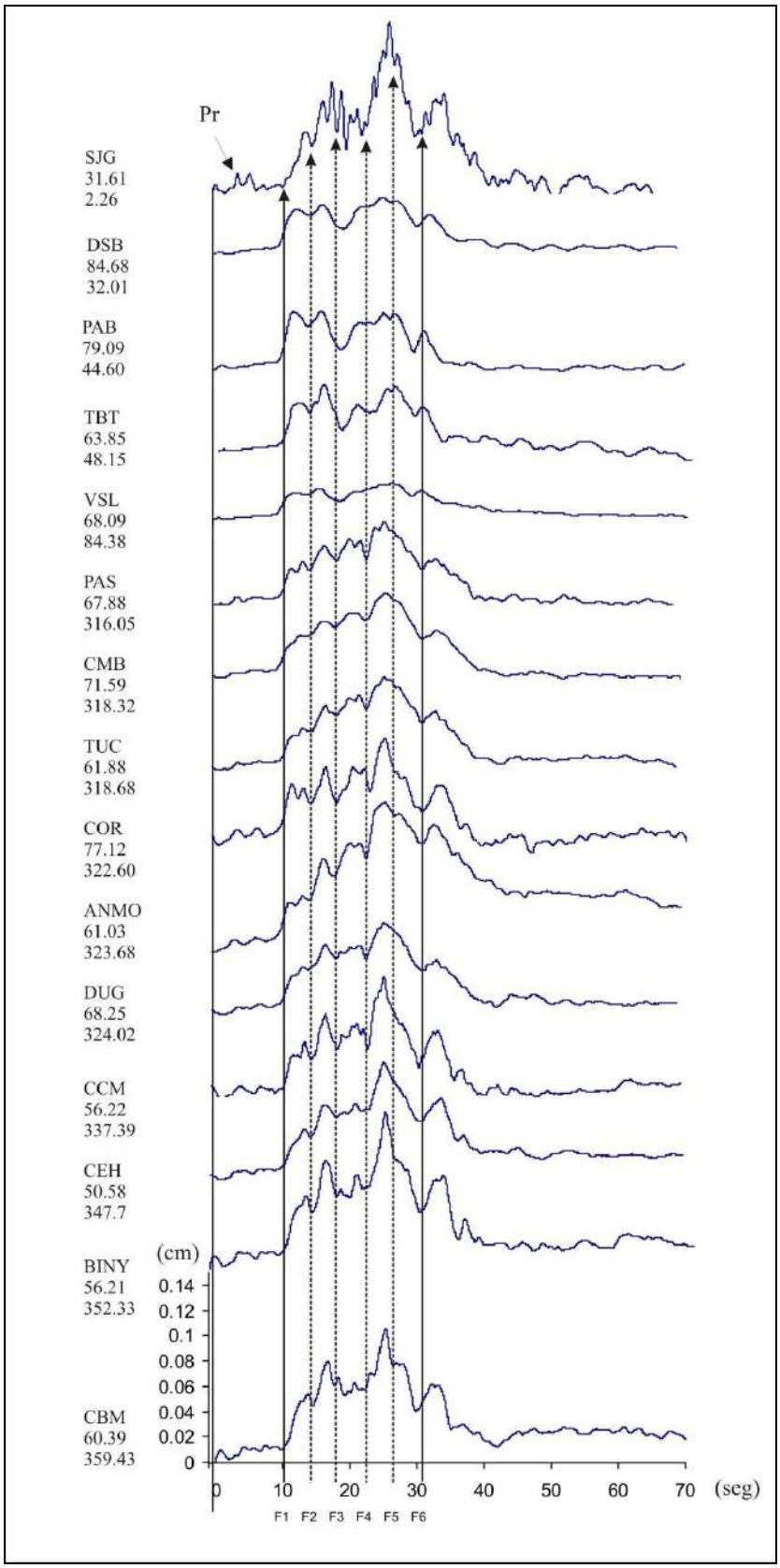

Figura 7.11. *Complejidad de la señal para el grupo de la onda P. El orden de los registros está en función del acimut epicentro-estación. La letra F1...F6 indica el numero del evento sísmico. Pr indica el inicio del pre-evento. Al costado izquierdo de cada señal se indica el código de la estación, la distancia y el acimut en grados.*

Estudios realizados por Kikuchi y Kanamori (1994), sobre modelos de fuente sísmica, permiten considerar la existencia de una repartición heterogénea de la ruptura del sismo sobre el plano de falla; es decir, una distribución heterogénea de los esfuerzos o de la resistencia a la ruptura. Esta característica en los procesos de la ruptura, dan origen a la existencia de fuentes complejas y muchas de ellas asociadas a eventos múltiples que pueden ser finalmente observables en los registros del sismo (Figura 7.11 y 7.12).

El análisis sobre las amplitudes y complejidad de las formas de onda sugiere una propagación de la ruptura en diversas direcciones. Aunque estas apreciaciones son subjetivas, debido a que no se cuenta con información en todos los cuadrantes, las pocas señales disponibles sugieren sobre la hipótesis aquí discutida. Los resultados obtenidos muestran que algunos sismos de gran magnitud pueden presentar poca duración, pero debido a su gran magnitud siempre desarrollan procesos heterogéneos de ruptura.

La Figura 7.12 muestra las funciones temporales de las fuentes sísmicas para las estaciones DSB ubicada en dirección NE respecto al epicentro del sismo y BINY en dirección NO. En ambos registros se observa que la mayor liberación de energía se realiza en los primeros 30 segundos de ocurrido el sismo. También se observa que las amplitudes de la señal son mayores en BINY, además de distinguirse la ocurrencia de un mayor número de eventos y/o subfuentes, en promedio, del orden de 6 eventos. Estos resultados sugieren que la dependencia acimutal controla la propagación de la energía y en este caso, la directividad de la misma.

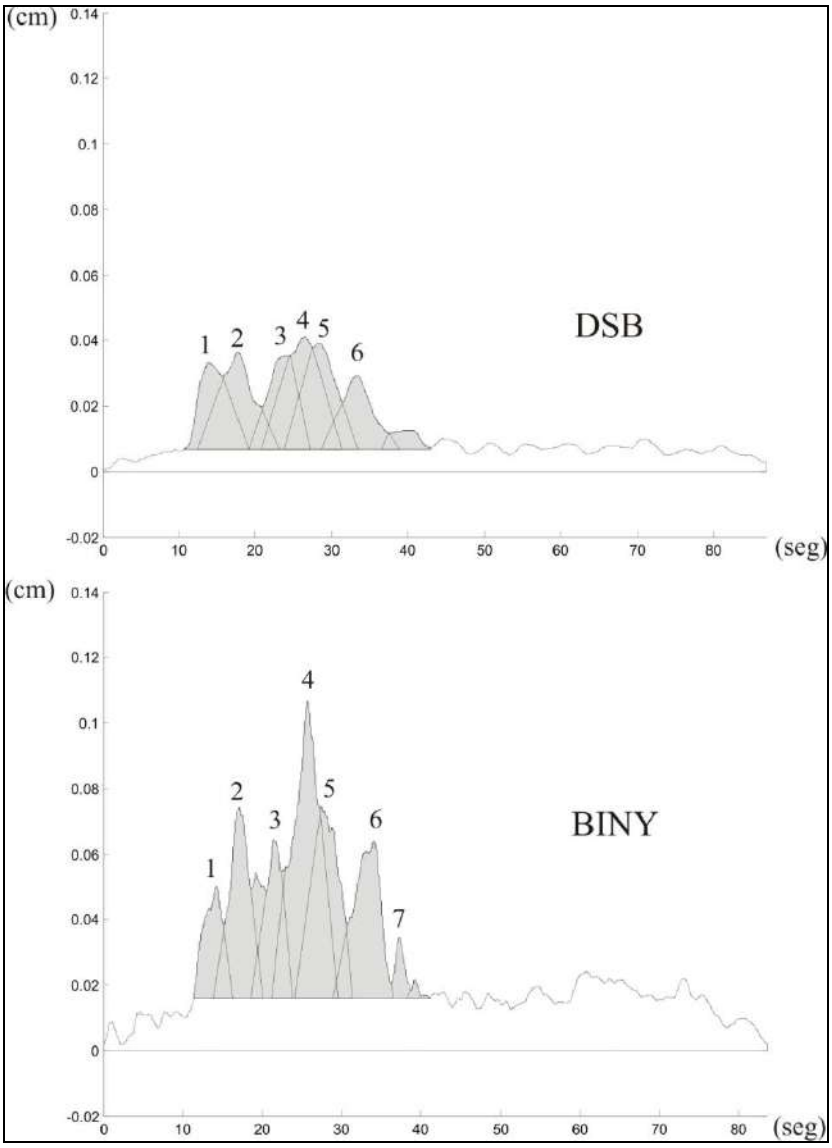

***Figura 7.12**. Función temporal de la fuente sísmica para el sismo del 9 de Junio de 1994, correspondiente a las estaciones DSB (Dublín-Irlanda) y BINY (Binglamton-Nueva York USA). Se identifica la presencia de 6 y 7 fuentes sísmicas bien definidas, siendo las amplitudes mayores para la estación BINY ubicada en dirección Norte con respecto al epicentro.*

Estos resultados confirman la heterogeneidad de la ruptura producido por el sismo del 9 de Junio coherente con lo descrito por Kikuchi y Kanamori (1994), lo cual muestra que a partir de la forma de la señal sísmica en desplazamientos (onda P), es posible estimar el momento sísmico y sugerir la complejidad en el proceso de liberación de energía para grandes sismos.

CONCLUSIONES

1. El análisis de las formas de onda proporciona información importante para identificar los procesos complejos de ruptura y las variadas amplitudes de la señal, sugieren posibles efectos de directividad.

2. El área bajo la función temporal de la fuente sísmica describe el proceso de ruptura y permite calcular el momento sísmico de sismos de gran magnitud.

3. Para el sismo del 20/06/2003 con epicentro en el límite Perú-Brasil, se ha estimado un momento sísmico de $1.31x10^{27}$ dinas-cm equivalente a una magnitud 7.3 Mw. La función temporal de la fuente sísmica presenta amplitudes y duraciones variadas, lo que sugiere el desarrollo de un proceso complejo de ruptura sísmica con una duración de 30 seg, tiempo durante el cual se ha identificado la ocurrencia aleatoria de al menos tres rupturas o eventos sísmicos separados del primero por 7 y 10 segundos. Además, las diversas amplitudes y duraciones de la función temporal de la fuente sísmica indican posibles efectos de directividad en dirección NO.

4. Para el sismo ocurrido el 09/06/1994 con epicentro en el límite Perú-Bolivia, se ha estimado un momento sísmico de $1.11x10^{29}$ dinas-cm equivalente a una magnitud 8.6 Mw. La función temporal de la fuente sísmica presenta amplitudes y duraciones variadas lo que sugiere el desarrollo de un proceso complejo de ruptura sísmica con una duración de 40 seg, tiempo durante el cual se tiene la ocurrencia aleatoria de al menos seis rupturas o eventos sísmicos separados del primero por 4, 9, 13, 17.5 y 21 segundos. Además, las variadas amplitudes y duraciones de la función temporal de la fuente sísmica indicarían el desarrollo de efectos de directividad.

5. Los valores del Momento sísmico obtenidos en este estudio para los sismos de 1994 y 2003, son similares los reportados por el USGS/NEIC, la Universidad Harvard y diversos autores (Kikuchi y Kanamori 1994; Tavera et al 2003) utilizando diferentes técnicas, lo cual permite validar el método propuesto.

BIBLIOGRAFÍA

Akii. K. (1980). Seismology cuantitative: theory and methods, vol I, New York, 491-497

Antayhua J, Salas H, Bernal I, Rodríguez S, Millones J, Jiménez C, Pérez Pacheco Z, Portugal D, Inza A y Zamudio Y. (2002). Análisis espacial de las replicas del terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001 a partir de datos de una Red sísmica Local. Informe final: Terremoto de la región sur de Perú del 23 de junio de 2001. CCNDG, 49-60.

Bolt B, (1999). Earthquakes. (Fourh edition), W.H. Freeman, New Your, 366p

Becks, Silver P, Wallace. T & James. D. (1995). Directivity analysis of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994. Geophys. Res. Lett. 22, 2257-2690.

Barazangi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from the spatial distribution of earthquakes: Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc. v. 57, 737-555.

Bernal I y Tavera H. (2002). Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú. *Monografía. Instituto Geofísico del Perú. Lima-Perú. 63.pp*

Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo Detallado de la Sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la Energía sísmica Liberada. Tesis de Grado UNSA. 170p.

Chandra U. (1970). The Peru/Bolivia border earthquake of August 15, 1963. Bull. Seis. Am. 60, 639-646.

Fukao, Y. Kanjo, k. and Nakamura (1978). Deep seismic zone as an upper mantle reflector of body waves, Nature, 272, 606-608.

FuKao Y. (1972). Source process of a large deep-focus earthquake and its tectonic implications – The Western Brazil earthquake of 1963. Phys. Earth Planet. Inter., 5 61-76

Furumoto, M. (1977). Spacio-Temporal history of the deep Colombia earthquake of 1970. *Physics of the earth and Planetary interiors, 15: 1-12p*

Green, H. y Burnley, P. (1989). A New Self-organizin. Mechanism for Deep-focus Earthquakes. Nature 341, 733-756

Green H. Houston H. (1996). The mechanics of deep earthquakes. International Journal of Rock mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, Volume 33, Number 3, April 1996, pp, 106A-107A(2). Elsevier.

Houston, H, (1994). Deep quakes shake up debate. *Geophysics. Nature vol. 372.*

Green II. (1994). New Ligth on Deep Earthaquakes. Scientific American

Isacks, B. y Barazangi, M. (1977). Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lititospitere. En: M. Talwani y W. Pitman (Editores). Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins. *American Geopitysical tinion, Washington, D.C., 99-114.*

Isacks, B. y Molnar, P. (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solution of mantle earthquakes. Rev. Geophys. Space Phys. 9, 103-174.

Ihmlé, P. y Jordan, T. (1995). Source time function of the great 1994 Bolivia deep earthquake by waveform and spectral inversions. Geophys. Res. Lett. 22, No. 16, 2253-2256.

James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure, J. Geophys. Res. V76, 3246-3271.

James, D. (1978). Subduction of the Nazca Plate beneath central Peru. Geology 6, 174-178.

James and Snoke (1990). Seismic Evidence for continuity of the Deep Slab Beneath Central and Eastern Peru. J. Geophysical R, Vol. 95. 4989-5001

Jost, M.L. y Herrmann, R.B. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60: 37-57.

Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1994). The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994. *Geophys. Res. Lett.,* 21, 2341-2344.

Lindo, R. (1993). Seismotectonique des Andes du Perú Central: Apport des donnes sismologiques de haute precisión. *Tesis Doctoral, Universidad Louis Pasteur de Strasbourg, Francia.*

Madariaga R. (1976). Dynamic of an expanding circular fault. Bull. Seismic. Soc. Am. 65, 163-182.

Meade, C. y Jeanloz, R., (1991). Deep-focus earthquakes an recycling of water into the Earth's mantle, Science, 252, 68-72.

Molnar, P., Freedman, D., Shih, J. S. F. (1979). Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in down going slabs of lithosphere. Geophys. J. R., Astro. Soc. 56, 41-54.

Norabuena E., Dixon T, Stein S, Harrison C. (1999). Deceleration Nazca South America and Nazca pacific Plate Motions. Geophys. Res, Lett. 26, P3405-3408

Okal, E. y Bina, C. (1994). The deep earthquakes of 1921-1922 in Northern Peru. Physics the Earth and Planetary Interiors, 87, 33-54.

Pro Muños. M, (2002). Estudio del efecto de directividad en las forma s de ondas. Tesis Doctoral en Ciencias Físicas. UNC. 180p

Ringwood, A. E. (1972). Phase transformation and mantle dynamics. *Earth Planet. Sci. Let. 14, 233-241.*

Rodríguez, L. y Tavera, H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Bresileira de Ceohlca.,* 9, 141-159.

Stauder. W. (1975). Subduction of the Nazca Plate Under Perú as evidenced by focal mechanism and by Seismicity. J. Geophys. Res., 80, 053-1064P

Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-

1974. *Instituto Geológico Minero del Perú, Lima, 131 págs.*

Schneider J. y Sacks S.(1987). Stress inthe Contorned Nazca Plate, beneath Souther Perú form local earthquakes. J.Geoghys.Res,, 92, 13887-13902

Scholz, C.C.H., (1990). The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press,

Tavera, H. (1992). El proceso de ruptura sísmica: Barrera o Aspereza. *Boletín de la sociedad geológica del Perú. V. 83 (1992) p. 69-73.*

Tavera, H y Buforn, E. (1998) Sismicidad y sismotectónica de Perú. En: Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica; Bufón, E y Udías A, (eds.), *Física de la Tierra. Universidad Complutense de Madrid, 10, 187-219.*

Tavera, H. (1998). Mecanismo focal de terremotos en Perú y Sismotectónica. *Tesis PHD. Universidad Complutense de Madrid, España, 400p.*

Tavera, H y Buforn, E (1995). Mecanismo de los terremotos en Perú: 30 de mayo de 1990 y 18 de abril de 1993. *Tesis de maestría. Universidad Complutense, Madrid, 81 pp.*

Tavera H., Buforn E., Bernal I., y Antayhua Y. (2001). Análisis de los proceso de ruptura de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el valle del Altomayo (Moyobamba-Perú). *Boletín de la sociedad geológica del Perú. v. 91 (2001) P.55-68.*

Tavera H, Manrique M, Salas H y Fernández E. (2003). Análisis de mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de junio de 2003 (Limite-Brasil). *Boletín de la Sociedad geológica del Perú v. 96 (2003) P.87-94.*

Tavera H, Buforn E, Bernal I, y Antayhua Y. (2001). Análisis de los procesos de ruptura de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el Valle de Alto Mayo (Moyobamba-Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. V 91, 55-68.*

Tavera et al (2006). Informe técnico. El Sismo del 20 de Octubre del 2006 en la región central de Perú. Centro Nacional de datos Geofísicos - Sismología. Instituto Geofísico del Perú. P 21.

Udías, A. (1999). Principles of Seismology, Cambridge University Press, Cambridge UK. 474 pp.

Kanamori. (2004). Effect of directivity on estimates of radiated seismic energy. Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA

Kikuchi M y Kanamori H. (1994). The mechanism of the deep Bolivian earthquake of June 9, 1994. Geophys. Res. Lett., 21, 2341-2344.

Wortel, R., (1982). Seismicity and Rheology of subducted slabs, Nature, 296, 553-556

Wortel, M.J.R., (1984). Spatial and temporal variations in the Andean Subduction zone, J. Geol. Soc. London, 141 783-791.

Wallace, T. y Lay, T. (1995). Modern Global Seismology. San Diego. 420pp.

ANEXO 1

Parámetros sismológicos utilizados para el sismo del 20 de Junio del 2003, Frontera Perú-Brasil.

n°	Codigo	XP	G(r,Q)	G(Δ)	Cz(io)	vP	ρ
	Estacion					km/seg	gr/cm3
1	DWPF	0.43	1	0.56	2	10.5	4.2
2	ANMO	-0.43	1	0.38	2	10.5	4.2
3	CCM	0.41	1	0.4	2	10.5	4.2
4	HRV	0.27	1	0.4	2	10.5	4.2
5	HKT	0.41	1	0.45	2	10.5	4.2
6	SSPA	-0.06	1	0.4	2	10.5	4.2
7	COR	0.28	1	0.32	2	10.5	4.2
8	SFJ	0.37	1	0.3	2	10.5	4.2
9	MSKU	-0.19	1	0.27	2	10.5	4.2
10	DBIC	-0.41	1	0.32	2	10.5	4.2
11	MTE	0.37	1	0.3	2	10.5	4.2
12	SBA	-0.41	1	0.35	2	10.5	4.2
13	CART	-0.35	1	0.29	2	10.5	4.2
14	QSPA	0.18	1	0.29	2	10.5	4.2
15	DSB	-0.07	1	0.29	2	10.5	4.2
16	DAG	-0.27	1	0.24	2	10.5	4.2
17	STU	-0.27	1	0.24	2	10.5	4.2

ANEXO 2

Parámetros sismológicos utilizados para el sismo del 9 de Junio de 1994, Frontera Perú-Bolivia

n°	COD	XP	G(r,Q)	G(Δ)	Cz(io)	vP	ρ
	Estacion					km/seg	gr/cm3
1	ANMO	0.21	1	0.36	2	10.5	4.2
2	BINY	0.24	1	0.38	2	10.5	4.2
3	CBM	-0.54	1	0.36	2	10.5	4.2
4	CCM	0.24	1	0.38	2	10.5	4.2
5	CEH	0.34	1	0.4	2	10.5	4.2
6	CMB	0.06	1	0.32	2	10.5	4.2
7	COR	0.46	1	0.3	2	10.5	4.2
8	DSB	0.22	1	0.27	2	10.5	4.2
9	DUG	-0.51	1	0.32	2	10.5	4.2
10	PAB	-0.54	1	0.29	2	10.5	4.2
11	PAS	-0.51	1	0.33	2	10.5	4.2
12	SJG	-0.34	1	0.59	2	10.5	4.2
13	TBT	0.08	1	0.35	2	10.5	4.2
14	TUC	0.21	1	0.36	2	10.5	4.2
15	VSL	0.22	1	0.27	2	10.5	4.2

ANEXO 3

ALGORITMO Y PROCEDIMIENTO SEGUIDO EN ESTE ESTUDIO.

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

CALCULO DEL AREA EN MATLAB

Hz = load ('cor.dez1.txt'); % Lee fichero señal sísmica en formato ascii.

N1=length(Hz);

fs = 20;

T = 1/fs;

k = 1:N1;

t= T*(1:N1);

pause

tm=max(t);

%ploteo de desplazamiento

yrange = [-0.000025 0.000025];

ax = [0 tm yrange];

plot(t,Hz), grid on

%pause

%clc

arrr4=area(t,Hzz)

pause

arr=trapz(t,Hz1)

%arr5=trapz(Hz4,1)

A=arr9*100

de=4.2; %4.2 gr/cm3 densidad,

vp=10.5 %km/s velocidad  p

Xp=0.42; % patter radiation
```

```
r1=sqrt(559000^2+7750000^2)% m

r=r1*100

Mo=((4*pi*de*vp^3*r)/(2*0.36*1*Xp))*A;

Mo=Mo


%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

SISMOGRAMA

```
Hz = load ('cortodo.txt'); lee la  señal en formato asccii

Hz1 = Hz;%';%

Hz3=-Hz1(:);% invierte la señal

Hzp=Hz3;

N1=length(Hz3);

fs = 20;

T = 1/fs;

k = 1:N1;

t= T*(1:N1);

tm=max(t);

hh=max(Hz3);

hhh=min(Hz3);

yrange = [hhh hhh];

limites = [0 tm yrange];

plot(t',Hz3), axis(limites), grid on;

pause

Hz3=Hz3-mean(Hz3);% señal corregida por el offset

plot(t',Hz3), axis(limites),grid on;

pause

Hzz2=(Hz3*1.9070e-006)/788; % por deconvolución, depende del instrumento
```

```
N1=length(Hzz2);

fs = 20;

T = 1/fs;

k = 1:N1;

t= T*(1:N1);

tm=max(t);

hh=max(Hzz2.);

hhh=min(Hzz2);

yrange = [hhh hh];

limites = [0 tm yrange];

plot(t',Hzz2), axis(limites),grid on;% señal cortada

%.....................................

pause

t1=300*[1 1]; % para anmo es 225, y cor es 300

t2=400*[1 1]; % para anmo es 325, y cor es 400

%t2 = ginput(1)

%t2(2) = t2(1);

plot(t',Hzz2,'y-'), axis(limites), grid on ;

set(gca, 'Color', 'blue');

pause

hold on, plot(t1,yrange,'w-','erase','none', 'LineWidth', 2); hold off

hold on, plot(t2,yrange,'w-','erase','none', 'LineWidth', 2); hold off

pause

% Zoom in on the selected time interval.

trange = sort([t1(1) t2(1)]);

k1 = find((trange(1)<=t) & (t<=trange(2)));

Hz4 = Hzz2(k1);
```

```
N2=length(Hz4);

tt= T*(1:N2);

%yrange = [-0.0002 0.0002];

tm1=max(tt);

hh=max(Hz4);

hhh=min(Hz4);

yrange = [hhh hh];

limites = [0 tm1 yrange];

plot(tt',Hz4), axis(limites), grid

%clc

pause

Hz8=cumsumx(Hz4)*T;% integración

N1=length(Hz8);

fs = 20;

T = 1/fs;

k = 1:N1;

ttt= T*(1:N1);

tm=max(ttt);

hh=max(Hz8);

hhh=min(Hz8);

yrange = [hhh hh];

limites = [0 tm yrange];

plot(ttt',Hz8), axis(limites),grid on;

pause

subplot(3,1,2), plot(tt',Hz4), axis(limites), grid on

ylabel('Velocidad (m/s)')

pause
```

```
Hz81=Hz8*100; % corregiendo a centimetros/seg

N1=length(Hz81);

fs = 20;

T = 1/fs;

k = 1:N1;

ttt1= T*(1:N1);

tm=max(ttt1);

hh=max(Hz81);

hhh=min(Hz81);

yrange = [hhh hh];

limites = [0 tm yrange];

%plot(ttt1',Hz81), axis(limites),grid on;

%pause

%pause

%arrr=area(tt',Hz8), axis(limites); % esto es para ver el área bajo la curva

%pause

%arr=trapz(tt',Hz8),axis(limites);

subplot(3,1,3), plot(ttt1',Hz81), axis(limites), grid on

xlabel('Tiempo(seg)')

ylabel('Desplazamiento (cm)')

pause

%.....

Hzp=Hz3;

NN=length(Hzp);

fs = 20;

T = 1/fs;

k = 1:NN;
```

```
t= T*(1:NN);

%ploting the velocity

%yrange = [-10000 10000];

subplot (3,1,1), plot(t',Hzp), grid ons;

%xlabel('Tiempo(seg)')

ylabel('Cuentas')

%final de correcion despues  de los tres ploteos

%.....................................

pause

tm=max(t);

hh=max(Hzp);

hhh=min(Hzp);

yrange = [hhh hh];

t1=300*[1 1]; % anmo 225

t2=400*[1 1]; % anmo 325

limites = [0 tm yrange];

plot(t',Hzp,'g-'), axis(limites), grid on ;

ylabel('Cuentas')

%set(gca, 'Color', 'blue');

pause

hold on, plot(t1,yrange,'b-','erase','none', 'LineWidth', 2); hold off

hold on, plot(t2,yrange,'b-','erase','none', 'LineWidth', 2); hold off

pause

% Zoom in on the selected time interval.

trange = sort([t1(1) t2(1)]);

k1 = find((trange(1)<=t) & (t<=trange(2)));

Hzp1 = Hzp(k1);
```

```
N0=length(Hzp1);

tt0= T*(1:N0);

tm0=max(tt0);

hh=max(Hzp1);

hhh=min(Hzp1);

yrange = [hhh hh];

limites = [0 tm0 yrange];

%plot(tt0',Hzp1), axis(limites), grid on % señal original sin offset

%xlabel('Tiempo(seg)')

%ylabel('Cuentas')

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%5
```

ANEXO 4

Trabajos de investigación desarrollados por el autor:

Moncca, G. (2006), Ondas superficiales. Compendio de trabajos de investigación realizadas por estudiantes durante el año 2006. *Volumen 7. P 81-88*.

Moncca, G y Tavera H (2006). Estructura cortical en la región central de Perú utilizando dispersión de velocidades de grupo (avances). *XIII Congreso Peruano de Geología, Lima – Perú (Octubre 2006).*

Sheila Yauri, Hernando Tavera, Geremias Moncca, y Bilha Herrera. (2007). Características generales del Tsunami del 15 de Agosto 2007. *En Tavera. H (Ed.) "El Terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.5 Mw)". Dirección de Sismología – CNDG / Instituto Geofísico del Perú. Volumen especial, pp. 371-386.*

Compendio de Trabajos de Investigación CNDG – Biblioteca
Instituto Geofísico del Perú. V. 7 (2006) p. 81 - 88

ONDAS SUPERFICIALES

GEREMÍAS MONCCA ANCULLE
Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
Universidad Nacional de San Agustín – Arequipa
geremías_ma@axil.igp.gob.pe
gmoncc@yahoo.es

Practicas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología

INTRODUCCION

Un sismograma registra dos tipos de ondas de cuerpo, ondas P y ondas S, además de las ondas superficiales Love y Rayleigh. Estas ultimas, son generadas por la interacción constructiva de las ondas de cuerpo con la estructura interna de la Tierra. La energía de las ondas superficiales se concentra cerca de la superficie, se dispersa (geométricamente) bidimensionalmente y decae aproximadamente como r^{-1} (siendo r la distancia a la fuente); mientras que, la energía de las ondas de cuerpo se dispersa tridimencionalmente y decae como r^{-2}. Entonces, para grandes distancias de la fuente, las ondas superficiales predominan en los sismogramas.

La sismología, como ciencia observacional, considera a las ondas superficiales Rayleigh y Love como un tipo particular de ondas sísmicas que se propagan paralelas a la superficie de un medio. Estas ondas tienen su amplitud máxima en la superficie libre y disminuye exponencialmente con la profundidad. En su modo de propagación, las ondas superficiales son afectados por la dispersión y por lo tanto, su velocidad será menor que las ondas de cuerpo.

La primera contribución fundamental al estudio de la propagación de las ondas superficiales fue publicada por Rayleigh en 1987. Anteriormente se sabia que la vibración en un medio elástico, homogéneo e infinito se propaga en forma de ondas esféricas con velocidades distintas de ondas P y ondas S. Posteriormente, Love en 1911 descubrió la onda superficial que lleva su nombre a partir de un estudio del efecto de las vibraciones elásticas en una capa superficial.

Para explicar el origen de estas ondas y sus características de propagación, existen una gran variedad de textos y por lo mismo, aparecen volúmenes o capítulos extensos. En este reporte, se presenta de manera sencilla y práctica el concepto teórico de las ondas superficiales, las ecuaciones que

definen el movimiento de su partícula, además de sus variaciones con la profundidad y la velocidades de grupo y fase a fin que el lector disponga de información rápida.

LAS ONDAS RAYLEIGH

Aki y Richards (1980), asume que una onda que se propaga a lo largo de la superficie genera otras cuya amplitud es grande solo en las proximidades de la superficie libre y que son llamadas ondas superficiales, estas ondas en contraste con las ondas P y S que se propagan en el interior del cuerpo elástico (ondas internas). La existencia de las ondas superficiales sugiere enseguida la conveniencia de investigar la posibilidad de existencia de otras también superficiales en un medio semindefinido y que podrían resultar de la superposición del movimiento expresado por:

$$\varphi = A\exp[iapz + ia(x - ct)]$$
$$\psi = B\exp[iaqz + ia(x - ct)] \qquad (1)$$

donde, z es la frecuencia, t el tiempo, *a* es número de onda, A y B son las amplitudes. En estas relaciones se considera que p y q son ondas imaginarias; es decir, surgen de una superposición de ondas P y SV, y cuyo fundamento teórico fue publicado por Rayleigh en el año 1885. Desde entonces, estas ondas son conocidas como ondas Rayleigh.

Para describir las ondas superficiales; la expresión (1) debe satisfacer la siguiente ecuación:

$$\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\nabla^2\varphi - \frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} = 0, \ldots\ldots\ldots \frac{\mu}{\rho}\nabla^2\varphi - \frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} = 0$$

donde φ representa el potencial de desplazamientos de la onda P (Figura 1) y por lo tanto, p y q son expresados de la forma:

$$p = \pm\left(\frac{c^2}{\alpha^2} - 1\right)^{1/2}$$
$$q = \pm\left(\frac{c^2}{\beta^2} - 1\right)^{1/2} \qquad (2)$$

donde, c es la velocidad aparente, α la velocidad de la onda P y β, la velocidad de onda SV (Stein, 1990). Pero con la restricción de que $c < \beta$, y desde luego $c < \alpha$, ya que ambos deben ser imaginarios:

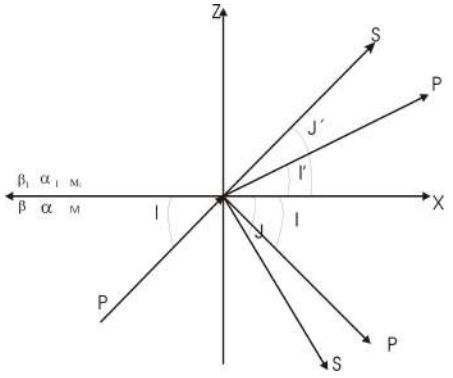

Figura 1. *Geometría de la refracción y reflexión en dos medios isotrópicos semindefinidos, unidos por una superficie plana de discontinuidad X, donde J, I equivalen a p y q.*

Asimismo, para la existencia de las ondas superficiales las tensiones en la superficie libre deben ser nulas; Además, los desplazamientos se deben calcular con:

$$u_x = \frac{\partial \varphi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z},\ u_z = \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

siendo u_y igual a cero.

Para las ecuaciones descritas, las tensiones son nulas y en este caso, se considera la ecuación de incidencia de la onda P (Figura 1):

$$2p\,(\mathrm{A}_1 - A_2) + B_2\left(q^2 - 1\right) = 0$$
$$\left(q^2 - 1\right)(\mathrm{A}_1 - A_2) + 2pB_2 = 0$$

Ahora, es necesario omitir A_1 y B_1 y hacer nulo el segundo, con ello resulta (Thorne y Wallace, 1995),

$$-2p\,A_2 + B_2\left(q^2 - 1\right) = 0$$
$$\left(q^2 - 1\right)A_2 + 2qB_2 = 0 \qquad (3)$$

Estas ecuaciones pueden coexistir si es nulo el determinante de los coeficientes de A_2 y B_2 , o sea,

$$-4pq + \left(q^2 - 1\right)^2 = 0 \qquad (4)$$

La expresión 4 se le conoce con el nombre de “determinante de Rayleigh”.

Las ecuaciones en 3 pueden ser definidos como,

$$B_2 = -A_2\,\frac{q^2 - 1}{2q} = A_2\,\frac{2p}{q^2 - 1}^{\,2} \qquad 5)$$

Como los desplazamientos son el resultado de la superposición de los desplazamientos debidos a los potenciales escalares φ y ψ, se pueden definir las ecuaciones que describen los desplazamientos en sus componentes,

$$u_x = ia\left(\varphi - q\psi\right),\ u_z = ia\left(-p\varphi - \psi\right)$$

sustituyendo φ y ψ, y poniendo $p = i\xi$, $q = i\eta$ y teniendo en cuenta la ecuación 5 resulta,

$$u_x = iaA_2\left(e^{a\xi z} - \frac{\eta^2 + 1}{2\eta}e^{a\eta z}\right)e^{ia(x - ct)}$$
$$u_z = -aA_2\left(-\xi e^{a\xi z} - \frac{\eta^2 + 1}{2\eta}e^{a\eta z}\right)e^{ia(x - ct)} \qquad 6)$$

En estas expresiones se observa que u_x y u_z se propagan como ondas planas según el eje x a una velocidad c, que corresponde al movimiento de la onda (velocidad, c_R). Se observa además que u_x y u_z son sinosoidales en *x* y en *t*, con amplitudes decrecientes según las z negativas, además de su periodo. Ambos desplazamientos puedan ser definidos como la longitud (L) y transversal (T),

$$L = \frac{2\pi}{a}, \qquad T = \frac{2\pi}{ac_R} \qquad (7)$$

donde, L esta vinculado con T por la relación $c_R T = L$.

Despejando de 7, $a = \frac{2\pi}{L}$, el producto *ax* da una idea del numero de ondas contenidos en la dirección x, siendo a el numero de ondas en la dirección horizontal.

Para la velocidad c_R, cabe considerar la ecuación 4 que puede escribirse como.

$-\left(q^2-1\right)^2=4pq$. Como p y q son imaginarios conviene elevar ambos miembros al cuadrado, y resulta $\left(q^2-1\right)^4-16p^2q^2=0$, además sustituyendo p y q y desarrollando, simplificando y factorizando por $\frac{c^2}{\beta^2}$ se obtiene:

$$\frac{c^2}{\beta^2}\left[\left(\frac{c^2}{\beta^2}\right)^3-8\left(\frac{c^2}{\beta^2}\right)^2+\frac{c^2}{\beta^2}\left(24-16\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right)-16\left(1-\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right)\right]=0 \quad (8)$$

La ecuación 8 queda satisfecha si $\frac{c^2}{\beta^2}=0$ o que toda la ecuación sea nula. La primera condición es de anular $\frac{c^2}{\beta^2}=0$, porque implicaría que el movimiento sea independiente del tiempo. La ecuación 8 igualado a cero constituye una ecuación de tercer grado en las velocidades $\frac{c^2}{\beta^2}$; por lo que, tendrá tres raíces que servirán en nuestro problema solo si son reales, positivas y menores que la unidad.

Si $\frac{c}{\beta}=0$, la ecuación 8 resultara igual a $-16\left(1-\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right)$ ósea menor que cero, ya que $\beta<\alpha$, y si $\frac{c}{\beta}=1$ resulta igual a la unidad.

Entonces la posibilidad es hallar una raíz, cuyo valor este comprendido entre 0 y 1.

Si el modulo de Poisson es igual a 0.25, ósea si $\frac{c^2}{\beta^2}=\frac{1}{3}$ la ecuación 8 será nula y entonces se tiene:

$$\left(\frac{c^2}{\beta^2}\right)^3-8\left(\frac{c^2}{\beta^2}\right)^2+\frac{56}{3}\frac{c^2}{\beta^2}-\frac{32}{3}=0$$

Aquí, unas raíces son dadas como $\frac{c^2}{\beta^2}=4,2+\frac{2}{\sqrt{3}},2-\frac{2}{\sqrt{3}}$, siendo la ultima, menor que la unidad y por lo tanto, la única a considerar. Entonces resulta que la velocidad es,

$$c_R=0.9194....\beta \quad (9)$$

Es interesante notar que si en el medio seminfinito $\alpha=\infty$, la ecuación 8 daría,

$$\left(\frac{c^2}{\beta^2}\right)^3-8\left(\frac{c^2}{\beta^2}\right)^2+24\frac{c^2}{\beta^2}-16=0$$

y con ello $c_R=0.955.\beta$. Este valor junto a la ecuación 8, permite tener una idea de la velocidad que pueden tener las ondas Rayleigh.

Ahora, volviendo a la expresión 6 y considerando en ellas las componentes reales de u_x y u_z, y poniendo $\theta=a(x-ct)+\pi$, resulta,

$$u_x=|u_x|sen\theta$$
$$u_z=|u_z|\cos\theta$$

Esta expresión muestra el punto cuyos desplazamientos tenga a las componentes u_x, u_z, además de describir una elipse en los semiejes z y x, tal como se muestra en la Figura 2.

Con la relación $\frac{c^2}{\beta^2}=\frac{1}{3}$ y la velocidad c_R correspondiente a la misma, resulta

$\xi \approx 0.8475$ y $\eta \approx 0.3933$ y con estos valores se obtiene para los desplazamientos:

$$u_x = iaA_2\left(e^{0.8475az} - 0.5773e^{0.3933az}\right)e^{ia(x-ct)}$$
$$u_z = -aA_2\left(-0.8475e^{0.8475az} + 1.4679e^{0.3933az}\right)e^{ia(x-ct)} \quad (10)$$

Para z=0 la componente de desplazamiento resulta igual a,

$$\frac{|u_z|}{|u_x|} \approx \frac{0.6204}{0.4227} \approx 1.468$$

Entonces, el semieje mayor coincide con la vertical y será casi una vez y media mas grande que el semieje menor. Como el ángulo θ decrece, entonces t aumenta y la elipse quedara descrita por el punto como si ella girara en sentido contrario a la propagación de las ondas de cuerpo, entonces ello resulta descrito como sentido retrogrado.

Cuando aumenta z hacia valores negativos, la expresión de u_x en (10), disminuye y llega a anularse para

z=-1.206, o sea para z/L=-0.192, en cuyo caso, la elipse generara una recta vertical y tras ello cambia de signo. En la expresión (10), u_z conserva siempre su signo; por ello, a partir del valor de z en el que u_x cambia el suyo, el movimiento se volverá directo. La Figura 2 muestra como varían u_x y u_z con la profundidad (ecuación 10).

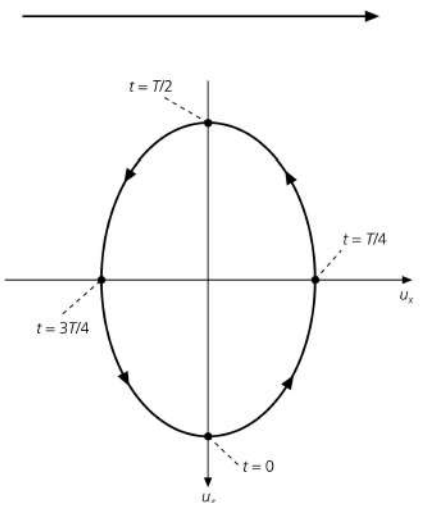

Figura 2. *El movimiento de una partícula en un punto de la superficie libre es una elipse retrograda. En un sismograma se identifica que la onda Rayleigh esta en el plano vertical. Se observa que el movimiento de la partícula es opuesto en la dirección de la onda en el tope de la elipse (Stein, 1991).*

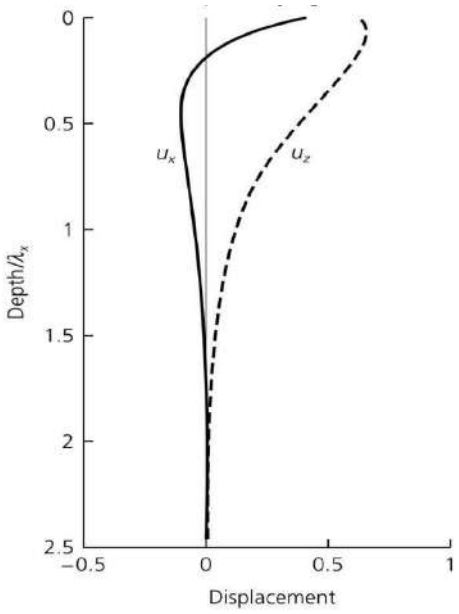

Figura 3. *Variación de las componentes del desplazamiento u_x y u_z para las ondas Rayleigh en función de la profundidad en un semiespacio. Las componentes del desplazamiento decaen exponencialmente con la profundidad, además se observa como se normaliza por longitud de onda (Stein, 1991).*

VELOCIDAD DE GRUPO Y FASE

Cuando se propaga la onda superficial en un medio de dimensiones finitas puede ser dispersada y su velocidad estará en

función de su contenido de frecuencias. Así, para una función de tiempo de tipo impulsiva, a alguna distancia, las ondas superficiales forman trenes de ondas que llegan en diferentes tiempos. Los tiempos de arribo, las amplitudes y las fases para cada frecuencia dependen de la ecuación de dispersión (Udias, 1997). La velocidad de fase, se define como la fase determinada con la cual viaja una onda y es una función de su frecuencia característica. Entonces, la velocidad de la energía transportada no es la misma, que la velocidad de grupo, o la velocidad de propagación de las ondas de grupo. La velocidad de grupo se define como la velocidad con la que se propaga un paquete de ondas, velocidad a la que viaja la máxima energía (Thorne y Wallace, 1995).

El desplazamiento de una onda sinusoidal de frecuencia angular ω y número de onda k que se propaga en la dirección x, viene dado por:

$$u(x,t) = A \operatorname{sen} [(kx - \omega t) + \phi]$$

donde, la velocidad de fase o la velocidad de propagación de la fase, es $c = \frac{\omega}{k}$; mientras que, para una onda monocromática en un medio homogéneo, c es constante y ω es un valor simple de k. En este caso, la velocidad de la energía de transporte o la velocidad de grupo es igual a la velocidad de fase.

La velocidad de fase es una función de la frecuencia c(ω), entonces se puede escribir como k(ω) y ω(k), y se puede usar una variable independiente entre k o ω. En el primer caso se observa el fenómeno de la onda para un punto nuevo que depende de la distancia y en el segundo, en términos de los tiempos. La velocidad de grupo es dado por:

$$U = \frac{\partial u}{\partial k} \qquad (11)$$

La derivada con respecto a k permite obtener,

$$c = U + k\left(\frac{\partial c}{\partial k}\right) \qquad (12)$$

donde, c es la velocidad de fase y k la longitud de onda (Udias, 1997).

Para conocer la velocidad de fase, se presentan dos casos: primero que los periodos no sean muy grandes y el otro que si lo sea.

Para el primer caso (Press y Pekeris (1956) que opera en el dominio del tiempo, el segundo en el dominio de las frecuencias (Satô, 1955) y se debe considerar además al de Dziewonsky et al (1956) de correlación cruzada que opera en los dos dominios.

CONCLUSIONES

En este reporte se ha presentado la solución para las ondas superficiales en un medio horizontalmente estratificado,

teniendo en cuenta su desplazamiento, velocidad y tracción. Para una onda plana se ha mostrado que una de las técnicas para resolver las ondas superficiales es mediante la solución de las ecuaciones de movimiento, desplazamientos y potenciales escalares usando las constantes de Lame, la densidad, etc.

Se observado que la onda superficial se propaga a lo largo de la superficie de la tierra y que su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad. Cerca de la superficie, el movimiento de la partícula es elíptico retrogrado para la onda Love y mientras que, la velocidad de la onda Rayleigh es similar al de la onda S. Finalmente, uno de los métodos mas sencillas para conocer la velocidad de grupo y fase es con los propuestos por Press y Pekeris (1956) y Dziewonsky et al(1969).

AGRADECIMIENTO

Mi agradecimiento especial al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG) - Sismologia, Dr. Hernando Tavera, por todas sus enseñanzas, consejos, orientación brindada. Asimismo, por otorgarme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales y las facilidades para el desarrollo de este trabajo. Al Instituto Geofísico del Perú, por la beca brindada.

BIBIOGRAFIA

Aki, K., y Richards, P. (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods Vol. I. New York. Pags 259-331.

Dziewnsky,A.,S. Bloch y N. Landisman, (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. Bull. Seism. Soc. Am. 59, 427-444.

Press, F. (1956) Determinacion of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part I. Southern California. Bulletin of the Geological Society of America. 67 p. 1647-1658.

Rayleigh, Lord (1885). On waves propagating along the plane surface of an elastic solid, procedings of the London Mathematical Society. 17. P. 4-11.

Satô, Y. (1955), analysis of dispersed surface waves by means of fourier transform I. bulletin of the Earthquake Research Institute. Tokyo Univ. 33 p.33-47.

Stein, S. (1990) An Introduction to Seismology, Earthquakes an.

Torne,L. y Wallace, T.(1995). Modern Global Seismology. San Diego. Pgs 116-147.

Udias, A. (1997). Principles of Seismology. Cambridge Univ. Press United Kingdom.

ESTRUCTURA CORTICAL EN LA REGION CENTRAL DE PERU UTILIZANDO DISPERSION DE VELOCIDADES DE GRUPO
(Avances)

Geremías Moncca y Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismologia
Instituto Geofísico del Perú
geremias_ma@axil.igp.gob.pe
hjtavera@geo.igp.gob.pe

RESUMEN

Una de las técnicas sismológicas mas conocidas para la evaluación de la distribución vertical de las velocidades en la corteza y manto superior bajo un lugar determinado de la Tierra, consiste en la inversión linealizada de los datos de dispersión de velocidades de grupo para registros individuales de sismos con magnitudes M>5.5. Esta técnica ha sido ampliamente aplicada para el estudio de la corteza en México, EEUU y Europa por diversos investigadores (Campillo, 1990; Gomberg et al, 1988; Hermann, 1983; Nava, 1988, etc.) y a la vez se han desarrollado diversos algoritmos para tal fin, siendo el más utilizado el de Hermann (1987). En este estudio, se pretende estimar las velocidades de las ondas a partir de la dispersión de las velocidades grupo de las ondas Rayleigh para la región central de Perú utilizando sismos regionales y el algoritmo de Hermann. Se ha seleccionado un total de 25 sismos con magnitudes M>5.5 y epicentros ubicados a distancias del orden de 200 km de las estaciones de Ñaña (NNA) y Huancayo (HUA).

INTRODUCCIÓN

La distribución de las velocidades de las ondas sísmicas en la corteza y manto superior dentro del territorio peruano es poco conocida y esto ha permitido tener un pobre conocimiento de las características físicas de la corteza, lo cual ha influenciado en la correcta localización de los sismos y así tener un mejor conocimiento de sus parámetros hipocentrales. En el Perú, los primeros estudios para conocer las velocidades dentro de la corteza terrestre fueron realizados por Ocola y Meyer (1973), Grange (1984) y Hasegawa y Sacks (1981) a partir de estudios de refracción sísmica y tomografía lineal en la región sur de Perú usando actividad microsísmica. Posteriormente, Lindo (1993) realiza tomografía sísmica en la zona andina de la región central de Perú. Sin embargo, estos estudios no se han continuado y prácticamente para más del 80% del territorio peruano no se cuenta con este tipo de información. En la actualidad, la red sísmica nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú, a partir del año 1996 cuenta con estaciones de banda ancha y la información registrada sobre sismos ocurridos en Perú es de muy buena calidad; por lo tanto, puede ser utilizada para realizar un mayor numero de estudios para el conocimiento de la corteza terrestre local y regional.

Existen varios métodos comúnmente utilizados para la determinación de la dispersión de la velocidad de grupo de ondas superficiales. Si se conoce el tiempo de origen y la localización de un sismo se puede calcular la dispersión para la velocidad de grupo utilizando el registro en una estación, se mide entonces el tiempo de arribo de las ondas a una estación considerando diferentes periodos o frecuencias. En general, para calcular la dispersión de la velocidad de grupo se utiliza el método de filtrado múltiple (Dziewonski et al., 1969), el mismo que consiste en calcular la transformada de Fourier de la señal sísmica y posteriormente filtrarla a una frecuencia centrada en w_n, utilizando la función gaussiana:

$$H(\omega) = \exp\left(\frac{-\alpha(\omega - \omega_n)^2}{\omega^2 n} \right) \quad (1)$$

donde, w_n es la frecuencia centrada del filtro y α es el ancho de banda.

El cálculo de la transformada de Fourier da lugar a una función de frecuencia-tiempo. En general, es mas conveniente de utilizar la representación de la velocidad del periodo-grupo que se obtiene con una transformación simple de la forma:

$$T = 1/w_n, \qquad U = r/t \quad (2)$$

donde, T es el periodo, U la velocidad de grupo en ese periodo, r la distancia epicentro-estación. La dispersión del tiempo se relaciona con la dispersión de velocidad de grupo. Seguidamente, se realiza la transformada de Fourier inversa y se obtiene las señales sísmicas filtradas en la frecuencia escogida y sobre su envolvente conservar los valores positivos de amplitud. El resultado de este proceso es una serie de tiempo con amplitudes positivas filtrada a una frecuencia dada. Este procedimiento se repite para distintas frecuencias. La velocidad de grupo se calcula dividiendo la distancia epicentro-estación entre el tiempo de arribo de las ondas superficiales para cada frecuencia centrada en w_n. La información de entrada para el apilamiento de los eventos individuales de velocidad grupo-periodo depende de la amplitud de las funciones para diferentes eventos a diversas distancias epicentrales. El proceso de apilamiento consiste en calcular un producto de las envolventes normalizadas para cada una de las señales filtradas (Aki y Richards, 1980). Entonces la envolvente promedio se escribe como:

$$A_s(\omega_0 U) = N_1(\omega_0, U) * N_2(\omega_0, U) * N_3(\omega_0, U) * .... * N_n(\omega_0, U) \quad (3)$$

donde, $N_i(\omega_o, U)$ es la envolvente normalizada para el evento iésimo y *n* el número de los eventos utilizados.

Finalmente, para estimar el tipo de estructura por medio de las curvas de dispersión se utiliza el método de las derivadas parciales (Udias, 1997). Las derivadas parciales especifican los cambios de la velocidad de fase o de grupo con respecto a los cambios en los parámetros elásticos de la estructura cortical. Con las derivadas de la velocidad de grupo y fase se puede utilizar el método de inversión, que es expresado de la siguiente forma:

$$y = Ax \quad (4)$$

donde, *y* son los datos observados y los datos teóricos calculados para un modelo inicial x_o. x es un vector compuesto de cambios en los parámetros determinados y sumados a x_o para minimizar a y. A es la matriz de derivadas parciales de velocidad de grupo.

En función de la base teórica, muchos autores han desarrollado diversos algoritmos para realizar simultáneamente el análisis de la señal a diferentes rangos de frecuencia, estimar la curva de dispersión de la velocidad de grupo de ondas superficiales y la distribución de capas dentro de la corteza terrestre. Uno de estos algoritmos fue desarrollado por Hermann (1987) y a la fecha, es el de mayor aplicación. En este estudio se hará uso de este mismo algoritmo.

METODOLOGÍA

Para estimar la velocidad de las ondas en la corteza por debajo del borde occidental de la región central de Perú siguiendo la metodología de Hermann, se ha seleccionado 25 sismos con magnitudes M>5.0 ocurridos a distancias mayores a 200 km de las estaciones de Ñaña-Lima (NNA) y Huancayo (HUA). Todos los registros corresponden a estaciones de banda ancha; por lo tanto, tiene un amplio contenido de frecuencias y el tiempo de llegada de las ondas superficiales pueden ser fácilmente identificadas. Un ejemplo del registro de estos sismos se presenta en la Figura 1 y corresponde al ocurrido el día 12 de Junio de 2003, con magnitud 5.5ML y epicentro ubicado a 232 km en dirección NNE de la estación de NNA. Seguidamente, usando las librerías del SAC (Seismic Análisis Code) y subrutinas del Matlab se ha analizado el contendido frecuencial de los registros usando diferentes filtros a fin de identificar el tiempo de llegada de las ondas superficiales, sea Love o Rayleigh. Los registros en los cuales las ondas superficiales han sido correctamente identificadas serán utilizados como datos de entrada para los algoritmos de Hermann. Tal como se explico en la teoría, este algoritmo permitirá conocer las velocidades de las ondas superficiales (tipo Rayleigh) para cada rango de frecuencia en función de la distancia epicentro-estación y el tiempo de llegada de las mismas a las estaciones de NNA y HUA. Estos valores permiten elaborar la curva de dispersión de velocidad de grupo y luego usando la técnica de inversión definida en la ecuación (4), se estimara el espesor de las capas y sus velocidades para la onda S.

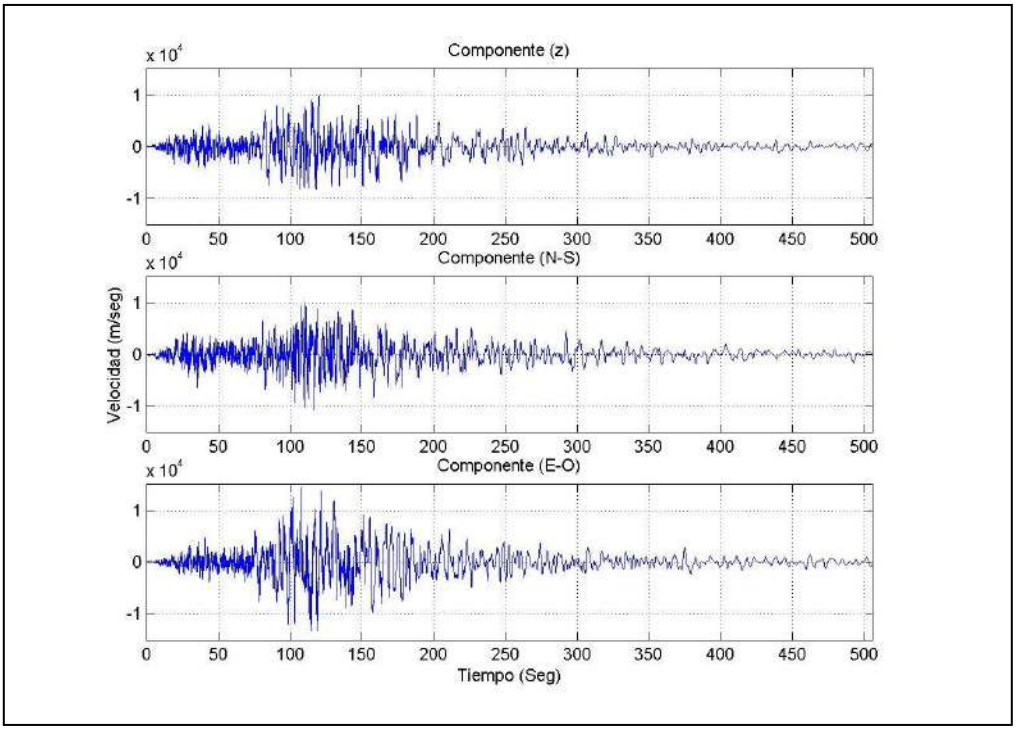

Figura 1. Registro del sismo ocurrido el día 12 de Junio de 2003 registrado en la estación de NNA. El epicentro del sismo fue localizado a 232 km en dirección NNE de la estación sísmica. El sismo tuvo una profundidad de 48km y magnitud de 5.5ML.

AVANCES Y PERSPECTIVAS

Los avances logrados para el desarrollo del presente estudio considera la selección de 25 sismos ocurridos a distancias mayores a 200 km de las estaciones de NNA y HUA, así como el análisis del contenido frecuencial de las señales a fin de identificar los tiempos de llegada de las ondas superficiales. Seleccionados los sismos, se ha procedido a evaluar sus parámetros hipocentrales a fin de conocer sus epicentros, profundidad del foco, magnitud y energía liberada. Actualmente, nos encontramos en la etapa de optimizar las subrutinas del algoritmo desarrollado por Hermann (1987) para el cálculo de la dispersión de las velocidades de grupo de ondas superficiales y estimación de los espesores de las capas por debajo del borde occidental de la región central de Perú.

En los próximos meses procederemos a ejecutar la metodología indicada a fin de obtenerse los resultados que permitan conocer la distribución de velocidades para las ondas y espesores de las capas que integran la corteza terrestre por debajo de Lima. Estos resultados serán un aporte importante para iniciar otros estudios como el Proyecto de Microzonificacion de Lima que tiene programado el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) y que se encuentra en su primera etapa de ejecución.

BIBIOGRAFIA

Aki, K., y Richards, P. (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods Vol. I. New York. Pags 259-331.

Campillo, M,. Singh. K, Shapiro. N. Pacheco. J. 1996. Crustal Structure South of the Méxican Volcanic belt, based on group velocity dispersión. Geofisica International, vol.35. Num.4. pp.361-370.

Dziewnsky,A.,S. Bloch and N. Landisman, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. Bull. Seism. Soc. Am. 59, 427-444.

Gomberg et al. (1988). The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. Geophys. Jour. Inter., 94, 1-20.

Grange, F. (1984). Etude sismotectonique detaille de la subduccion lithospherique au Sud Perou. Tesis Doctoral, IRGM, Francia.

Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. J. Geophys. Res., 86, 4971-4980.

Hermann, R. (1983). Modelling some empirical vertical component Lg relations. Bull. Seism. Soc. Am., 73, 157-171.

Herman, R. (1987). Computer programs in Seismology: Surface Waves, San Louis University. Missuri.

Lindo, R. (1993). Sismotectonique es Andes du perou Central: apport des donnes sismologiques de haute presicion. These Doctorat, Univ. Strasbourg, Francia.

Nava, F. (1988). Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico. Tectonophysic., 154, 241-255.

Ocola, L. y Meyer, R. (1973) Cristal structure from the pacific basin to the Brazilian shield between 12 and 30 south latitude.

Udias, A. (1997). Principles of Seismology. Cambridge Univ. Press United Kingdom. Pags 183-238.

Características Generales del Tsunami del 15 de Agosto de 2007

Sheyla Yauri, Hernando Tavera, Geremias Moncca y Bilha Herrera
Dirección de Sismología – CNDG

Resumen

En el presente estudio se evalúa y analiza las características del tsunami generado por el sismo de Pisco del 15 de Agosto del 2007. Este tsunami se originó 15-20 minutos después de ocurrido el sismo, alcanzando por el Norte las playas de Lima y por el Sur Paracas, siendo este ultima localidad la mas afectada alcanzando una altura máxima de inundación (run-up) de 6 metros y distancia máxima de inundación de 2000 metros en la playa Lagunillas. Los principales resultados se presentan en descripciones y mapas de las alturas y distancias de inundación generados por el tsunami.

Introducción

El Perú es uno de los países con mayor potencial sísmico debido a que forma parte del denominado "Cinturón de Fuego del Pacífico". Dentro de este contexto la actividad sísmica esta asociada a la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana, las mismas que dan origen al proceso conocido como subducción y mediante el cual, la placa de Nazca (oceánica) se introduce por debajo de la Sudamericana (continental) con una velocidad de 8-10 cm por año (DeMets , 1990 y Norabuena et al, 1999). Este proceso a dado origen a los mas grandes terremotos en el Perú, generando en algunos casos tsunamis de carácter local, regional y transoceánicos. Uno de los tsunamis más antiguos del cual se tiene conocimiento es el ocurrido el 22 de Enero de 1582 que habría producido daños en toda la costa sur del Perú. Estudios realizados por Lockridge (1985), refiere la ocurrencia en el Perú de 34 tsunamis desde 1586 a 1974 y de los cuales diez fueron los más destructivos, entre ellos el de 1960 (Lambayeque) y 1966 (Lima) que produjeron daños en la costa norte y centro del Perú. Según Dorbath (1990), los mas grandes terremotos (Mw>8.5 y Run-up>10 m) ocurrieron en 1604 (Tacna y Arica), 1746 (Lima) y 1868 (Arica), produciendo daños mayores en las costas peruanas. Este último desde la ciudad de Trujillo (Perú), hasta Concepción (Sur de Chile), además de afectar las costas de Japón, Nueva Zelanda, Australia, Hawai y otras.

Según el catálogo de tsunamis para el Perú (Carpio y Tavera, 2002), las costas peruanas desde 1500 hasta el 2001 habrían sido afectadas por un total de 123 tsunamis, de los cuales 117 tendrían su origen asociado a sismos, 5 a deslizamientos y uno a la erupción volcánica del Krakatoa (Figura 1).

Figura 1: *Distribución espacial de sismos que generaron tsunami a lo largo de la costa peruana desde 1500 al 2001.*

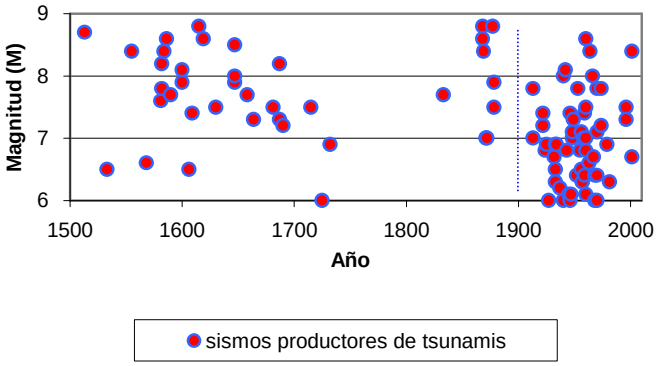

***Figura 2**: Cronología de tsunamis en función de su magnitud para el período 1500-2001.*

En la Figura 2, se presenta la cronología de los tsunamis ocurridos en el Perú, en función de su magnitud y en ella se observa que el Perú ha venido soportando los efectos de tsunamis con mayor frecuencia en los últimos 100 años. De tal forma, que los tres últimos tsunamis registrados en el Perú tuvieron lugar el 21 de Febrero y 12 de Noviembre de 1996 (Chimbote y Nazca, respectivamente) y 23 de Junio del 2001 (Arequipa), generando este ultimo muerte y destrucción en la localidad de Camaná (Arequipa y sur del Perú), con olas de hasta 8 metros de altura y niveles de inundación de 1300 metros en el "Chiflón" cerca del río Camaná (Carpio et al 2002).

Después de 6 años, el día 15 de Agosto del 2007, el Perú es nuevamente afectado por un sismo de gran magnitud dando origen a un tsunami que afecto a las costas de la región central de Perú. Después de ocurrido el sismo, personal del IGP se transada a la zona afectada por el tsunami a fin de evaluar sus características y daños ocasionados en las costas de Chincha, Pisco, y Paracas. En este estudio, se describe de manera general la información recolectada, indicando las distancias de inundación y niveles de Run-up.

Tsunami del 15 de Agosto del 2007

El 15 de Agosto del 2007, tras un gran sismo ocurrido a las *23:40 GMT (18:40 hora local)*, con epicentro a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco (13.67°S, 76.76°O), foco superficial y con magnitud de 7.0 ML (magnitud local), se genera un tsunami que produjo fuertes daños en las costas de Chincha, Pisco y Paracas, llegando en menor proporción a las playas de Lima (la Punta, Miraflores, Villa, Conchan y Lurín).

Según la dirección de Hidrografía y Navegación de la marina de guerra del Perú (DHN), la velocidad promedio a la que se desplazó la onda del tsunami fue de 135 Km/h, con periodos de 15 a 20 minutos y una longitud de onda de 35 Km. En la Figura 3, se muestra el mareograma obtenido en la estación Callao, observándose el registro de la variación normal de la mar seguida de un oleaje anómalo. Según el registro, el arribo de la

primera ola al Callao fue a las 19 horas y 34 minutos; es decir, después de 54 minutos de ocurrido el evento sísmico.

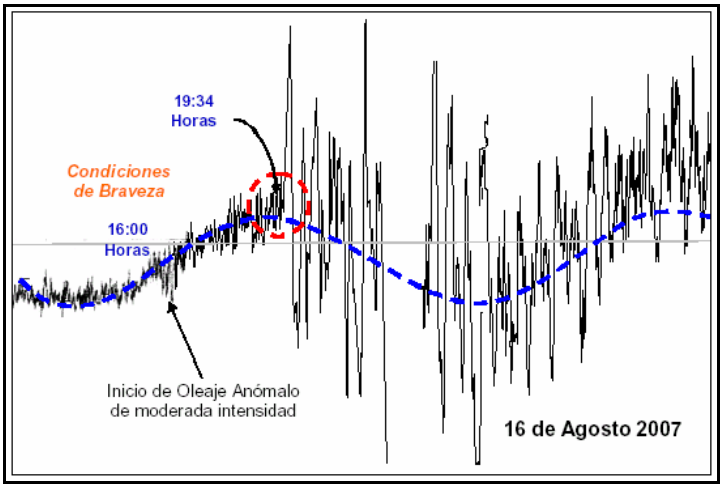

***Figura 3**: Mereograma registrado en La Punta (Callao), correspondiente al tsunami del 15 de Agosto del 2007 (DHN).*

A continuación, se describe las características del tsunami observado en nueve puntos a lo largo de la línea de costa entre Chincha y Paracas en base a medidas de GPS realizadas en cada punto, que considera los niveles de inundación máxima y la altura de la inundación (run-up). Ver Figura 4.

Chincha – Tambo de Mora: Según testimonios, después de 25 minutos de ocurrido el sismo en las calles Miramar y el Muelle (costas de Tambo de Mora) llegan dos olas que alcanzaron una altura máxima de inundación (Run-up) de 3 m y una distancia máxima de inundación de 520 m a la altura de la plaza Grau y en donde también se observo efectos de licuefacción del suelo.

En esta área, los daños ocasionados por el tsunami fueron mayormente en zonas de cultivo ubicadas cerca a la línea de costa y en menor magnitud en las viviendas, dado que estas se encuentran a una distancia promedio de 380 m de la playa. Los pocos daños observados fueron producto de la inundación que alcanzo niveles de 43 cm con respecto al suelo.

Pisco playa: Según testimonios, después de 15 minutos de ocurrido el sismo a la cooperativa Almirante Miguel Grau-ultima etapa (costado del río Pisco) llegan tres olas, siendo las dos ultimas de menor magnitud. La altura máxima de inundación (run-up) alcanzada fue de 3 m y distancias de inundación máxima de 765 m. En otro punto a la altura del muelle Fiscal, la distancia de inundación fue de 450 m alcanzando a la loza deportiva ubicada a un costado del muelle (Fotos 1 y 2).

En este lugar, los daños ocasionados por el tsunami fueron principalmente en viviendas ubicadas a una distancia de 711 m de la costa (costado del río). En la parte exterior de estas viviendas se midió una marca de agua a 45 cm con respecto al suelo (Fotos 3 y 4). A la altura del muelle fiscal, los daños fueron mínimos debido a la topografía y a la presencia del malecón que no permitió el ingreso del agua.

San Andrés: Según testimonios, después de 15 minutos de ocurrido el sismo la mar se retiró aproximadamente 200 m, para luego arribar a las costas de San Andrés una serie tres olas, siendo la primera lenta y alcanzando en promedio una altura de 50 cm. La segunda y tercera fueron mucho más grandes llegando hasta las viviendas. La altura máxima de inundación (run up) en esta zona fue de 2 m, con una distancia de inundación de 122 metros hasta la plaza de San Andrés.

En este punto, los daños ocasionados por el tsunami fueron principalmente por inundación en las viviendas cercanas a la línea de costa. Asimismo, se observo decenas de botes que fueron transportados e impactados frente a las viviendas que se ubican a un costado de la pista, a una distancia promedio de 70 m de la línea de costa (Foto 5) ó en otros casos a una y dos cuadras al interior del pueblo, quedando algunos destrozados.
En el exterior de algunas viviendas se nota las marcas del agua y las algas atrapadas en ventanas a una altura media de 1.54 m. Sin embargo, en el interior de otras viviendas se observó alturas de 0.80 m (Fotos 6, 7 y 8). En otro punto de la pista que conduce a Paracas, se observo la presencia de gran cantidad de arena, conchas y basuras dejadas por el tsunami (Fotos 9 y 10).

Playa Chaco: Según testimonios, después de 20 minutos de ocurrido el sismo tres olas arribaron a la playa el Chaco, previo recogimiento del mar a distancias de aproximadamente 50 m, siendo la primera lenta en forma de renvalse, dando tiempo para que las personas salgan y cierren sus viviendas; mientras que, la segunda fue mucho mayor arribando en forma de remolino con orientación Norte-Sur. La altura máxima de inundación (run-up) medida fue de 2 m, con una distancia máxima de inundación de 97 m frente al muelle artesanal El Chaco.

En general, los daños ocasionados por el tsunami fueron por inundación de las viviendas ubicadas frente al mar y puestos artesanales del Chaco ubicados a 20 m de la línea de costa (dañando puertas, ventanas y objetos del interior) y en donde se midió marcas de agua a 70 cm de altura con respecto a su base. Frente a las viviendas se observo algas atrapadas en las palmeras a 80 cm de altura, botes varados y depósitos de hiervas (Fotos 11, 12 y 13). Por otro lado, el muelle denominado “Atracadero El Chaco”, fue levantado por las olas y dejada parte de su estructura flotando a una altura de 3.40 m (Fotos 14 y 15).

Paracas: Según testimonios del vigilante del Hotel Paracas, quien se acerco a la playa después de ocurrido el sismo, indica que la mar se retiró hasta una distancia aproximada de 100 m, lo que le permitió dar aviso a la gente del lugar. Después de 20 minutos de ocurrido el sismo arribaron a la costa una serie de tres olas que alcanzaron alturas máximas de inundación (run-up) de 3 metros y distancias máximas de 575 m. En otro punto ubicado en

el centro del balneario, la mar ingreso a mayor distancia alcanzando a la laguna de Paracas para aumentar su volumen normal del agua (Fotos 16 y 17)

En esta zona, los daños fueron por inundación e impacto de las olas en las viviendas cercanas a la playa destruyendo en algunos casos ventanas, puertas y depositando algas y arena en su interior (distancia promedio de 7 m en la parte central y 30 m en los extremos) del balneario, ver Fotos 18 y 19. A esta inundación contribuyó la configuración de la Bahía y la pendiente suave de la misma. En las viviendas, la altura de la marca del agua es de 1.50 m sobre la superficie (Fotos 20, 21 y 22).

Santo Domingo: En esta zona la distancia máxima de inundación fue de 350 m debido a la topografía suave del lugar y porque parte de la zona esta descampada, lo cual permitió que las olas se desplacen sin dificultad. En esta zona, se observaron palmeras arrastradas a decenas de metros de su posición original. Asimismo, en una de las viviendas ubicadas a 76 m de distancia desde la línea de costa se midió 85 cm de altura para la marca del agua (Foto 21).

Museo de Paracas: A la altura del museo de Paracas se observó que probablemente la mar tuvo un gran desplazamiento ya que alcanzó distancias máximas de inundación entre 700-870 m sin alcanzar el museo. A unos cientos de metros antes de llegar al museo (frente al cerro colorado), se observó que la mar sobrepasó la carretera que conduce a la Reserva Nacional de Paracas y puerto San Martín, en donde se midió una altura máxima de inundación de 6 m (Foto 23).

En esta zona, por ser desértica y deshabitada no hubo daños. Únicamente el mirador de aves de madera y base de concreto ubicada a unos cuantos metros de la playa fue socavado y parte de su estructura arrastrada por las olas a 48 y 54 m de su posición original en dirección Sur (Fotos 24 y 25).

Lagunillas: Según testimonios de los 3 sobrevivientes del lugar, después de 15 minutos de ocurrido el sismo de Pisco arribaron a sus costas una ola pequeña seguida de otra mucho mas grande produciendo gran ruido a su paso. La altura máxima de inundación fue de 6 m y hacia el extremo noreste de la caleta, lugar descampado y con topografía suave, la mar alcanzo una distancia máxima de inundación de 2000 m, lo cual generó cambios en la morfología de esta zona debido al flujo y reflujo del agua dando la sensación de hundimiento del terreno.

Los daños ocasionados en esta zona fueron por el impacto de las olas sobre las estructuras, que destruyeron los cuatro restaurantes turísticos existentes en la zona y de los cuales solo quedaron en pie sus columnas (Fotos 26 y 27). En este lugar se ha producido la muerte de tres personas por el impacto del tsunami (mujeres de 43, 56 y 86 años de edad). Asimismo, se ha observado la presencia de un lobo marino muerto a 150 m de la línea de costa y una bolichera varada a 1500 m de distancia.

Laguna grande: Según testimonios de los habitantes de la zona de Rancherío, después de 15 minutos de ocurrido el sismo dos olas arribaron a esta zona previo impacto en los acantilados. En la zona, la altura máxima de inundación (run-up) fue de 1 m, ingresando las olas por detrás de las 32 viviendas de adobe, quincha y esteras propiedad de los pescadores. En general, los daños en las viviendas fueron mínimos. El mayor impacto fue en la fauna marina ya que se observo en la playa cerca de una decena de lobos marinos muertos en grupos de dos y tres (Foto 28).

Por otro lado, en la zona denominada "El Muelle", la mar subió cerca de 10 cm por encima del muelle sin generar daño alguno en las viviendas ya que se encuentran en la parte alta a una distancia promedio de 45 m del muelle.

Daños causados por el tsunami

Los daños característicos causados por el tsunami fueron principalmente por inundación en viviendas y terrenos de cultivo ubicados cerca de la línea de costa desde Tambo de Mora hasta el Balneario de Paracas. En todo el tramo, la inundación promedio alcanzó una altura de 70 cm en el interior de las viviendas dejando malogrando todo tipo de objetos personales (colchones, ropas, artefactos, etc.). En la playa Lagunillas, los daños fueron por impacto e inundación quedando las cuatro viviendas existentes reducido a escombros, además de provocar la muerte de tres personas.

Otros tipos de daños en menor proporción fueron generados por socavamiento. Por ejemplo, la base del mirador de aves ubicada frente al museo de Paracas, fue socavada y parte de su estructura transportada a 54 metros de distancia. Asimismo, una parte de la estructura del muelle artesanal "El Chaco" fue removida quedando suspendida a 3.40 m de altura.

Por otro lado, el proceso de flujo del agua tuvo un papel importante en la producción de daños al transportar todo tipo de objetos a grandes distancias como los observados en San Andrés y el Chaco, donde los botes fueron impactados y en algunos casos destruidos frente a las viviendas ó en el caso de Lagunillas, donde estos fueron transportados a grandes distancias.

Conclusiones

De acuerdo a la información analizada y evaluada, el tsunami generado por el sismo de Pisco del 15 de Agosto del 2007, fue de carácter regional alcanzando las costas de Lima por el Norte y Arequipa por el Sur. Los mayores daños se concentraron en las costas de Chincha, Pisco y Paracas, siendo de consideración en este último.

Ocurrido el sismo, el tiempo que demoro el tsunami al arribar a las costas de Chincha y Pisco fue entre 20 - 25 minutos; mientras que hacia el Sur en la playa Lagunillas

y Laguna Grande (Sur de la península de Paracas), las olas arribaron después de 15 minutos de ocurrido el sismo.

La altura máxima de inundación (run-up) en Chincha, Pisco y Paracas fue entre 2 y 3 m, alcanzando niveles de inundación de 520 m en Tambo de Mora (Chincha), 711 m en Pisco, 122 m en San Andrés y 575 en el balneario de Paracas. Al Sur de la península de Paracas, en la playa Lagunillas, la altura máxima de inundación (run-up) fue 6 m con niveles de inundación de 2007 m, perpendicular a la línea de costa.

La heterogeneidad en el proceso de generación y desarrollo del tsunami se debe principalmente a la complejidad del proceso de ruptura del sismo del 15 de Agosto, el cual fue lento durante los primeros 65-70 segundos, para luego incrementar su velocidad hasta completar los 210 segundos que fue la duración total de este proceso. Este sismo habría tenido dos fuentes de ruptura, siendo mayor la energía liberada por la segunda (Tavera et al 2007), lo cual explicaría la diferencia observada en tiempos de arribo y alturas de inundación de las olas hacia las costas Norte y Sur de la zona de ruptura. Por otra parte, la configuración geométrica de la bahía de Paracas (forma de U) y la topografía suave de la zona, fueron factores importantes que permitieron un aumento en la altura de las olas y de la distancia de inundación de todas las zonas afectadas por el tsunami.

Bibliografía

Carbonel, S. L., Ruff, L. J. (1990). Peligro de Inundación en las costas de Lima y Ancash: Informe Técnico, Instituto Geofísico del Perú.

Carpio, J., Tavera, H. (2002). Estructura de un Catálogo de Tsunamis para el Perú basado en el Catálogo de Gusiakov (2002). Sociedad Geológica del Perú, V. 94, 45-59

Carpio, J., Zamudio, Y., Salas H. (2002). Características del tsunami asociado al terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 (Mw=8.2). Terremoto de la región Sur del Perú del 23 de Junio del 2001. CNDG , p 121-128.

Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath C. 1990. Assessment of the size of large and gread historical earthquakes of Perú. Bull. Seis. Soc Am. V. 80(3), p. 551-576.

De Mets, C., Gordon, R., Aarhus, A., y Stein, S. (1980). Geophysical Journal International,V101, 425-478.

Lockridge, P. A., 1985. Tsunami in Perú-Chile: World data Center A for Solid Earth Geophysics Report SE.39-97p.

Norabuena, E., Dixon, T., Stein S. y Harrison, C. (1999). Geophysical Research Letters, V26, 3405-3408.

Tavera, H., Bernal I., Salas, H. (2007). El Terremoto de Pisco del 15 de Agosto de 2007: Aspectos Sismológicos. Volumen especial sismo 15 de Agosto.

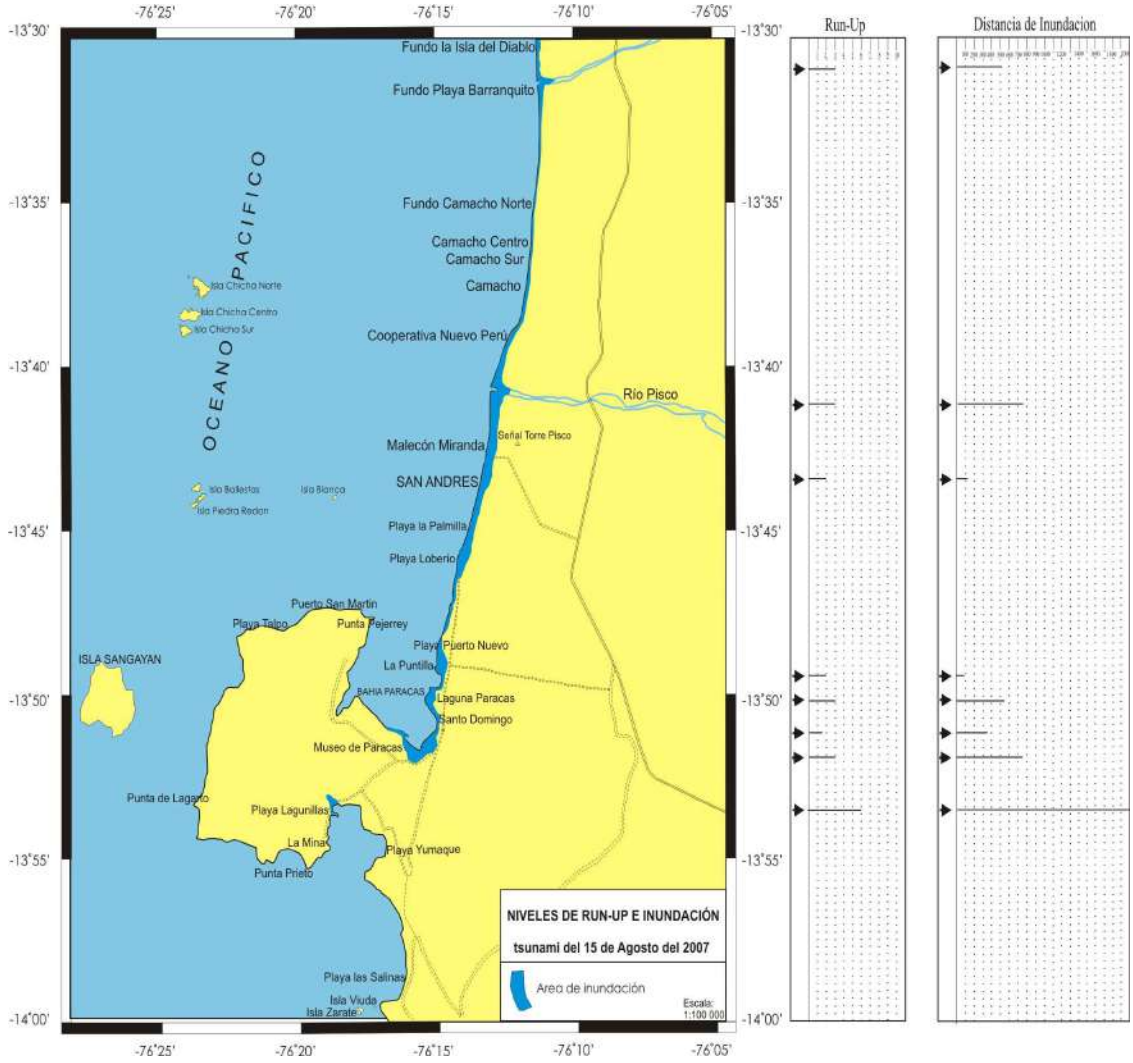

Figura 4: *Mapa de niveles de inundación y Run-up del tsunami del 15 de Agosto del 2007.*

Foto 1: *Malecón de Pisco, donde se observa la loza deportiva alcanzada por el tsunami.*

Foto 2: *Costado del muelle Fiscal, donde se observa el agua depositada por el tsunami.*

Foto 3: *Cooperativa Almirante Miguel Grau-última etapa, en donde se observa la basura depositada por el tsunami*

Foto 4: *Cooperativa Almirante Miguel Grau-Ultima etapa, en donde se observa la marca del agua en las viviendas.*

Foto 5: *Botes transportados e impactados frente a un restaurante turístico en San Andrés.*

Foto 6: *Algas atrapadas en la ventana de una vivienda ubicada en San Andrés.*

Foto 7: *Marca del agua y basura depositada por el tsunami en una vivienda de la villa militar en San Andrés.*

Foto 8: *Marca de la inundación generada por el tsunami en el interior de una vivienda de San Andrés.*

Foto 9: *Pista que conduce a la localidad de Parcas, donde se observa conchas y basura depositados por el tsunami.*

Foto 10: *Depósitos de arena en la loza deportiva y Pista de San Andrés.*

Foto 11: *Entrada a la playa El Chaco, donde se observa la marca del agua dejada en las pared.*

.

Foto 12: *Algas atrapadas en las palmeras ubicadas frente a las viviendas del El Chaco, donde además se observa botes que fueron transportados por el tsunami*

Foto 13: *Puestos artesanales frente al muelle El Chaco, donde se observa algas, yerbas y arena depositadas por el tsunami.*

Foto 14: *Muelle levantado por el tsunami a una altura de 3.40 m.*

Foto 15: *Erosión del suelo producto del flujo y reflujo, dejando expuestas las bases de las estructuras*

.

Foto 16: *Extremo oeste de la laguna Parcas, donde se observa la marca del agua que ingreso a la misma.*

Foto 17: *Extremo este de la laguna de Paracas, donde se observa el renvalse de la misma.*

Foto 18*: Efectos del tsunami, depósitos de algas y arena en el balneario de Paracas.*

Foto 19: *Efectos del tsunami en Paracas, donde las viviendas se encuentran muy cerca de la línea de costa.*

Foto 20: *Objeto arrastrado por agua, frente a un vivienda del balneario de Paracas.*

Foto 21: *Altura de la marca del agua en las viviendas de Paracas, ubicadas muy cerca del mar.*

Foto 22: *Balneario de Paracas, donde se observa las viviendas muy cerca del mar y algas atrapadas en las platas.*

Foto 23: *Pista que conduce a la Reserva Nacional de Paracas, en donde se observa el desplazamiento del agua, por encima de la misma.*

Foto 24: *Agua depositada por el tsunami cerca de la pista que conduce al puerto San Martín.*

Foto 25: *Mirador de aves de madera y base de concreto socavado y parte de su estructura arrastrada a 45 y 54 m.*

Foto 26: *Destrucción de restaurantes turísticos debido al impacto de las olas, en Lagunillas-Sur de la península de Paracas.*

Foto 27: *Área de inundación en Lagunillas-Sur de la península de Paracas.*

Foto 28: *Laguna Grande – Rancherío, donde se observa cuatro lobos marinos muertos a causa del tsunami.*