



UNIVERSIDAD  
DE LOS ANDES

Facultad de Ciencias  
Postgrado de Física Fundamental  
Laboratorio de Geofísica

# Análisis sismológico del sismo del 12 de septiembre de 2009, en la costa centro-occidental venezolana.

por

Sara M. Mata S.

Tutor: José E. Choy

Trabajo especial de grado presentado ante la Universidad de Los Andes para optar  
al título de Magíster Scientiae en Física Fundamental

Mayo, 2011

# Reconocimiento

## Agradecimientos

A Ingeominas, por facilitarnos los sismogramas de la Red Sismológica Nacional de Colombia.

Al Centro de Investigaciones en Gestión Integral de Riesgos (CIGIR) por el apoyo económico y su siempre amable atención. A pesar de los problemas suscitados, se mantuvieron de pie responsablemente.

Al equipo de trabajo del Laboratorio de Geofísica de la Universidad de Los Andes, quienes le abren las puertas al conocimiento, brindando apoyo académico y dando ánimo en momentos de flaqueza.

Al Prof. José Choy, quien respondió atento a las exigencias del estudio.

Especialmente a la Prof. Christl Palme, a quien va dedicado este trabajo, por su confianza y aire maternal.

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

Reconocimiento

## Resumen

En este trabajo se estudia el proceso de ruptura del sismo del 12 de Septiembre de 2009, de magnitud  $M_w$  6,3 ocurrido en la región centro-occidental de Venezuela, frente a la costa de Morón, cuyo epicentro tiene coordenadas latitud  $10,69^\circ N$  y longitud  $67,87^\circ O$  (Funvisis). A partir de los sismogramas de redes mundiales y locales se construyó el mecanismo focal que muestra un tipo de fallamiento rumbo-deslizante, y a partir del efecto de directividad se pudo definir como plano de falla un plano vertical de orientación este-oeste y un sentido de ruptura hacia el oeste desde el epicentro. Se estimó la profundidad focal en aprox. 12 km, usando la diferencia temporal de las llegadas de la onda P y su fase pP, en estaciones a distancias telesísmicas ( $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ). Se construyó la señal sintética, desde la ecuación del campo lejano de desplazamiento, de 10 estaciones banda ancha a distancias telesísmicas, que cubren acimutalmente el epicentro del sismo. Observamos variaciones en la profundidad focal que pueden ser explicadas con la irregularidad en la interfase agua-corteza en la región epicentral. El momento sísmico promedio, usando una fuente trapezoidal, se estima en  $3,47E+18$  Nm (6,29  $M_w$ ). Desde el tiempo de ruptura aparente se estimó el tiempo de ruptura de 3 seg de duración, la longitud de ruptura en 8,66 km y el ancho de ruptura de 7 km, lo cual implica un área de  $60,62$  km<sup>2</sup> de ruptura. Desde allí se hizo el cálculo de la caída de esfuerzo sísmico, que arroja un valor de 52,49 Bar. Este resultado se encuentra por encima del valor promedio de 30 Bar, pero dentro del intervalo entre 10 y 100 Bar, para sismos interplaca.

www.bdigital.ula.ve

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>7</b>
1.1. Justificación . . . . .	8
1.2. Objetivos . . . . .	9
1.2.1. General . . . . .	9
1.2.2. Específicos . . . . .	9
1.3. Metodología . . . . .	9
<b>2. Aspecto tectónico y Antecedente sísmico</b>	<b>11</b>
<b>3. Aspecto sismológico</b>	<b>15</b>
3.1. Geometría de la falla . . . . .	15
3.2. Geometría de la ruptura finita . . . . .	17
3.3. Patrón de radiación de las ondas de cuerpo . . . . .	19
3.4. Mecanismo Focal . . . . .	21
<b>4. Sismograma Sintético</b>	<b>25</b>
4.1. Contribución de la estructura de la Tierra . . . . .	26
4.2. Contribución de la fuente sísmica. . . . .	28
4.3. Contribución del instrumento . . . . .	28
4.4. Construcción de la señal sintética . . . . .	31
<b>5. Recursos computacionales</b>	<b>35</b>
5.1. Incidencia y Plotmeca . . . . .	35
5.2. Leer Iris Sac . . . . .	35
5.3. Marecusin . . . . .	36
<b>6. El sismo del 12 de Septiembre de 2009</b>	<b>37</b>
6.1. Análisis de los registros sismográficos . . . . .	40
6.1.1. Estimación de la profundidad focal . . . . .	41
6.1.2. Mecanismo Focal . . . . .	42
6.1.3. Directividad . . . . .	43
6.2. Modelado de los registros sismográficos . . . . .	46
6.2.1. Paquete de ondas P . . . . .	48

6.2.2. Paquete de ondas S . . . . .	55
<b>7. Análisis de resultados</b>	<b>59</b>
<b>8. Conclusiones</b>	<b>67</b>
<b>A. Tablas con resultados</b>	<b>69</b>
A.1. Diferencia de los tiempos de llegada de P, pP, y cálculo de h en estaciones entre 30° y 90° de distancia epicentral . . . . .	69
A.2. Acimut, Distancia y Polaridad de la onda P y la fase pP . . . . .	71
A.3. Duración aparente del pulso de la onda SH, en estaciones entre 30° y 90° de distancia epicentral . . . . .	74

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

Reconocimiento

# Capítulo 1

## Introducción

La sismología es la ciencia de las vibraciones mecánicas de la Tierra, utiliza como fuente de información los registros del movimiento del suelo, obtenidos sismográficamente. Esta ciencia tuvo un gran avance en la década de 1880, cuando se empezaron a registrar las primeras señales sísmicas. A mediados de los años 60 se establecieron redes de estaciones sismográficas analógicas de apertura global, distribuidas en toda la Tierra. Luego en los años 80, estos aparatos fueron sustituidos por registradores digitales. Desde entonces los avances tecnológicos han producido mejoras en la técnica de obtener registros sismográficos cada vez mejores, que puedan ser modelados matemáticamente, en base a principios físicos fundamentales. El gran logro de esta ciencia ha sido el de contribuir en modelos de la estructura de la Tierra, y en el mejor entendimiento de la dinámica de los procesos tectónicos.

El 12 de septiembre de 2009 ocurrió un sismo en la costa occidental de Venezuela, a las 3:36 pm (hora local), de magnitud Mw 6,3, a 51 km al este de Tucacas y a 46 km al noreste de Morón. Fue sentido fuertemente en la región norte central del país. Los asentamientos que mas daños sufrieron fueron Tucacas y Morón.

En la zona donde ocurrió el sismo confluyen varios sistemas de fallas importantes: San Sebastián, Oca-Ancón y Boconó. Estas fallas corresponden a la zona de interacción entre las placas de Caribe y Suramérica, donde la placa del Caribe se desplaza a una tasa de 20 mm/año respecto a la placa de Suramérica en dirección este (*Weber et al, 2001, Pérez et al, 2001, Trenkamp et al, 2002*). Como consecuencia de esta interacción, las fallas de Oca-Ancón y San Sebastián presentan un tipo de fallamiento rumbo deslizante dextral.

La localización del sismo se representa con el cuadrado amarillo en la figura 1.1.

A partir de los registros sismográficos se puede extraer información de la fuente sísmica, permitiendo estimar parámetros como la orientación del plano de falla, a través del Mecanismo Focal; la profundidad focal, a través de la diferencia tempo-



Figura 1.1: Localización del sismo del 12 de septiembre de 2009. Imagen tomada del USGS con modificaciones del autor de este trabajo.

ral entre las fases P, pP y sP; la dirección de la ruptura, a través de la observación del efecto de directividad, distinguible en el ancho del pulso de las ondas P y S en función del acimut; la duración y longitud de la ruptura, Momento sísmico, a través del modelado de las ondas de cuerpo P, SV y SH y la complejidad de la ruptura, a través de la observación de otras posibles fuentes.

Todos estos parámetros hacen posible la caracterización de un evento sísmico, asociado a un proceso de ruptura que responde a la dinámica de una región y serán desarrollados a lo largo de este trabajo.

## 1.1. Justificación

El sismo está ubicado en una área donde confluyen tres grandes sistemas de fallas. Esto implica que la región bajo estudio es tectónicamente compleja y representa un alto potencial de amenaza sísmica. Con el estudio de la fuente de este sismo se pretende dar un aporte al entendimiento de la tectónica de la región.

## 1.2. Objetivos

### 1.2.1. General

Caracterizar el proceso de ruptura del sismo del 12 de septiembre de 2009, lo cual será de utilidad para contribuir al conocimiento de la tectónica y de la amenaza sísmica de la zona nor-central de Venezuela.

### 1.2.2. Específicos

- Estimar la profundidad focal a través de la diferencia de los tiempos de llegada entre las fases P y pP.
- Construir el Mecanismo focal del sismo, a partir de las polaridades de la onda P y la fase pP.
- Determinar la longitud, dirección y sentido de la ruptura, en base al estudio del efecto de directividad.
- Estimar la magnitud del momento sísmico, a partir del ajuste en la amplitud de la señal sintética con la señal real.
- Corroborar los parámetros sismológicos descritos en los puntos anteriores, a través del modelado de las ondas de cuerpo; P, SV, SH.

## 1.3. Metodología

Se recolectaron los sismogramas de redes locales y globales del sismo del 12 de Septiembre de 2009. Se realizó la respectiva búsqueda de los parámetros de fuente (localización y mecanismo focal) en los catálogos de las agencias sismológicas nacionales e internacionales, tales como *Funvisis*, *USGS* y el *ISC*.

Una vez obtenidos los sismogramas y la información sismológica que sirve de antecedente, se prosiguió a desarrollar la investigación que se dividió en dos fases. La primera fase corresponde al análisis de las señales sismográficas digitales que se obtuvieron al inicio siguiendo así la siguiente metodología:

- Se seleccionaron las llegadas de las fases P y pP, en las estaciones entre 30° y 90° de distancia epicentral a lo largo del acimut. A través de su diferencia temporal, con conocimiento de la velocidad de propagación de la onda P en el foco y del ángulo de incidencia, se estimó la profundidad focal.
- Se observaron en los sismogramas de cada estación, las polaridades de las fases de la P y la pP, teniendo respaldo de la respuesta del instrumento para así prever que la polaridad no esté invertida.

- Se calcularon el acimut y el ángulo de incidencia para cada estación, para así construir el Mecanismo Focal.
- Para observar el efecto de directividad se midió la duración de los pulsos de las ondas P y S, en estaciones entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  de distancia epicentral en función del acimut.

Luego, en la segunda fase se refinaron los parámetros de fuente estimados en el análisis sismológico antes descrito, a través del modelado de las ondas de cuerpo; P, SV y SH, en las señales de algunas estaciones sismográficas a considerar entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  de distancia epicentral. Para el modelado de la señal sintética, se realiza el cálculo numérico del modelo del campo lejano de desplazamiento, que da solución a la ecuación de movimiento en un sistema elastodinámico.

Por ensayo y error se llegó a la solución, que mejor satisfizo la forma de onda de un conjunto de estaciones, que varían en función del acimut y de la distancia epicentral. Se modeló el paquete de la onda P (P, pP, sP, PwP, SwP), en estaciones donde el lóbulo del patrón de radiación se hace máximo; esto es para estaciones en acimut  $(2n - 1)\pi/4$ . El mismo criterio se utilizó para el paquete de la onda S (S, sS), donde el lóbulo del patrón de radiación se hace máximo en estaciones de acimut  $2n\pi/4$ . Estos máximos del patrón de radiación corresponden a un mecanismo focal rumbo deslizante, que como veremos mas adelante, es el tipo de mecanismo obtenido en este trabajo. Los parámetros que varían en el modelo del campo lejano en desplazamiento son:

- Modelo de velocidad de las ondas de cuerpo en la corteza.
- Profundidad focal.
- Momento sísmico.
- Plano de falla (rumbo, buzamiento y deslizamiento).
- Tiempo de ruptura.

## Capítulo 2

# Aspecto tectónico y Antecedente sísmico

El norte de Venezuela se encuentra en la zona de interacción entre las placas del Caribe y Suramérica. El movimiento relativo de la placa del Caribe respecto a la placa de Suramérica, es en esencia responsable de los sistemas de fallas del norte del país, desde Colombia hasta Trinidad (*Audemard et al, 2004*), generando tipos de fallas rumbo deslizante dextral; sistemas Oca, San Sebastián y El Pilar, y fallamientos menores de diversos tipos hacia la costa oriental falconiana.

La placa del Caribe realiza un movimiento hacia el este respecto a la placa de Suramérica, en una dirección de  $84^\circ$  NE y a una tasa de desplazamiento de 20 mm/año, según mediciones hechas con GPS en el centro norte y este del país (*Weber et al, 2001, Pérez et al, 2001, Trenkamp et al, 2002*). Este desplazamiento explica los sistemas de fallas principales en la zona norte de Venezuela y la alta actividad sísmica al este del país. Hacia la región central la sismicidad disminuye. Esto quizás este relacionado con la disminución de la tasa de desplazamiento encontrada para esta región.

Históricamente en la región costera occidental de Venezuela no se conoce un sismo de gran magnitud y los registros instrumentales presentan escasa actividad desde 1910 hasta el 2002, para eventos de magnitud mayor que 3.5 Mb (*Audemard, 2002*). En la figura 2.1 se muestra la sismicidad desde 1900 hasta el 2008 (epicentros tomados de la base de datos del International Seismological Center, ISC).

Los sismos más importantes que ocurrieron en la cercanía de la zona bajo estudio fueron el terremoto del 26 de marzo de 1812, con sus dos focos, uno al suroeste, cerca de San Felipe, en la falla de Boconó, y otro al este, frente a Caracas en el mar Caribe, en la falla de San Sebastián, ambos de magnitud mayor o igual que 7. En tiempos más recientes; el 29 de julio de 1967, un sismo de 6.7 Mw frente a Caracas, este ha sido uno de los primeros sismos estudiados con métodos modernos de inversión de sismogramas, descubriendo una ruptura compleja, de 60 seg de duración,

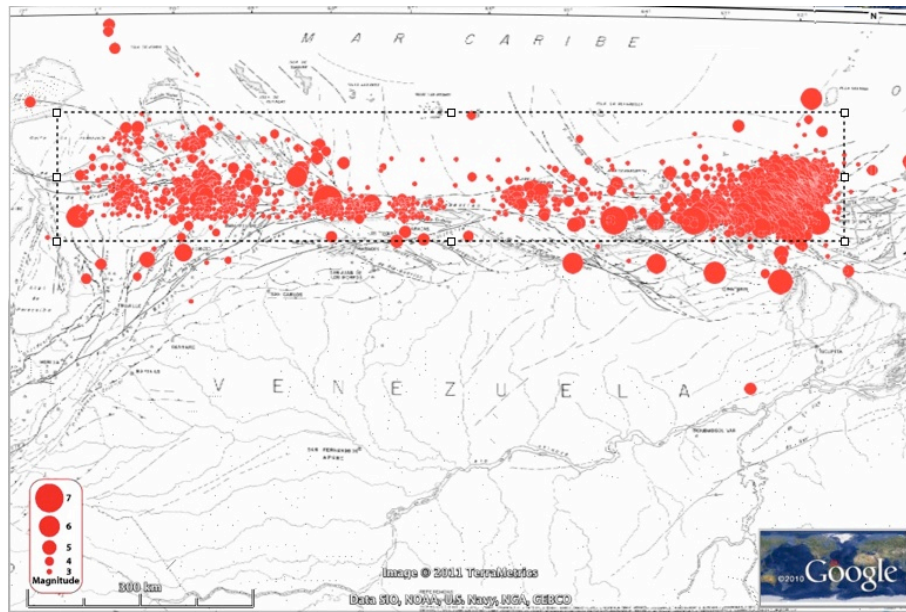


Figura 2.1: Sismicidad de la zona norte de Venezuela, desde 1900-2008 en el rectángulo de búsqueda  $[71,0;62,0]^{\circ}\text{O}$  y  $[10,2;11,2]^{\circ}\text{N}$ . Datos tomados del ISC y proyectados en el mapa Neotectónico de Venezuela. Funvisis, 1993

con cuatro sub-eventos (Suárez y Nábelek, 1990). Luego el 30 de abril de 1989 en la costa este de Falcón, ocurrió cerca de Boca del Tocuyo, un sismo de magnitud  $M_w$  6.2 que generó numerosas réplicas, inclusive una de mediana magnitud,  $M_w$  5.8. El proceso de ruptura de este sismo y de su réplica más importante también ha sido estudiado por métodos de inversión, el autor propone una ruptura compleja, de 30 seg de duración, con tres sub-eventos el sismo principal, y dos sub-eventos la réplica más grande (Malavé y Suárez, 2007). El sismo de 1967 (1) y de 1989 con su réplica más grande (2 y 3), se muestran en la figura 2.2, mostrando el respectivo mecanismo focal.

En el año 2009, ocurrieron centenares de eventos sísmicos de baja magnitud (figura arriba en 2.3), la mayoría de estos sismos ocurrieron durante los meses de Abril y Septiembre. En el mes de Abril (figura abajo a la izquierda en 2.3), el sismo de mayor magnitud ocurrió el día 06 de abril de 2009 a las 04:51:38.10 GMT, de magnitud 4.4  $M_w$  (Funvisis). Y en el mes de Septiembre (figura abajo en el centro en 2.3), el sismo de mayor magnitud, ocurrió el día 12 de septiembre de 2009, de magnitud de 6.2  $M_w$ . Este último es el objeto de nuestro estudio. La figura de abajo a la derecha en 2.3 muestra el sismo del 12 de septiembre de 2009 y sus réplicas del primer día.

A principios del 2000, Funvisis en colaboración de varias instituciones, llevó a cabo el proyecto Geodinos, que consistió en modelar la estructura de la corteza en el borde de las placas del Caribe y la de Suramérica, a partir de técnicas sísmica

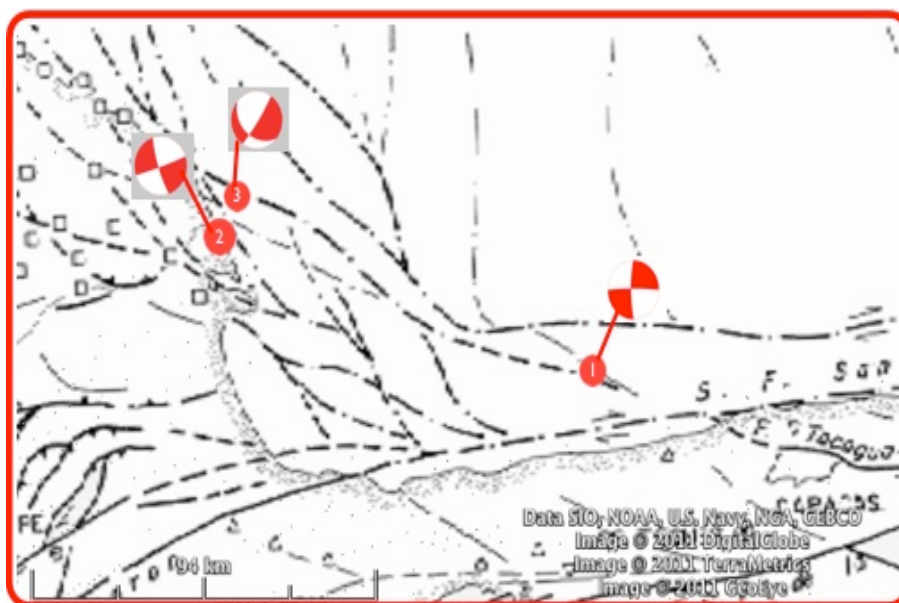


Figura 2.2: Sismos estudiados por inversión de sismogramas, que ocurrieron en la cercanía de la zona bajo estudio.

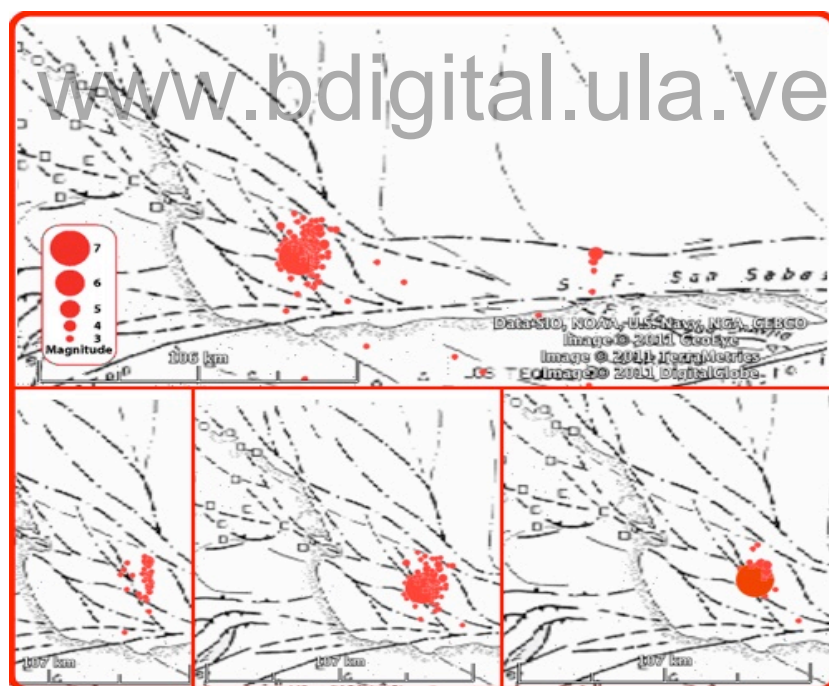


Figura 2.3: Arriba: Sismicidad de la zona en el año 2009. Abajo a la izquierda: Sismicidad de abril, 2009. Abajo en el centro: Sismicidad de septiembre, 2009. Abajo a la derecha: El sismo del 12/09/2009 y sus réplicas del primer día. Localizaciones tomadas del ISC, sobre el mapa de fallas activas de Funvoisis

de reflexión y refracción (Schmitz *et al*, 2007). Los perfiles se extendieron en todo el norte el país (figura 2.4). Una de estas líneas, se extendió desde una estación en el mar, BOL13, hasta la estación TURV, a lo largo de la longitud 67°O, en la parte central de Venezuela (línea d en la figura 2.4). El Modelo de Velocidad (figura 2.5) propuesto por el autor fue empleado para la construcción del Mecanismo Focal y en el modelado de las señales del sismo bajo estudio.

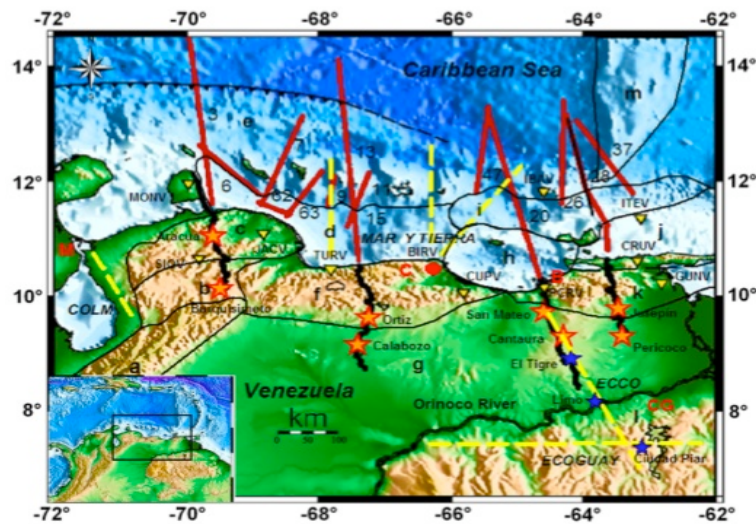


Figura 2.4: Perfiles extendidos en el proyecto de Geodinos, a lo largo de la costa venezolana.

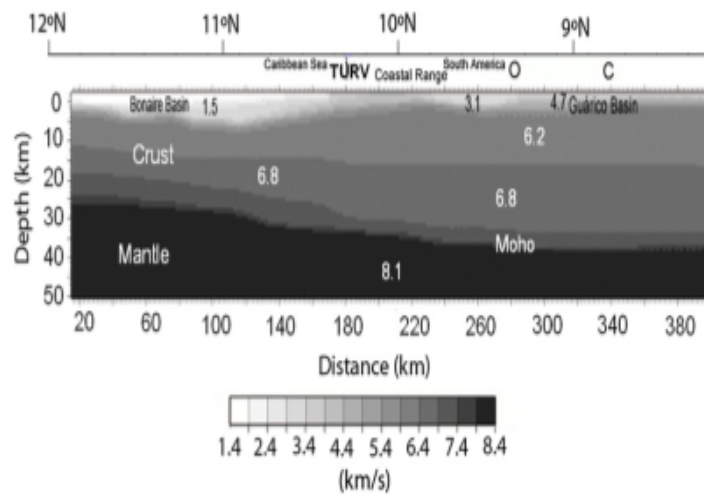


Figura 2.5: Modelo de Velocidades, en la longitud 67°O, propuesto por Schmitz *et al*, 2007.

# Capítulo 3

## Aspecto sismológico

Las ondas sísmicas pueden ser generadas a partir de la ruptura en la roca, ocasionada por esfuerzos tectónicos. Estas ondas se propagan por la Tierra, luego son percibidas por sismómetros y sismógrafos. Los registros del movimiento del suelo son llamados sismogramas, los cuales contienen información sobre la fuente sísmica que la genera y del medio por el cual se propaga. La onda sísmica provee información de la ubicación espacial y temporal y la naturaleza de la fuente, así como de las características del medio.

Desde que se dió inicio a la sismología instrumental, se han venido desarrollando metodologías, basadas en formulaciones físicas, que relacionan distintos aspectos de la información extraíble de una señal sismográfica. Esto ha permitido la caracterización de numerosas fuentes sísmicas que conllevan al desarrollo del entendimiento de algunos fenómenos de la litósfera de la Tierra. Varias de estas formulaciones están relatadas en las siguientes secciones de este capítulo.

### 3.1. Geometría de la falla

Para describir la geometría de la falla, supongamos que la falla es una superficie plana donde ocurre movimiento relativo a la hora de un sismo. Esta es descrita en términos de la orientación del plano de falla y de la dirección del deslizamiento a lo largo del plano.

En la figura 3.1 el plano de falla está caracterizado por  $\hat{n}$ , el vector normal, y la dirección del movimiento está dado por  $\hat{d}$ , el vector deslizamiento en el plano de falla.  $\hat{d}$  indica hacia donde se mueve el bloque superior con respecto al bloque inferior. Dado que el vector deslizamiento  $\hat{d}$  está en el plano de falla,  $\hat{d}$  es perpendicular a  $\hat{n}$ .

En coordenadas cartesianas, la convención (*Aki y Richard, 2002*) que se sigue para

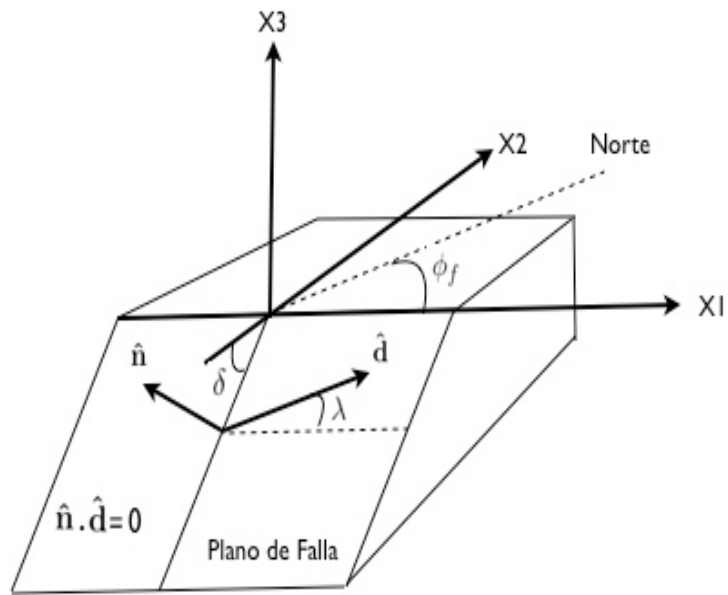


Figura 3.1: Plano de falla utilizado para el estudio de la geometría de la falla. Fuente: *Stein y Wissession, 2003*. [13]

describir el plano de falla es la siguiente: se toma el eje  $x_1$  a lo largo de la intersección de la falla con la superficie de la Tierra, el eje  $x_3$  paralelo al vector normal de la superficie de la Tierra y el eje  $x_2$  ortogonal a  $x_1$  y a  $x_3$ . Se define el buzamiento  $\delta$  como el ángulo entre el plano de falla y la superficie libre. Dado que el eje  $x_2$  puede estar definido en dos direcciones, se escoge una tal que  $\delta$  medido con respecto a  $-x_2$ , resulte un ángulo menor de  $90^\circ$ . Se define el deslizamiento  $\lambda$ , como el ángulo medido en el sentido opuesto de las agujas del reloj, desde un eje paralelo a  $x_1$  sobre el plano de falla. Este describe el movimiento del bloque superior con respecto al bloque inferior. La orientación de este sistema se puede escribir en función del norte geográfico, definiendo el rumbo  $\phi_f$ , como el ángulo en el plano de la superficie de la Tierra, medido en el sentido de las agujas del reloj, desde el norte geográfico hasta el eje  $x_1$ .

La dirección del desplazamiento varía de modo que el ángulo de desplazamiento  $\lambda$  tiene un rango de  $-180^\circ$  a  $180^\circ$ . Cuando los dos bloques se deslizan horizontalmente uno con respecto al otro, ocurre un movimiento rumbo deslizante puro, del que comprenden dos tipos; cuando  $\lambda = 180^\circ$ , dextral, y cuando  $\lambda = 0^\circ$ , sinistral (figura 3.2a). El otro tipo de movimiento que describe la geometría de la falla es el dip-slip, para cuando  $\lambda = 90^\circ$  el bloque superior se desliza hacia arriba, el fallamiento es in-

verso (figura 3.2b), mientras que cuando  $\lambda = -90^\circ$  ocurre que el bloque superior se desliza hacia abajo, en este caso, el fallamiento es normal (figura 3.2c). La mayoría de los sismos consisten en una combinación de estos tipos de movimiento, donde el valor de  $\lambda$  varía entre los anteriores (figura 3.2d).

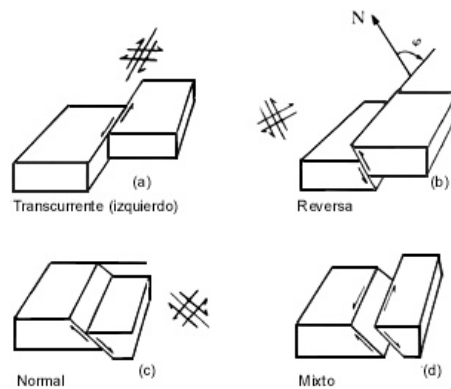


Figura 3.2: Ejemplo de los diferentes tipos de falla.

Una ruptura puede ocurrir en largo tiempo y consistir de muchos sub eventos en diferentes partes de la falla y con diferentes orientaciones. Estos pueden tratarse como una superposición de eventos simples, modelando así un conjunto de rupturas.

## 3.2. Geometría de la ruptura finita

Considérese un caso (figura 3.3), en el cual la ruptura en cada punto de una falla rectangular genera un impulso. La radiación total es no impulsiva porque una falla finita no se rompe en todos los lados al mismo tiempo, por lo que las ondas generadas por el primer punto de ruptura llegarían antes que las de los otros puntos. Asíumase que la ruptura se propaga a la velocidad de ruptura  $V_R$ <sup>1</sup>, a lo largo de la falla de longitud  $L$ .

Un receptor a una distancia  $r_0$  y a un acimut  $\theta$  desde el primer punto de ruptura capta la señal, de ángulo de incidencia  $i$  desde el foco. La primera llegada es en el tiempo  $r_0/\alpha$ , siendo  $\alpha$  la velocidad de la onda P (en el caso de la llegada de una onda S, el tiempo sería  $r_0/\beta$ ). La ruptura del final de la falla es en el tiempo  $L/V_R$  despues, entonces la llegada de la onda sería en el tiempo  $L/V_R + r/v$ , siendo  $v$ ;  $\alpha$  o  $\beta$ , según el tipo de onda.  $r$  es la distancia del final de la ruptura al receptor.

<sup>1</sup>  $V_R$  típicamente es asumido entre 0,7 - 0,8 veces la velocidad de la onda S,  $\beta$ .  $v/V_R$  es alrededor de 1,2 para la onda S y 2,2 para la onda P.

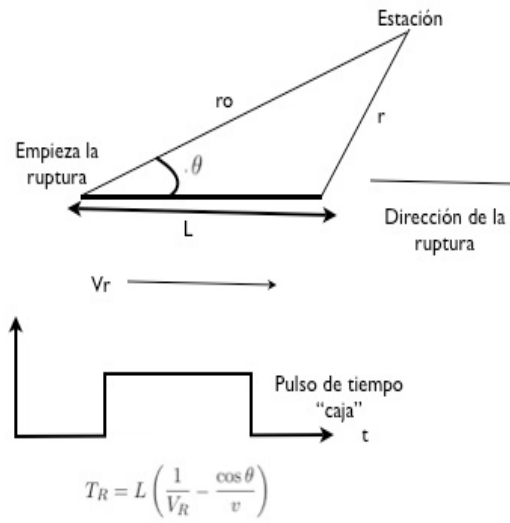


Figura 3.3: falla de longitud  $L$ , la duración de la función temporal de la fuente varía en función del acimut, dependiendo de la velocidad de la ruptura  $V_r$  y de la velocidad de propagación de la onda  $v$ . Fuente: Stein y Wysession, 2003

Según la ley de los cosenos:

$$r^2 = r_0^2 + L^2 - 2r_0L \cos \theta, \quad (3.1)$$

para  $r \gg L$

$$r \approx r_0 - L \cos \theta, \quad (3.2)$$

por lo que, el tiempo de un pulso generado por una falla de longitud  $L$ , es una caja de duración

$$T_R = L \left( \frac{1}{V_R} - \frac{\cos \theta}{v} \right) = \frac{L}{v} \left( \frac{v}{V_R} - \cos \theta \right), \quad (3.3)$$

conocido como tiempo de ruptura aparente .

Este es el caso simplificado, donde no se considera el ángulo de incidencia. El tiempo de ruptura aparente que añade este término, depende de seno del ángulo de incidencia, de esta forma;

$$T_R = L \left( \frac{1}{V_R} - \frac{\cos \theta \sin i}{v} \right) = \frac{L}{v} \left( \frac{v}{V_R} - \cos \theta \sin i \right), \quad (3.4)$$

Esta última ecuación es la considerada en la construcción de la señal sintética, presentada mas adelante.

Los pulsos radiados desde la fuente varían en el tiempo de duración aparente como una función del acimut desde la dirección de la ruptura, debido a que la ruptura es finita. La máxima duración ocurre para  $180^\circ$  desde la dirección de la ruptura, y la mínima ocurre en la dirección de la ruptura. Este efecto, llamado directividad en algunos casos es útil para identificar el plano de falla, pues no está asociado al plano auxiliar.

### 3.3. Patrón de radiación de las ondas de cuerpo.

El patrón de radiación de las ondas P y S, puede ser obtenido a partir de la teoría de la fuente sísmica que dice que este puede ser generado por un par de fuerzas emparejadas en cuplas <sup>2</sup>.

Si una cupla está orientada en la dirección del desplazamiento en el plano de falla, la otra cupla podría estar orientada en la correspondiente dirección en el plano auxiliar. Así, el patrón de radiación puede ser descrito por el campo de desplazamiento debido a una doble cupla de fuerzas (figura 3.4) mas una componente isotrópica escritas tensorialmente, con un tensor que se conoce como tensor de momento sísmico.

Se considera el caso de un sistema de fuerzas que varia en el tiempo, aplicada a un material elásticamente homogéneo. Se resuelve el problema de un sistema de fuerzas de doble cupla. La ecuación de elasticidad no homogénea sería,

$$\mathbf{F}(\mathbf{r}, t) + (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} = \rho \ddot{\mathbf{u}}, \quad (3.5)$$

se tiene una fuerza de cuerpo  $\mathbf{F}(\mathbf{r}, t)$  que depende en el tiempo de la forma:

$$\mathbf{F}(\mathbf{r}, t) = F(t) \delta(\mathbf{r}) \hat{\mathbf{r}}, \quad (3.6)$$

donde  $F(t)$  es la historia de la fuerza aplicada. Por lo general, la historia de la fuerza puede ser considerada como una función delta de Dirac,  $\delta(t)$ , como una función escalón,  $H(t)$ , o como una función rampa,  $R(t)$ .

Para encontrar la solución de la ecuación de movimiento para un sistema de fuerzas complejo como la del par de cuplas, se resuelve primero el campo de desplazamiento debido a una fuerza puntual, y entonces se usa la linealidad de las soluciones elásticas para superponer la solución para varias fuerzas que producen

<sup>2</sup>Una cupla es un par de fuerzas colineales.

un campo de desplazamiento de un sistema de fuerzas como la cupla.

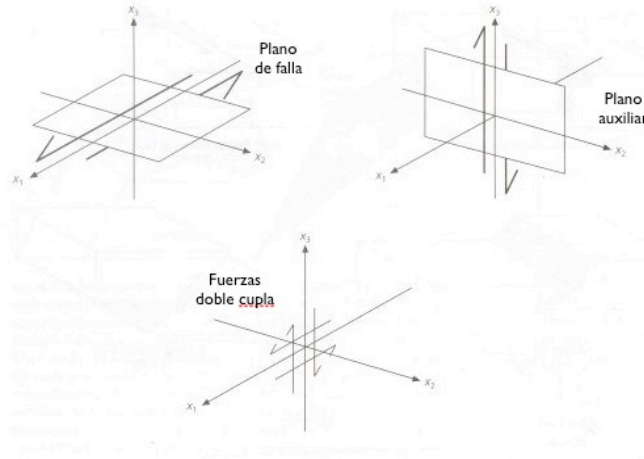


Figura 3.4: Una falla orientada en un sistema coordenado para describir el patrón de radiación de un sismo. Las fuerzas de cuerpo equivalentes en la falla son una doble cupla actuando en un nudo de ejes. Fuente: Stein y Wissession, 2003.[13]

La teoría de la fuente sísmica muestra que, lejos de la fuente, el campo de desplazamiento en su componente radial (contribución de la onda P), y sus componentes transversales (contribución de la onda S) se escribe en coordenadas esféricas, como:

$$\begin{aligned}
 u_r(\mathbf{x}, t) &= \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M}(t - r/\alpha) \sin 2\theta \cos \phi, \\
 u_\theta(\mathbf{x}, t) &= \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}(t - r/\beta) \cos 2\theta \cos \phi, \\
 u_\phi(\mathbf{x}, t) &= \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}(t - r/\beta) (-\cos \theta \sin \phi).
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

Estas expresiones tienen varias partes, el primer término de cada componente es la amplitud, que decae en  $r^{-1}$ . Note que el campo de desplazamiento radial decae más rápidamente que los campos de desplazamiento transversal, debido a que  $\alpha > \beta$ . El segundo término refleja el pulso de radiación a partir de la fuente, el cual se propaga a una velocidad  $\alpha$  en el caso de la onda P, y velocidad  $\beta$  en la onda S, y llegan a una distancia  $r$  en el tiempo  $t - r/\alpha$  o  $t - r/\beta$ , según sea la onda.  $\dot{M}(t)$  es llamada la función rata del momento sísmico, o también llamada la función temporal de la fuente, en todo caso, es la derivada en el tiempo del momento sísmico.

El momento sísmico es una medida de la energía liberada en un sismo, su expresión estática es,

$$M_0 = \mu \bar{D} A, \quad (3.8)$$

donde  $\bar{D}$  es la media del deslizamiento de una falla de área  $A$ . Por lo general, se usa el momento sísmico como un factor de escala, quedando

$$\dot{M}(t) = M_0 x(t), \quad (3.9)$$

donde  $x(t)$  es la función temporal de la fuente.

Los últimos términos en el sistema 3.8 se refieren a la expresión del campo de desplazamiento en coordenadas esféricas. El patrón de radiación de la onda P, es proporcional a  $\sin 2\theta \cos \phi$ , forma cuatro lóbulos, los cuales dos son positivos o compresionales y los otros dos son negativos, o dilatacionales. El campo de desplazamiento es cero para cuando,  $\theta$  o  $\phi$  sean  $n\pi$ . Estas zonas son el plano de falla y el plano auxiliar, que son planos nodales y separan los cuadrantes de compresión y de dilatación. La máxima amplitud está entre estos planos. El campo de desplazamiento de la onda S es perpendicular a los planos nodales de la onda P (figura 3.5).

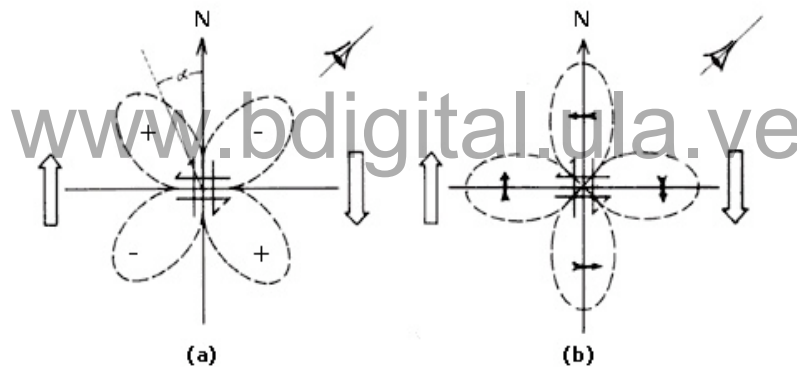


Figura 3.5: Patrón de radiación lejos de la fuente en el plano  $x_1x_3$ . La componente radial (izquierda) y la componente tangencial (derecha) del desplazamiento, para una doble cupla en el plano  $x_1x_3$ . Fuente: Lay y Wallace, 1995.

El campo converge hacia la zona de P (eje de máximo esfuerzo compresivo) en el centro del cuadrante compresional, y diverge de la zona de T (eje de mínimo esfuerzo compresivo) en el centro del cuadrante dilatacional.

### 3.4. Mecanismo Focal

Las señales registradas por sismómetros distribuidos a diferentes distancias y acimuts son usados para estudiar, entre otras, la geometría de la falla asociada al evento sísmico. La geometría de la falla puede ser esquematizada con diagramas

llamados Mecanismos Focales. Esta representación usa el hecho de que el patrón de radiación de las ondas sísmicas depende de la geometría de la falla y utiliza como información la polaridad del primer movimiento de las ondas de cuerpo.

Basicamente, la idea es que la polaridad (dirección) de la primera llegada de la onda P difiere para estaciones que varían en el acimuts desde una fuente sísmica. El primer movimiento puede ser de compresión, para estaciones ubicadas donde el sentido del movimiento del suelo es hacia la estación, o de dilatación donde el sentido del movimiento del suelo es opuesta a la estación. Entonces, cuando la componente vertical de un sismómetro calibrado registra la primera llegada de una onda P hacia arriba o hacia abajo, esto significa que el primer movimiento es de compresión o dilatación, respectivamente.

Las primeras llegadas representan cuatro cuadrantes en el Mecanismo Focal; dos dilatacionales y dos compresionales. Estos cuadrantes son separados por dos planos perpendiculares, de los cuales uno de ellos es el plano de falla y el plano perpendicular a este es auxiliar. Estos planos son nodales, esto significa que las primeras llegadas son pequeñas o nulas.

Solo con información de las polaridades de las primeras llegadas, no se puede distinguir el plano de falla. Sin embargo, información extra como la disposición espacial de las réplicas, el efecto de directividad o argumentos geológicos, podría hacer distinguir el plano de falla en el mecanismo focal.

El mecanismo focal, indica el tipo de ruptura, y esta a su vez determina la geometría de la falla asociada. (Figura 3.6).

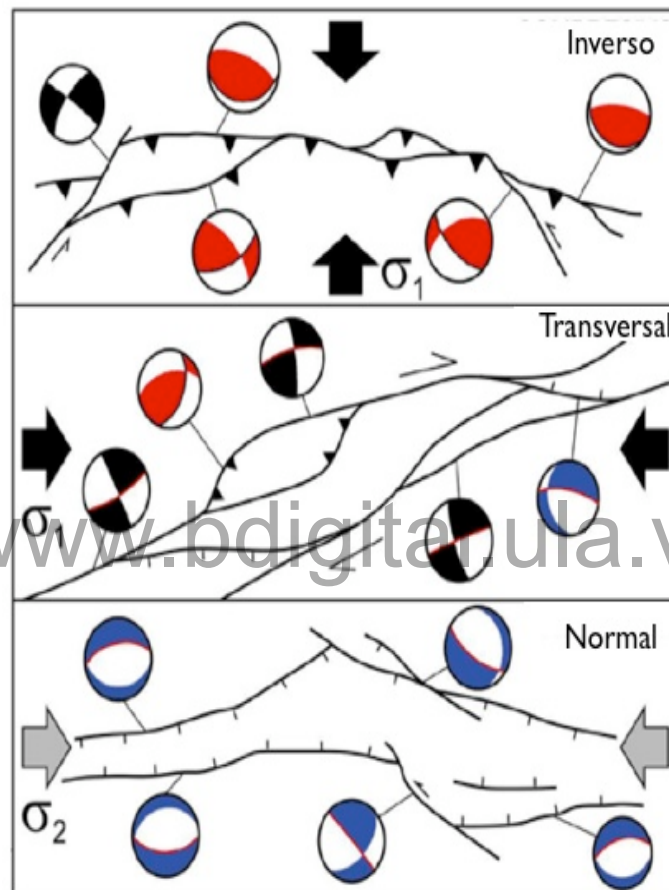


Figura 3.6: Relación entre mecanismos focales y tipos de fallamiento, puro y oblicuo. Fuente: *Reduca, 2010* [12]

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

Reconocimiento

# Capítulo 4

## Sismograma Sintético

Los sismogramas sintéticos o teóricos son formas de onda calculadas a partir de un modelo de parámetros, que se adaptan con la menor dispersión al sismograma.

Para generar una forma de onda sintética, se considera que lo que se registra en un sismograma es la contribución de varios factores: la fuente sísmica  $x(t)$ , la característica del medio  $e(t)$  y  $q(t)$ , por el cual se propaga, y el aparato de registro o sismómetro  $i(t)$ . Cada factor se puede escribir como un operador, cuyo efecto depende de la frecuencia de la onda sísmica. Por lo tanto, se escribe el sismograma  $u(t)$  en términos de la transformada de Fourier  $U(\omega)$ , que es la contribución de diferentes frecuencias  $\omega$ ,

$$u(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} U(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (4.1)$$

Entonces, digamos que un sismograma se describe con la contribución de varios factores, o como la convolución <sup>1</sup> de series en el tiempo. Por lo tanto,

$$u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t), \quad (4.2)$$

donde  $x(t)$  es la función temporal de la fuente,  $e(t)$  y  $q(t)$  representan los efectos de la estructura de la Tierra,  $i(t)$  describe la respuesta instrumental del sismómetro. En estos términos, el sismograma escrito en el dominio de las frecuencias se puede escribir, según su transformada de Fourier, como

$$U(\omega) = X(\omega)E(\omega)Q(\omega)I(\omega). \quad (4.3)$$

Cada factor puede ser descrito en el dominio del tiempo o en el sentido de la frecuencia, la ley de correspondencia viene dada por la transformada de Fourier.

---

<sup>1</sup>Definida como  $h(t) = \int_{\mathbb{R}^n} d^n y f(t - \tau) g(\tau) = \int_{\mathbb{R}^n} d^n y f(\tau) g(t - \tau)$  y se denota  $f * g = g * f$ . La convolución en el dominio del tiempo es el equivalente del producto en el dominio de las frecuencias.

## 4.1. Contribución de la estructura de la Tierra

El efecto de la estructura de la Tierra puede ser separado en dos factores,  $e(t)$  y  $q(t)$ . El primero da el efecto de los fenómenos elásticos de la onda sísmica. Mientras que el segundo describe la atenuación inelástica, donde parte de la energía mecánica es perdida en calor. La atenuación es ilustrada como el decaimiento en el tiempo de un oscilador armónico amortiguado con frecuencias  $\omega$ ,

$$q(t) = A_0 e^{-\omega t/2Q} = A_0 e^{-\omega/2t^*}. \quad (4.4)$$

El factor de calidad  $Q$  caracteriza la atenuación inelástica y  $t^*$  relaciona el tiempo de viaje  $t$  con el factor de calidad  $Q$ . Para  $Q$  pequeño, el decaimiento es brusco, y por tanto la atenuación es alta. Este es el caso del manto superior. En general, la cantidad  $t^*$  es el tiempo de viaje total dividido entre el valor promedio de  $Q$  en toda la trayectoria. Observacionalmente se ha encontrado que el valor de  $t^*$  es aproximadamente constante para onda de cuerpo de periodo mayor de 1 seg, en el rango de distancia epicentral  $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ , para la onda P,  $t^*$  varía entre 0,75 - 1 seg, y para la onda S,  $t^*$  varía entre 3 - 4 seg. Dado que  $t^*$  para S es cuatro veces mayor que para P, las ondas S atenúan mas rápidamente con la distancia.

El operador de la estructura elástica  $e(t)$  representa el efecto de la reflexión y la refracción a lo largo de la trayectoria del rayo. Cerca de la superficie de la Tierra estos efectos se producen por el cambio en las propiedades físicas del medio.

Para sismos profundos, las ondas reflejadas y refractadas en las distintas capas de la Tierra, llegan mucho despues de la P directa, por lo que la descripción de la P directa puede hacerse sin la contribución de estas. Para distancias entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  desde la fuente, los efectos de triplicación<sup>2</sup> pueden ser ignorados. Por lo tanto, el operador estructura elástica puede ser despreciado quedando solo los operadores de la fuente, la atenuación y el sismómetro para describir el primer pulso en el sismograma.

Para sismos superficiales, las ondas que se reflejan en la superficie libre llegan al poco tiempo despues de la P directa. De este modo, se modelan los primeros segundos desde la llegada de la P directa como la suma de tres llegadas; la P directa, la P que se refleja en la superficie (pP), y la S que se convierte en P (sP). Las dos últimas llegan posteriormente a la P directa (figura 4.1).

La diferencia en tiempo entre la P y pP, según la figura 4.1, es de aproximadamente

<sup>2</sup>N Este efecto es observado en las curvas camino tiempo de las ondas, debido al rápido incremento de velocidad cuando se refleja en el manto superior.

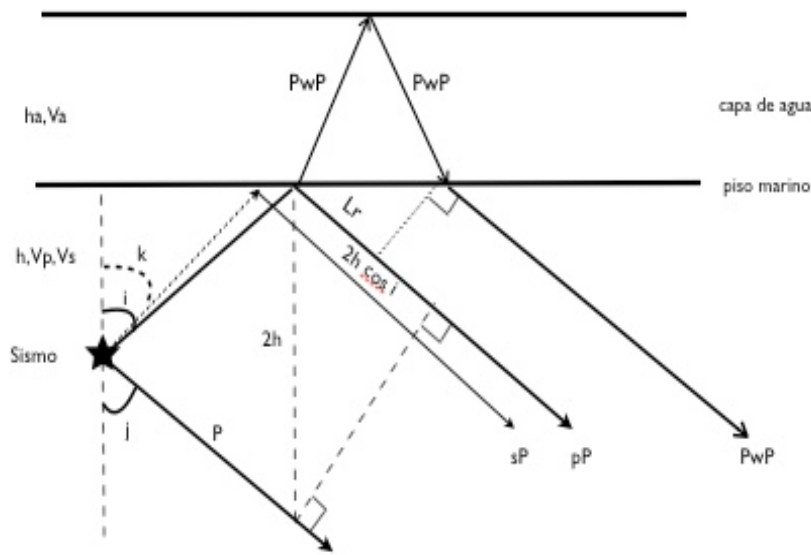


Figura 4.1: Geometría usada para determinar la diferencia en tiempos de llegada entre la onda P, la sP, pP, PwP y SwP

$$\delta t_{pP} = \frac{2h}{\alpha} \cos i, \tag{4.5}$$

donde  $i$  es el ángulo de incidencia y  $\alpha$  es la velocidad de propagación de la onda P. El caso de la diferencia entre sP y P es más complicado, y muestra que para un sólido de Poisson, esta es

$$\delta t_{sP} = \frac{h}{\alpha} \left( \cos k + \sqrt{3 - \sin^2 k} \right), \tag{4.6}$$

Otras fases,  $P_wP$  y  $S_wP$ , se generan cuando los sismos ocurren debajo del fondo marino, como producto de la refracción de la onda P que se transmite a la capa de agua (la onda S no sigue esta trayectoria porque no se propaga en medios líquidos), se refleja en la superficie del agua y se devuelve. En la segunda refracción con el fondo marino, se pueden generar ondas P y S.

El tiempo de retraso de una onda P que atraviesa una capa de agua, representada con  $Lr$  en la figura 4.1, viene dada por

$$Lr = \frac{2h_a \sin i_a \sin i}{\cos i_a}, \tag{4.7}$$

donde  $h_a$  es el espesor de agua,  $i_a$  es el ángulo de incidencia en la superficie del agua e  $i$  es el ángulo de incidencia en la superficie del fondo marino.

La diferencia en tiempo entre la PwP y la pP (ec. 4.5), es

$$\delta t_{PwP} = \frac{2h_a V_a}{\cos i_a} \left( \frac{1}{V_a^2} - P^2 \right), \quad (4.8)$$

donde  $P$  es el parámetro de rayo y  $V_a$  es la velocidad de propagación de la onda P en el agua. Para el caso de la fase SwP, se toma la diferencia en el tiempo de las fases SwP y sP, siendo caso análogo al de PwP y pP,

$$\delta t_{SwP} = \frac{2h_a V_a}{\cos i_a} \left( \frac{1}{V_a^2} - P^2 \right), \quad (4.9)$$

## 4.2. Contribución de la fuente sísmica.

La señal de la fuente sísmica  $x(t)$ , es la función temporal de la fuente producida por el fallamiento. Esta depende historia del deslizamiento y de la ruptura. La historia del deslizamiento es la derivada de la función de momento sísmico, y se escribe en términos del tiempo de ruptura, explicado en la sección 3.2.

Un caso simple es una falla pequeña de deslizamiento instantaneo, en este caso la función de momento sísmico es una función escalón cuya derivada es una función delta de Dirac, que vendría definiendo la historia del deslizamiento. Casos un poco mas complejos implican un deslizamiento no instantaneo, la historia del deslizamiento puede ser escrita como una función rampa, que empieza en el tiempo cero, y finaliza en un tiempo mayor  $T_D$ . La derivada de una función rampa es una caja de tiempo  $T_D$ .

La convolución del efecto de la ruptura y del deslizamiento,  $T_R$  y  $T_D$ , que sería la convolución de dos cajas, construye un trapezoide, cuya longitud es la suma de los tiempos  $T_R$  y  $T_D$ . Esta forma es usada comunmente para representar la función temporal de una fuente sísmica. Otra forma que es comparable en longitud, es el triángulo, y tambien es usado como función temporal de la fuente.

El área del pulso es el mismo para todos los acimut, la magnitud de la función temporal de la fuente varía inversamente con su duración (figura 4.2). Este es el efecto de directividad, mencionado tambien en la sección 3.2.

## 4.3. Contribución del instrumento

Los sismogramas dependen tambien de como el sismómetro responde al movimiento del suelo. Esta contribución comprende la parte mecánica del sismómetro y

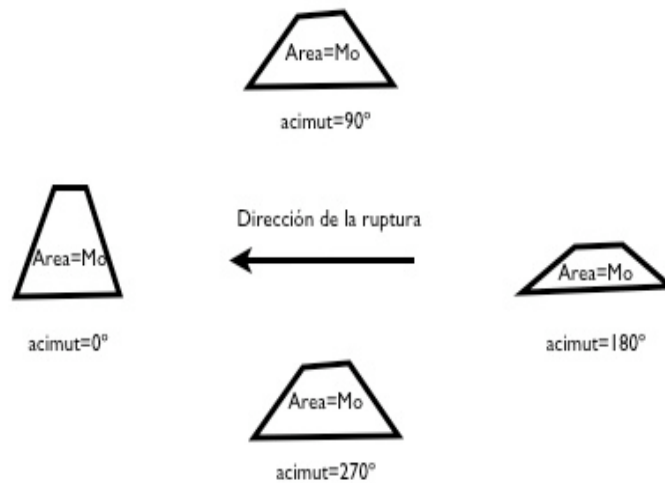


Figura 4.2: Efecto de la directividad de la ruptura en la función temporal de la fuente, a distintos acimut desde la fuente. En la dirección de la ruptura la energía  $M_0$  llega en más corto tiempo que en la dirección opuesta de la ruptura.

el proceso de digitalización de la señal.

El sismómetro es un sistema que se comporta como un oscilador armónico amortiguado. La forma de la respuesta del instrumento depende del factor de amortiguamiento, definida como  $h = \epsilon/\omega_0$ , siendo  $\epsilon = a/2m$ , con  $m$  la masa del oscilador y  $a$  la constante de amortiguamiento. Para  $h = 0$ , el sistema está desamortiguado y la respuesta de la amplitud es infinita alrededor de la frecuencia de resonancia,  $\omega = \omega_0$ . El sismómetro amplifica la señal para frecuencias cercanas a su frecuencia natural.

El movimiento del suelo estimula al oscilador a moverse y a generar una señal electromagnética que posteriormente es discretizada y convertida en valores digitales en el proceso de digitalización.

Se asume el voltaje de entrada constante durante el tiempo necesario para la conversión. El voltaje inicial pasa por un generador de rampa analógico que produce un voltaje que incrementa linealmente con el tiempo, luego éste es chequeado con un comparador que determina si la salida es igual o mayor que cero. Este comparador está conectado a un elemento lógico, y el elemento lógico está conectado a un contador de  $n$ -bit. Entre estos dos últimos hay un reloj y un flip-flop<sup>3</sup>. Si el flip-flop es asumido para estado alto, cuando el voltaje es alto, el contador recibe a

<sup>3</sup> El flip-flop es un oscilador el cual puede diferenciar solo dos estados: alto y bajo.

pulsos de voltaje cada ciclo del reloj, entonces el contador realizará el conteo de los pulsos recibidos. Este tendrá solo un número de bits disponible para almacenar el resultado de su proceso de conteo, para  $n$  bits, puede contar desde 0 hasta  $2^n - 1$ .

Una vez que empieza el proceso de conteo, el voltaje de salida del generador de rampa analógico se incrementa, entonces un segundo comparador estará continuamente comparándolo con el voltaje de entrada. Cuando este voltaje sea mayor o igual que el voltaje de entrada, el elemento lógico dejará de enviarle señal al contador y el proceso se detendrá.

El voltaje de entrada es convertido en valores digitales al hacer el conteo tomado del voltaje producido por el generador de rampa analógico. Si el contador tiene  $n$ -bits de almacenamiento de resultado del conteo (ADC) es llamado  $n$ -bit de ADC, el cual significa que tiene estados  $2^n$  de salida.

Una medida de la calidad del ADC es el rango dinámico. Para señales analógicas, el rango dinámico es definido como la razón entre la señal mas alta y la mas baja. Para señales digitales viene dado por la siguiente relación, el rango dinámico viene expresado en decibeles (dB),

$$D = 20 \log(2^n) \quad (4.10)$$

La saturación es un efecto de un rango dinámico insuficiente. Un modo simple de solucionar el problema podría ser la atenuación del canal de entrada antes del ADC. Sin embargo, el rango dinámico aún sigue siendo insuficiente para convertir la forma de onda completa sin saturación. Existen métodos para aumentar el rango dinámico, que son la ganancia y el sobremuestreo. La primera técnica registra el rango dinámico por resolución, mientras que la segunda técnica incrementa la resolución al decrecer la influencia de la cuantización del ruido, como consecuencia aumenta el rango dinámico. El sobremuestreo es más popular en el contexto del registro sismográfico.

Para obviar la señal espuria se usa un filtro AAA (Analog Anti-Aliasing) que elimina el efecto de alias producido cuando las componentes de la señal con energía por debajo de la frecuencia de Nyquist<sup>4</sup> son mapeadas por el proceso de muestreo dentro del rango de frecuencia de alias, que abarca de 0 a la frecuencia de Nyquist.

Muchos sismómetros usan inicialmente un filtro paso bajo en el dominio de las frecuencias como un filtro AAA. La señal filtrada es entonces sobremuestreada para mejorar el rango dinámico y evitar el aliasing. Luego esta señal pasa por una o varias etapas en las cuales se aplican filtros FIR (finite impulse response) y decimación

---

<sup>4</sup> $N$  es el número de muestras por unidad de tiempo que se toman de una señal continua para producir una señal discreta.

hasta obtener la frecuencia de muestreo final. La figura 4.3 esquematiza el proceso de digitalización.

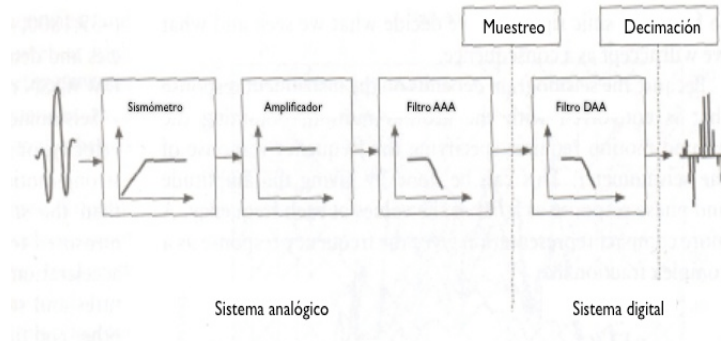


Figura 4.3: Diagrama del proceso de digitalización. Fuente: Scherbaum, 1994.

#### 4.4. Construcción de la señal sintética

Cuatro factores pueden combinarse en la ecuación del campo de desplazamiento de las ondas de cuerpo, quedando en función del tiempo, la distancia y el acimut, para distancias entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  desde la fuente:

$$\begin{aligned}
 u(t, \Delta, \phi) = & i(t) * q(t) * \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{g(\Delta)}{a} C(i_0) \\
 & \times R^P(\phi, i)x(t - \tau^P) + R^P(\phi, \pi - i)\Pi^{PP}(i)x(t - \tau^{pP}) \\
 & + R^{SV}(\phi, \pi - j) \frac{\alpha \cos i}{\beta \cos j} \Pi^{SP}(j)x(t - \tau^{sP}).
 \end{aligned} \quad (4.11)$$

Esta ecuación incluye los términos de los factores del sismómetro  $i(t)$  y la atenuación  $q(t)$ , así como también los factores de la fuente y la estructura de la Tierra, en el último término. La amplitud  $M_0/4\pi\rho\alpha^3$  contiene el término del momento sísmico  $M_0$  del sismo, la densidad y la velocidad de propagación de P en la fuente a profundidad  $h$ .

El factor  $g(\Delta)/a$ , donde  $a$  es el radio de la Tierra, describe la variación de la amplitud debido a la divergencia geométrica del rayo;

$$\frac{g(\Delta, h)}{a} = \frac{1}{a} \sqrt{\frac{P}{\sin\Delta} \frac{V^2}{r^2 \cos^2 i} \frac{dP}{d\Delta}} = \frac{1}{R}. \quad (4.12)$$

La divergencia geométrica,  $1/R$ , puede ser ajustada con un polinomio de orden tres. Para la profundidad focal de 15 km, este tiene la forma:

$$\frac{1}{R} = -1,219E-10\Delta^3 + 2,924E-8\Delta^2 - 2,654E-6\Delta + 1,369E-4, R^2 = 9,9992E-1. \quad (4.13)$$

El término dentro de la raíz cuadrada contiene el término de la derivada del parámetro de rayo  $p$  respecto a la distancia epicentral  $\Delta$ . La distribución del parámetro de rayo  $p$  respecto a la distancia epicentral  $\Delta$  puede ser escrita con una curva polinómica de orden cuatro:

$$p = -2,3205E-7\Delta^4 + 5,8904E-5\Delta^3 - 5,5182E-3\Delta^2 + 1,5287E\Delta + 7,8414, R^2 = 9,9992E-1. \quad (4.14)$$

La figura 4.4 muestra estas curvas.

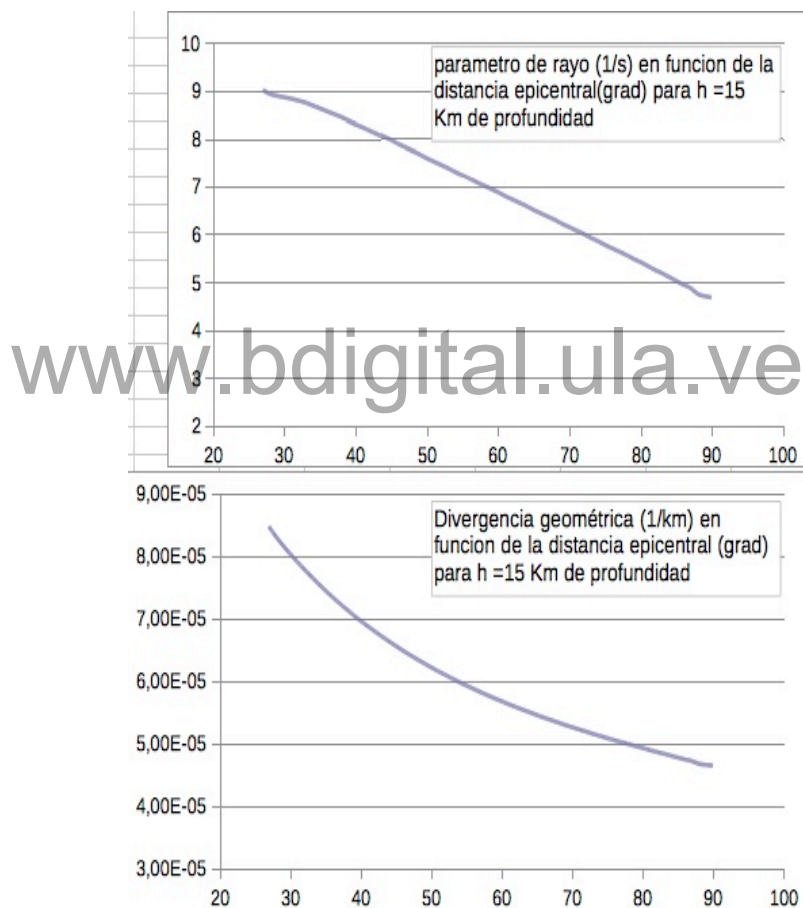


Figura 4.4: Parámetro de rayo  $p$  y Divergencia geométrica  $1/R$  en función de la distancia epicentral  $\Delta$

El factor  $C(i_0)$  corrige la amplitud por el efecto de la superficie libre, donde el rayo llega al receptor en el ángulo de incidencia  $i$ . Los tres términos dentro del corchete están referidos a la onda P, la  $pP$  y la  $sP$ . Cada uno incluye la función temporal

en el tiempo  $x(t)$  demorados por los tiempos de viaje de los rayos  $\tau^P$ ,  $\tau^{pP}$  y  $\tau^{sP}$ . Cada amplitud depende del patrón de radiación de cada tipo de onda, el cual depende del ángulo de incidencia ( $i$  para la onda P y  $j$  para la onda S), de el ángulo de ruptura  $\phi$ , el ángulo de la falla  $\delta$ , el ángulo de deslizamiento  $\lambda$  y el acimut de la estación  $\phi_s$  (medido desde el norte en el sentido de las agujas del reloj).

$$R^P = \cos \lambda \sin \delta \sin^2 i_h \sin 2\phi - \cos \lambda \cos \delta \sin 2i_h \cos \phi + \sin \lambda \sin 2\delta (\cos^2 i_h - \sin^2 i_h \sin^2 \phi) + \sin \lambda \cos 2\delta \sin 2i_h \sin \phi, \quad (4.15)$$

$$R^{sP} = \sin \lambda \cos 2\delta \cos 2j_h \sin \phi - \cos \lambda \cos \delta \cos 2j_h \cos \phi + \frac{1}{2} \cos \lambda \sin \delta \sin 2j_h \sin 2\phi - \frac{1}{2} \sin \lambda \sin 2\delta \sin 2j_h (1 + \sin^2 \phi),$$

donde  $\phi = \phi_f - \phi_s$ , siendo  $\phi_f$  el ángulo de la ruptura y  $\phi_s$  el acimut de la estación.

La amplitud de las fases reflejadas también incluye el potencial de los coeficientes de reflexión en la superficie libre del plano de onda,  $\Pi^{pP}(i)$  y  $\Pi^{sP}(j)$ , los cuales dependen de los ángulos de incidencia. Por último, el factor de escala del término de sP,  $\alpha \cos i / \beta \cos j$  el cual incluye el efecto de la divergencia geométrica.

Se podría hacer un modelo análogo para las ondas SH, con la suma de la onda S directa y la onda sS. Resultando una ecuación en el mismo sentido de 4.12, empleando esta vez el patrón de radiación,  $R^{SH}$ , que sería:

$$R^{SH} = \cos \lambda \cos \delta \cos j_h \sin(\phi_f - \phi) - \sin \lambda \cos 2\delta \cos j_h \cos(\phi_f - \phi) - \sin \lambda \sin \delta \cos \delta \sin j_h \sin 2(\phi_f - \phi) - \cos \lambda \sin \delta \sin j_h \cos 2(\phi_f - \phi). \quad (4.16)$$

Esta formulación muestra como los sismogramas sintéticos dependen de la profundidad focal asumida, el cual determina el tiempo de separación de las llegadas de las fases de las ondas; los parámetros del plano de falla en el mecanismo focal, el cual determina las amplitudes relativas de las llegadas; el Momento sísmico, que determina la amplitud del pulso; y la función temporal de la fuente, el cual determina la forma del pulso.

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

Reconocimiento

# Capítulo 5

## Recursos computacionales

Los programas de los que haremos mención en este capítulo han sido desarrollados por el prof. José Choy, quien es el tutor del presente trabajo. Han sido escritos en el lenguaje de programación Fortran.

### 5.1. Incidencia y Plotmeca

El programa **Incidencia** calcula numéricamente parámetros sismológicos como; distancia epicentral (dada en kilómetros y en grados), acimut, backacimut, ángulos de incidencia y los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada estación (la versión 5 incluye la polaridad de la pP). Todo esto para varias profundidades focales propuestas por el usuario. Además, calcula de manera opcional, la transformación de tierra plana a un modelo esférico de propagación. **Incidencia** necesita tres archivos de entrada; uno con las estaciones y sus correspondientes polaridades de las ondas P y la pP, en el otro la ubicación geográfica de las estaciones y por último el modelo de velocidades de la onda P, S y la densidad del medio.

El programa **Plotmeca**, fue desarrollado en febrero de 2006. Es un macro para GNU PLOT ([17]). En Gnuplot, se introducen los valores propuesto de un plano nodal (rumbo, buzamiento y deslizamiento), luego se llama al programa junto con un archivo que especifica las estaciones con su acimut, el ángulo de incidencia  $i$  desde el foco, y la polaridad de las ondas P y la pP. Éste grafica el mecanismo focal: las polaridades, los planos nodales (el propuesto y el complementario que calcula), y los ejes de esfuerzo.

El archivo que se introduce en **Plotmeca**, se genera del programa **Incidencia**.

### 5.2. Leer Iris Sac

**Leer Iris Sac** lee los archivos de la respuesta instrumental, que se descarga desde

el Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS [24]), en formato SAC. Los archivos de respuesta instrumental contienen información de los ceros y polos, de la sensibilidad del instrumento, las etapas de filtro FIR y de decimación, y del número de muestras por segundos.

Aplica de modo opcional la convolución con el filtro Futterman, que simula la atenuación de la Tierra, según un coeficiente de atenuación  $t^*$ , dado. Generando así, un archivo de salida en formato ASCII, que muestra la respuesta del instrumento.

### 5.3. Marecusin

**Marecusin** es la versión evolucionada de **Ondecusin**. Se introduce de entrada el archivo de respuesta instrumental, generado por **Leer Iris Sac**. Considera un semi-espacio de capas planas paralelas. Se introduce información de las diversas contribuciones discutidas en el capítulo 4;

- Modelo de la Estructura de la Tierra a emplear; Velocidad de las ondas P y S en el foco del sismo, en la superficie libre y Velocidad de la onda P en la capa de agua (si es el caso). Generando así, a partir del modelo de rayos sísmicos, la onda P y S directa, la fases: pP, sP, PwP y SwP.
- Profundidad focal.
- Parámetros del Plano de Falla.
- Magnitud de Momento Sísmico y constante de conversión de unidades.
- Acimut de la estación.
- Ángulo de incidencia en el foco.
- Valor de la Divergencia Geométrica, de acuerdo a la distancia de la estación.
- Ángulo y Longitud de la ruptura para fallas rumbo deslizantes (opcional).
- Tiempo de la historia del deslizamiento y de ruptura,  $T_D$  y  $T_R$  respectivamente.

Incorpora de modo opcional el efecto de directividad, a partir de la ecuacion 3.4.

**Marecusin** construye numéricamente señales sísmicas sintéticas de las ondas P, SV y SH, a partir de la ecuación 4.12, que es el campo lejano de desplazamiento. Así como también la derivada de esta ecuación, que sería el campo lejano de velocidad.

## Capítulo 6

# El sismo del 12 de Septiembre de 2009

El sismo del 12 de Septiembre de 2009, ocurrió en coordenadas latitud 10,69 °N y longitud -67,87 °E, con una profundidad focal de 15.9 km en el Mar Caribe (figura 6.1) y magnitud 6,2 Mw (Funvisis), los poblados que mas sufrieron daños fueron Tucacas (a 51 km al oeste) y Morón (a 46 km al suroeste).

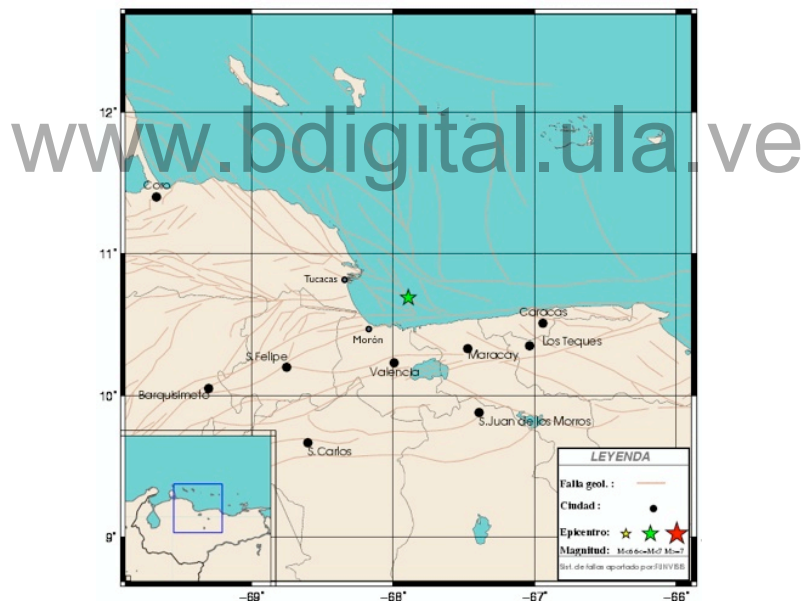


Figura 6.1: Localización del sismo de 12/09/2009. Fuente: *Sistema de teleinformación de sismología histórica venezolana*.

Según la agencia internacional ISC, al menos 18 personas resultaron heridas y 17 construcciones sufrieron daños al norte de Morón. Fue sentido con intensidad VI en partes de Carabobo, intensidad V en Baruta, Caracas, El Limon, Guarenas, La Victoria, Los Dos Caminos, Maiquetia, Maracay, Puerto Cabello, San Antonio de los

Altos, Turmero y Valencia, intensidad IV en Barinas, Barquisimeto, Cagua, Chacao, El Cafetal, El Hatillo, Guatire, Los Teques y Petare, intensidad II en las Antillas Holandesas.

Otros catálogos sismológicos han publicado sobre los parámetros de este sismo. Estos se resume en el cuadro 6.1 y se representa en la figura 6.2

Cuadro 6.1: Parámetros del sismo del 12 de Septiembre de 2009 20h06min, propuestos por diversos catálogos sismológicos

Fuente	seg (GMT)	Lat (°N)	Lon (°E)	Prof (km)	Mw	Rum °	Buz °	Des °
FUNV	24.5	10.69	-67.87	15.9	6.2	270	83	-172
						179	82	-7
NEIC	25.47	10.71	-67.93	14.f	6.2	265	85	-175
						175	85	-5
USGS	25.0	10.76	-67.85	15.0	6.3	91	86	170
						181	80	3
GMT	30.6	10.76	-67.97	12.f	6.4	91	83	170
						181	80	3

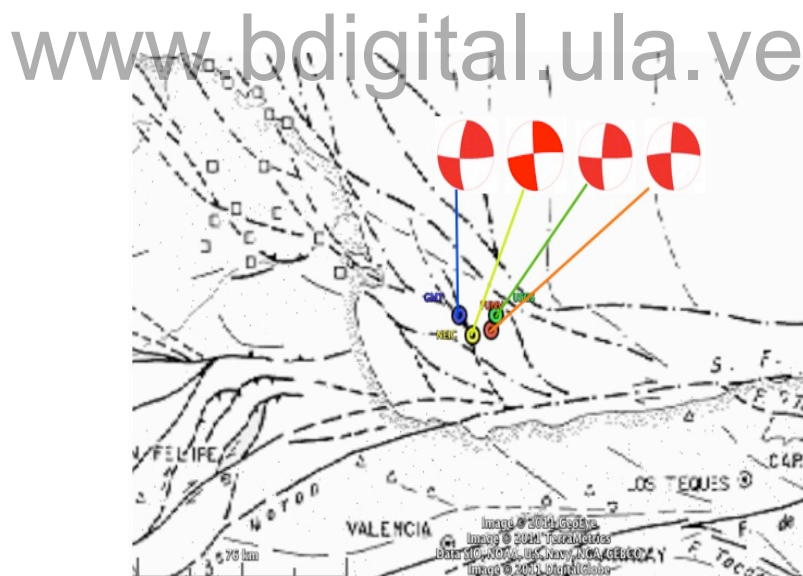


Figura 6.2: Localización del sismo del 12/09/2009 y Mecanismo focal, según diversas fuentes

A través de la plataforma de descarga de señales sismográficas del IRIS, *Wilber II*, se obtuvieron señales de redes distribuidas por todo el mundo. De estas se escogieron 98 señales, en base a la calidad del registro. También se obtuvieron señales

captadas por las estaciones de la RSNC (Red Sismológica Nacional de Colombia), que cubre al país colombiano, y de las estaciones de RSAV (Red Sismológica de los Andes Venezolanos) cuyo ámbito cubre el occidente venezolano. La figura 6.3 muestra la distribución espacial de las estaciones sismográficas empleadas en el estudio, la figura de arriba muestra las estaciones de redes mundiales: a la izquierda las obtenidas a través del *Wilber II* y a la derecha las facilitadas por la RSNC, la figura de abajo muestra las estaciones de la red local, RSAV.

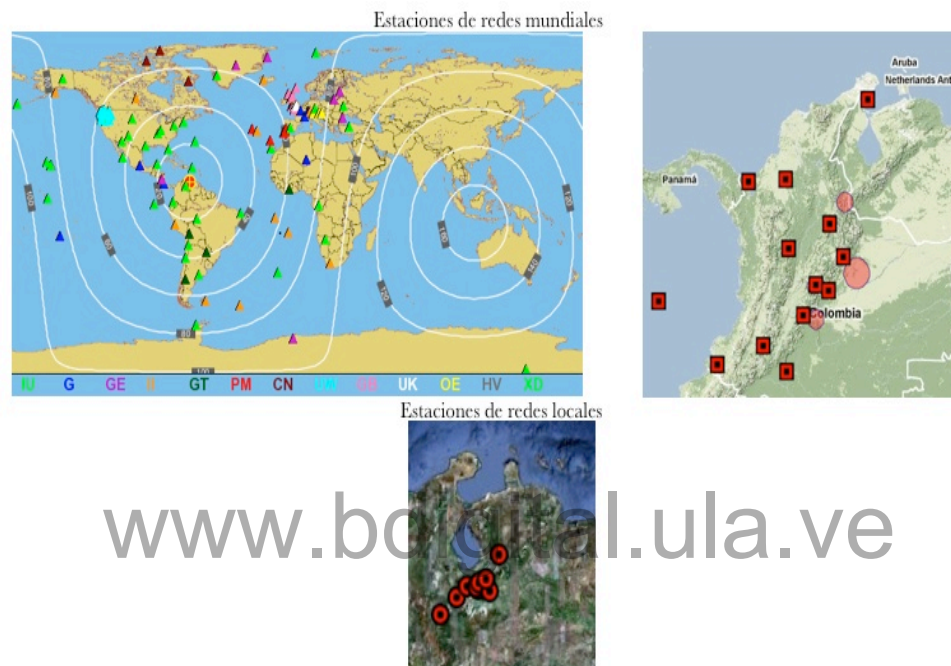


Figura 6.3: Ubicación geográfica de las estaciones empleadas en el estudio.

A partir de los sismogramas y los antecedentes sismológicos obtenidos por agencias sismológicas nacionales e internacionales, se desarrolló el trabajo, distinguiendo dos etapas;

- **Análisis de los registros sismográficos;** consta del reconocimiento de las llegadas de las ondas P y S, y las fases: pP, sP y sS. Así como del estudio de la señal, identificando patrones comunes en distintas señales de estaciones que varían en función del acimut y de la distancia epicentral, que revelan aspectos de la fuente sísmica.
- **Modelado de los registros sismográficos;** consta del ajuste de parámetros sismológicos, que construyen la ecuación del campo lejano de desplazamiento. Esta ecuación es teóricamente capaz de generar señales sintéticas, comparable a la real.

## 6.1. Análisis de los registros sismográficos

Para el reconocimiento de las llegadas de las fases pP, sP y sS, y para la medición del ancho del pulso de las ondas P y S, se emplearon estaciones en el rango de distancia epicentral,  $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ . En este rango de  $\Delta$ , por efecto de la estructura de la Tierra, el primer pulso del paquete de la onda P contiene exclusivamente la onda P directa y las fases pP y sP, y el paquete de la onda S contiene la onda S directa y la fase sS, como se visualiza en la señal de la estación BZN, en la figura 6.4. Para el caso de estaciones a  $\Delta < 30^\circ$ , el primer pulso contiene llegadas del manto superior, la forma de onda es mas compleja y no necesariamente puede modelarse con la teoría geométrica de rayos. Este efecto se visualiza en la señal de la estación HDC, ubicada a  $\Delta=16^\circ$ . Para  $\Delta > 90^\circ$ , el primer pulso contiene tambien llegadas de las ondas P y S reflejadas en el núcleo de la Tierra, PcP y ScS, respectivamente. La fase PcP, se visualiza en la señal de la estación SNAA, ubicada a  $\Delta=93^\circ$ .

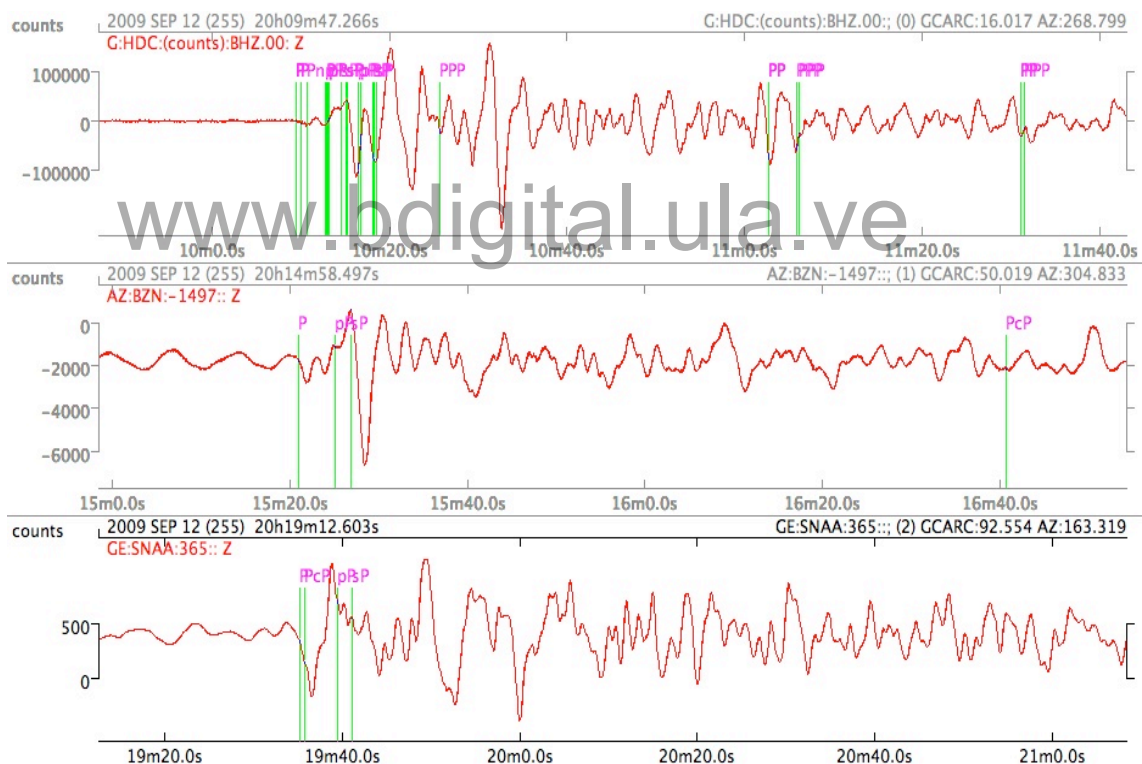


Figura 6.4: Señales sismográficas en estaciones a distancia epicentral;  $\Delta < 30^\circ$ ,  $90^\circ > \Delta > 30^\circ$  y  $\Delta > 90^\circ$ .

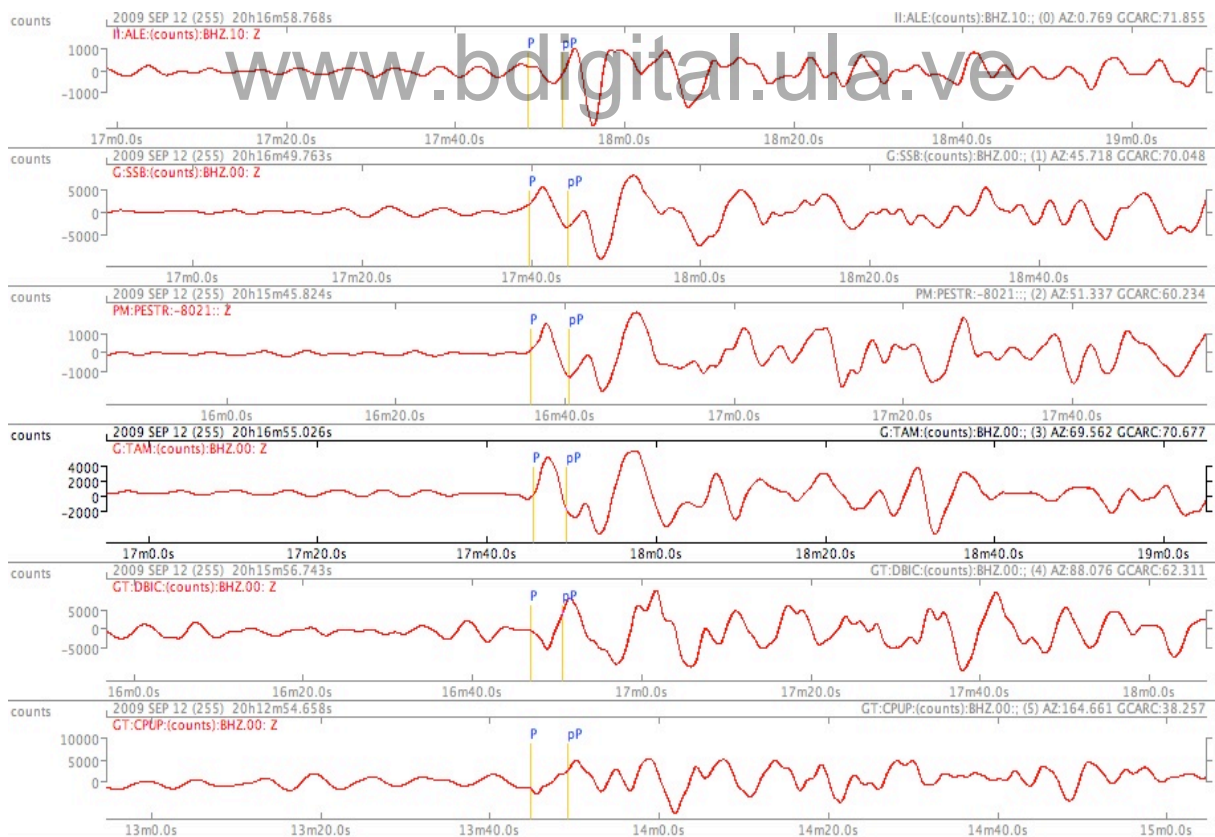
La interpretación de las señales se hizo a través del software libre SeisGram 2k, desarrollado por Alomax Scientific.

### 6.1.1. Estimación de la profundidad focal

A partir de la lectura de los tiempos de llegada de las ondas P y la fases pP, en los registros sismográficos de las estaciones a más de 30° de distancia epicentral, y empleando la ecuación 4.5, escribiéndola en términos de la profundidad focal,  $h$ , que viene dada por:

$$h = \frac{\delta t_{pP\alpha}}{2 \cos i}, \quad (6.1)$$

se pudo estimar la profundidad focal. Se consideró como velocidad de propagación de la onda P, 6,2 km/seg, la cual corresponde a la primera capa de corteza en el modelo de la figura 2.5, para focos menores de 15 km. El resultado de este análisis arroja un valor aproximado de 12,18 km (tabla A.1) de profundidad focal, el cual se va a considerar preliminar. La figura 6.5 ejemplifica el criterio de evaluación de las llegadas de las ondas P y pP en sismogramas escogidos a más de 30° de distancia epicentral, en función del acimut, al cual se les ha aplicado un filtro Butterworth en largo período [0.0010-0.2] Hz. El rango entre 180° y 270° de acimut, no contiene información debido a la ausencia de estaciones disponibles a más de 30° de distancia epicentral, en la zona que barre desde Chile hasta Costa Rica.



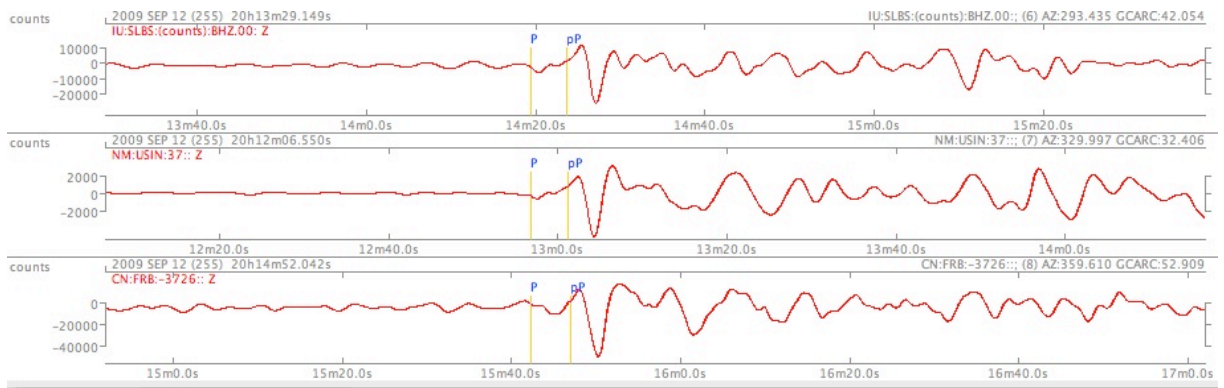


Figura 6.5: Señales sismográficas en largo período, de algunas estaciones consideradas en este estudio, a mas de  $30^\circ$  de distancia epicentral, en función del acimut

### 6.1.2. Mecanismo Focal

La lectura detallada de las señales permitió construir el mecanismo focal de este sismo, a partir de las polaridades de la onda P de 98 estaciones y de la fase pP de 34 estaciones a mas de  $30^\circ$  de distancia epicentral, encontrando una ruptura asociada a fallamiento rumbo-deslizante dextral que coincide con el tipo de fallas de la región (figura 2.2). La figura 6.6 muestra el Mecanismo focal encontrado en este análisis, de planos A (rumbo=272, buzamiento=86, deslizamiento=-172) y B (rumbo=181, buzamiento=82, deslizamiento=-4).

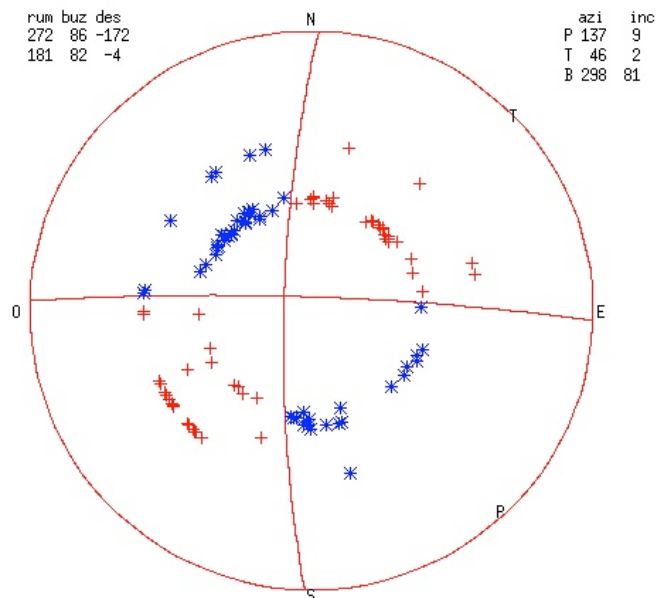


Figura 6.6: Mecanismo focal que satisface la separación de cuadrantes de compresión y dilatación.

En la figura 6.7 se muestran las señales de las estaciones cerca de los planos nodales para así representar la transición entre las polaridades de compresión y de dilatación, para la onda P. La estación en el medio del cuadrante de compresión NE, muestra tanto la polaridad de la P como de la pP, que se proyecta en el cuadrante de dilatación SE. Nótese que la polaridad de la fase pP, se muestra en la estación con la polaridad invertida respecto a la polaridad de la fuente, pues la onda P cambia de polaridad con la reflexión en la superficie libre.

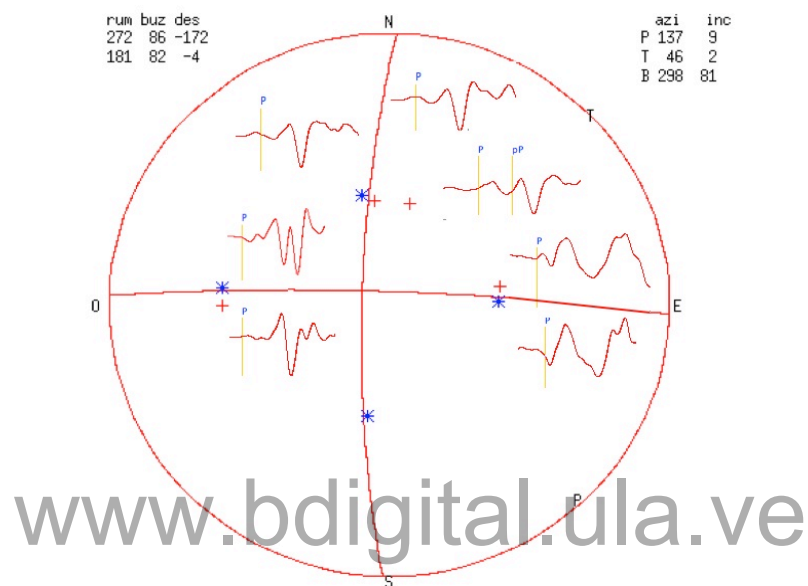


Figura 6.7: Señales sismográficas en largo período, de estaciones cercanas al plano nodal consideradas en este estudio

La proyección de las estaciones en el plano estereográfico, muestran el resultado generado desde el programa **Incidencia5**, que en este caso usa el Modelo de Velocidad propuesto en *Schmitz et al, 2007*, para el cálculo de los ángulos de incidencia. El mecanismo focal es construido por el programa **Plotmeca**, encontrando por ensayo y error los planos nodales A y B, propuestos anteriormente.

Tanto los parámetros de los planos nodales, como el de la profundidad focal serán refinados con el modelado de las ondas de cuerpo; P, SV y SH, que corresponde a la segunda etapa del trabajo (sección 6.2).

### 6.1.3. Directividad

Otro aspecto importante que se destaca en las señales es la diferencia respecto al acimut, de la duración aparente del primer pulso de la onda P y la onda S. Esta variación destaca la directividad de la ruptura. Se tomó la medida de la duración del

primer pulso en los registros sismográficos proporcionales a la velocidad, encontrando que al este del sismo bajo estudio, presentan mayor duración que al oeste. Esto lo muestra la figura 6.8, que representa un conjunto de 26 señales cuyo primer pulso de la componente horizontal de la onda S (SH) varía en función del acimut, mostrando la máxima duración aparente al este y la mínima al oeste. La tabla A.1, contiene los valores obtenidos de la medida de la duración de dichos pulsos.

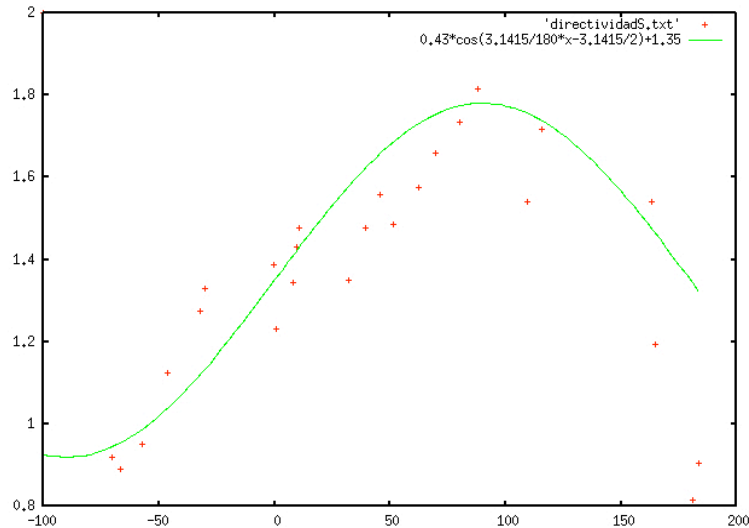


Figura 6.8: Tiempo en segundos del ancho del primer pulso de la componente SH, respecto al acimut.

Esta diferencia en la duración aparente del pulso se hace evidente en la figura 6.9, que muestra las estaciones donde ocurre la máxima y mínima duración del primer pulso de la componente SH.

La estación de arriba en la figura 6.9, DBIC (red GT), se encuentra en Costa de Marfil, a un acimut de  $88^\circ$ , hacia el este, y la duración aparente del primer pulso de SH es de 1,815 seg. La estación de abajo en la figura 6.9, SLBS (red IU), se encuentra en el Golfo de California, a un acimut de  $293^\circ$  (o  $-67^\circ$ ), hacia el oeste, y la duración aparente del primer pulso de SH es de 0,892 seg. Esto indica que el sentido de la ruptura es de este-oeste.

La figura 6.10 muestra la duración aparente del primer pulso de SH en estaciones de acimut  $1^\circ$ , hacia el norte (arriba), y de acimut  $181^\circ$ , hacia el sur (abajo). La primera, ALE (red II), se encuentra en Groenlandia, tiene una duración aparente de 1,230 seg, y la segunda, ZOND (red ZL), se encuentra en Argentina, tiene una duración de 0,915 seg. Esta similitud en la duración del pulso, es consistente con el efecto de directividad. Se hace notorio como los puntos siguen la forma de la curva cosenooidal, que define teóricamente la directividad (ec. 3.4).

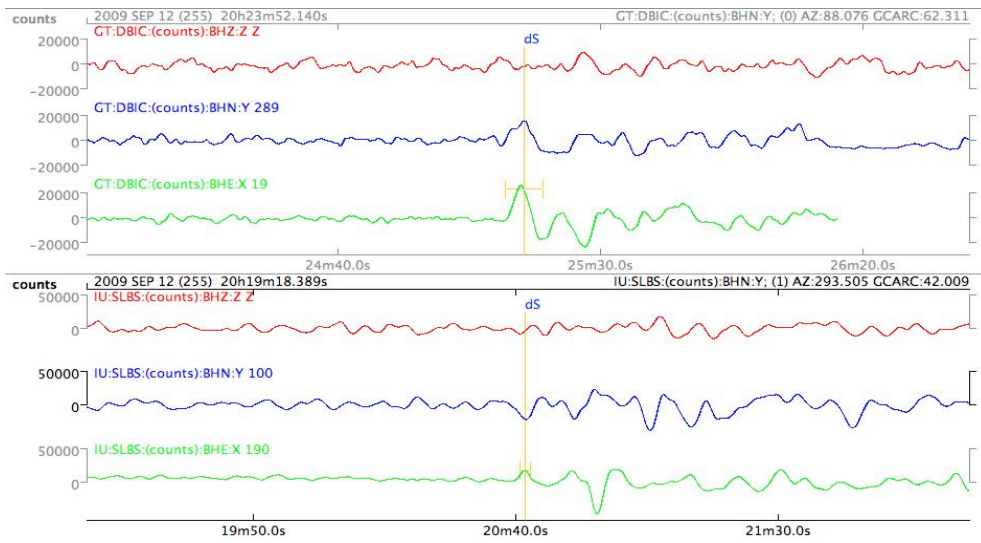


Figura 6.9: Duración aparente del primer pulso de la componente SH, para estaciones al este (arriba) y al oeste (abajo)

www.bdigital.ula.ve

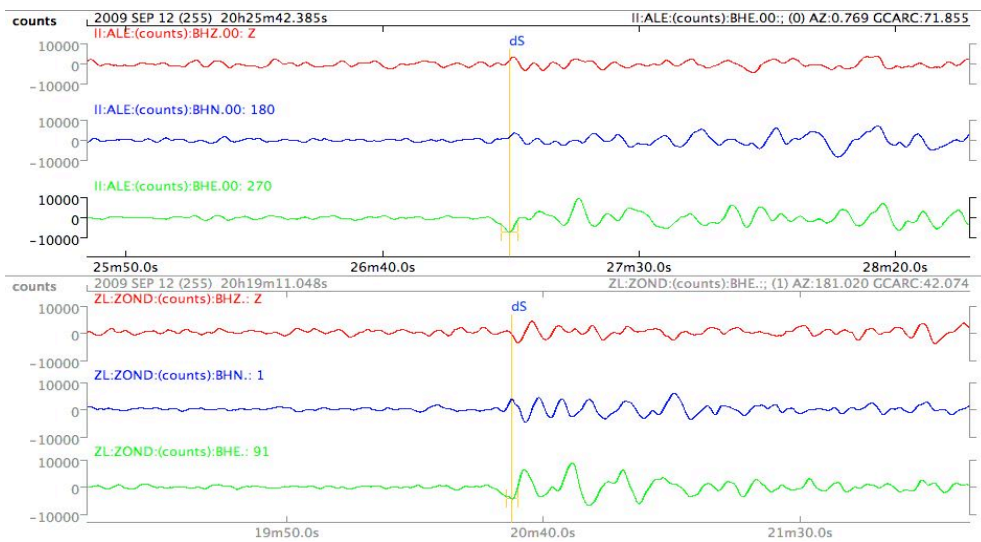


Figura 6.10: Ancho del primer pulso de la componente SH, para estaciones al norte (arriba) y al sur (abajo)

## 6.2. Modelado de los registros sismográficos

Se construyeron las primeras fases de las ondas de cuerpo distinguibles en la señal sismográfica en campo lejano, entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  de distancia epicentral, estas son las ondas P y S directa, las fases pP, sP y sS, generadas por reflexiones en la superficie libre, PwP y SwP, fases generadas por efecto de la capa de agua. Las estaciones que se consideraron para el modelado fueron aquellas que coinciden en acimut con el máximo del patrón de radiación. Para el Mecanismo Focal propuesto en la sección 6.1.2, el máximo del patrón de radiación para la onda P se espera en el acimut  $(2n - 1)\pi/4$ , y el máximo para la onda S se espera en  $2n\pi/4$ . En este sentido, las estaciones cercanas a los planos nodales de la onda P serán consideradas para modelar el paquete de la onda S con fases: S directa y sS, y las estaciones cercanas a los planos nodales de la onda S serán consideradas para modelar el paquete de la onda P, con fases: P directa, pP, sP, PwP y SwP. Esto lo muestra la figura 6.11, donde se representan varias estaciones considerables en campo lejano.

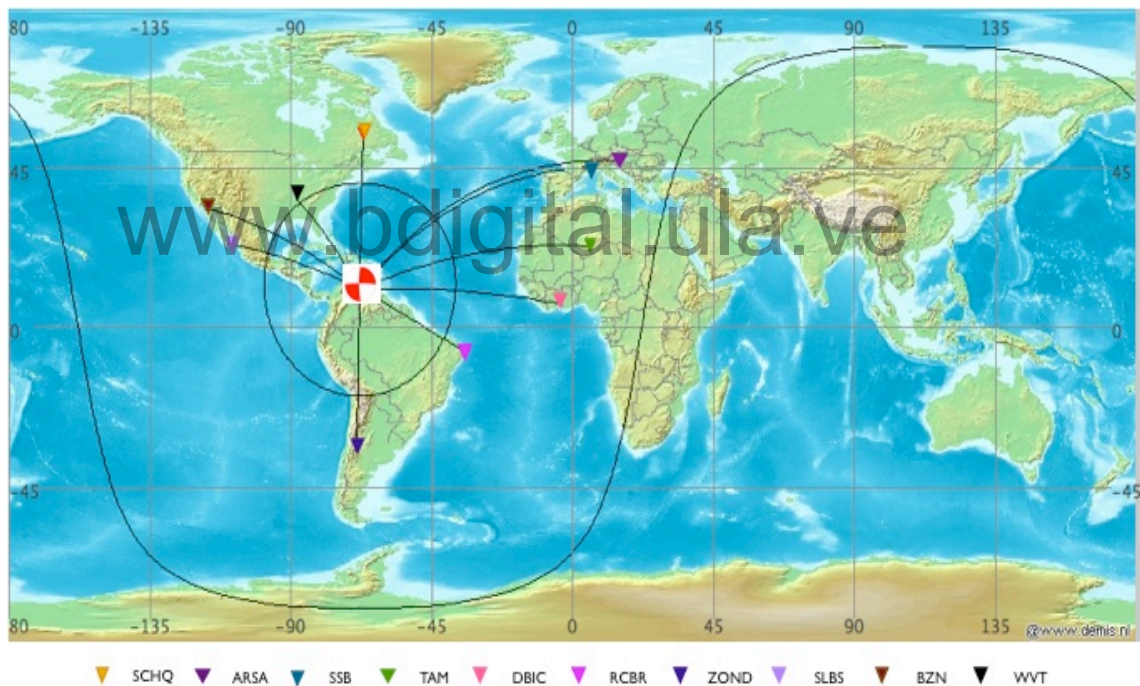


Figura 6.11: Estaciones a distintos acimuts, desde el sismo del 12 de Septiembre de 2009, en la costa occidental venezolana, consideradas para la construcción de la señal sintética.

Para el modelado del paquete de la onda P, se consideraron las señales de las estaciones cercanas a los planos nodales de la onda S. El cuadro 6.2 enlista las estaciones considerables, con su respectiva distancia epicentral y acimut, y la figura 6.12 muestra las señales sismográficas.

Cuadro 6.2: Estaciones considerables para el modelado del paquete de la onda P.

Estación	Distancia Epicentral ( $^{\circ}$ )	Acimut ( $^{\circ}$ )
ARSA	77,70	43,84
SSB	70,05	45,72
TAM	70,68	69,56
RCBR	35,86	115,78
BZN	50,02	304,83
WVT	31,08	327,59

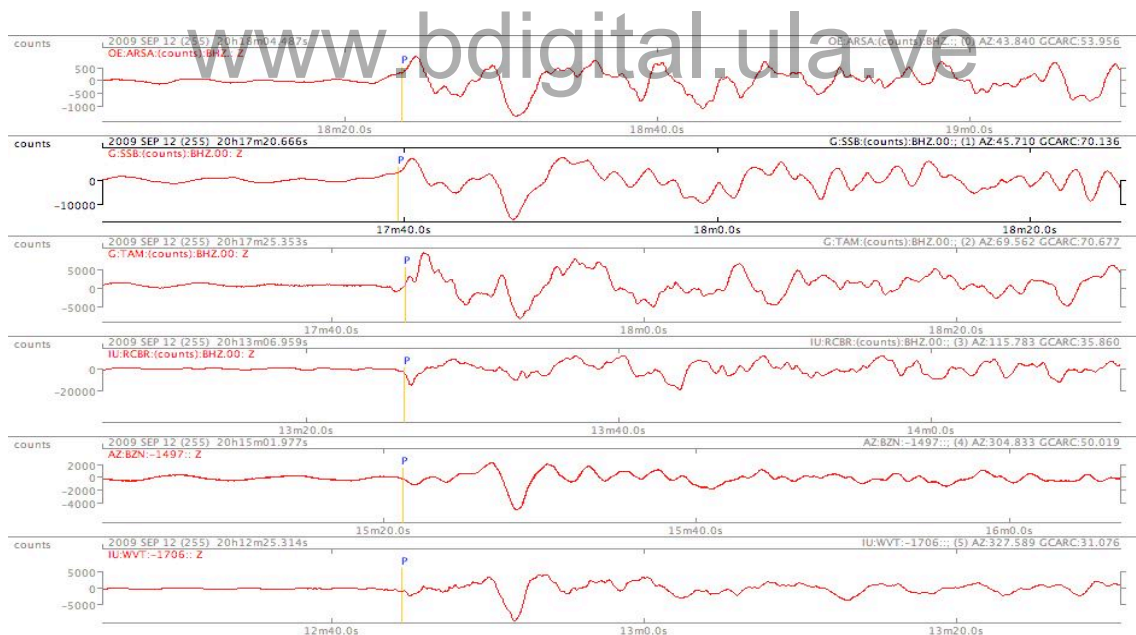


Figura 6.12: Señales de estaciones cercanas a los planos nodales de la onda S.

Para el caso del modelado del paquete de la onda S, las señales de las estaciones cercanas a los planos nodales de la onda P, se enlistan en el cuadro 6.3 y las muestra la figura 6.13. Estas señales han sido rotadas en su respectivo backacimut, a fin de visualizar las componentes verticales y horizontales de cada señal.

Cuadro 6.3: Estaciones considerables para el modelado del paquete de la onda S.

Estación	Distancia Epicentral ( $^{\circ}$ )	Acimut ( $^{\circ}$ )	Backacimut ( $^{\circ}$ )
SCHQ	44,02	0,90	181,54
DBIC	62,31	88,08	278,68
ZOND	42,07	181,02	1,19
SLBS	42,05	293,44	100,39

Usando el método de ensayo y error, se variaron algunos parámetros sismológicos, a fin de tratar de obtener el mejor ajuste de la señal sintética, respecto a la señal real. Los parámetros utilizados en el modelado de las ondas de cuerpo, de acuerdo a la ecuación 4.12, fueron:

- Modelo de velocidad propuesto en *Schmitz et al, 2007*.
- Profundidad focal, partiendo de la profundidad preliminar de 12 km, encontrada en la sección 6.1.1
- Coeficiente de atenuación,  $t^*$  para P=0.75 - 1 seg y  $t^*$  para S=3 - 4 seg
- Planos nodales, partiendo de los planos nodales propuestos en este trabajo (figura 6.6)
- Momento sísmico,  $M_0$
- Función fuente trapezoidal, cuya forma varía con el acimut, de acuerdo a la ecuación 3.4, a fin de modelar la directividad de la ruptura.

El Modelo de velocidad *Schmitz et al, 2007*, ofrece información de la velocidad de propagación de la onda P para distintas capas de la corteza. A partir de esa información se calculó la velocidad de propagación de la onda S, para la profundidad estimada, asumiendo el medio como un sólido de Poisson, que establece que la razón  $V_P/V_S=1,75$ . La información empleada en el modelado se resume en el cuadro 6.4.

### 6.2.1. Paquete de ondas P

#### ARSA

Parámetros de la estación:

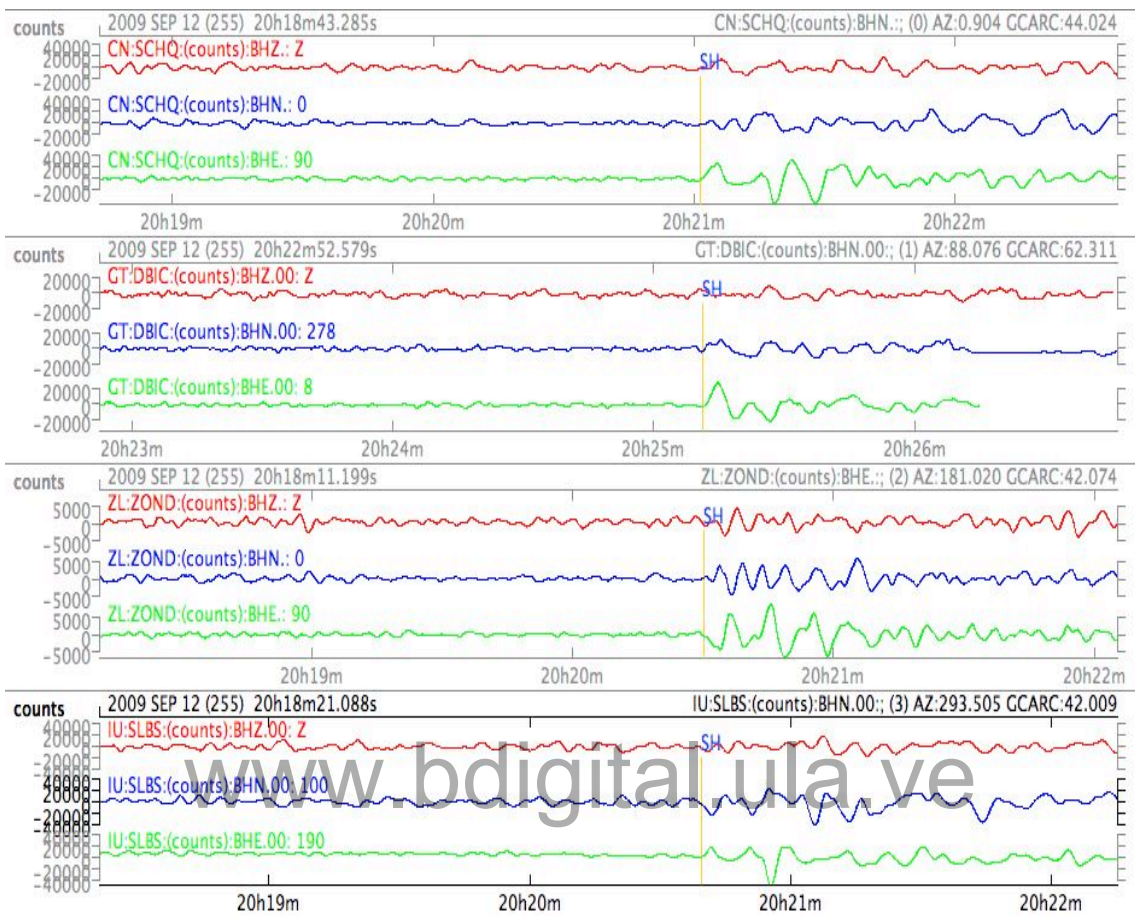


Figura 6.13: Señales de estaciones cercanas a los planos nodales de la onda P.

Cuadro 6.4: Modelo de Velocidad empleado en este estudio, basado en (Schmitz et al, 2007)

$V_p = 1,50 \text{ km/seg}$	$\rho = 1,00 \text{ g/cm}^3$	Espesor = 1,50 km	Capa de Agua
$V_p = 6,20 \text{ km/seg}$	$V_s = 3,56 \text{ km/seg}$	$\rho = 2,75 \text{ g/cm}^3$	Capa superficial
$V_p = 6,20 \text{ km/seg}$	$V_s = 3,56 \text{ km/seg}$	$\rho = 2,75 \text{ g/cm}^3$	Capa fuente

- Acimut,  $\Phi = 43,840^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 30,807^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 4,21E - 05 km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Capa de agua:  $h_a = 1,5 km$
- Profundidad focal:  $h = 10 km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 0,75 seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 2,50E18 Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5 seg, t_1 = 2,5 seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.14

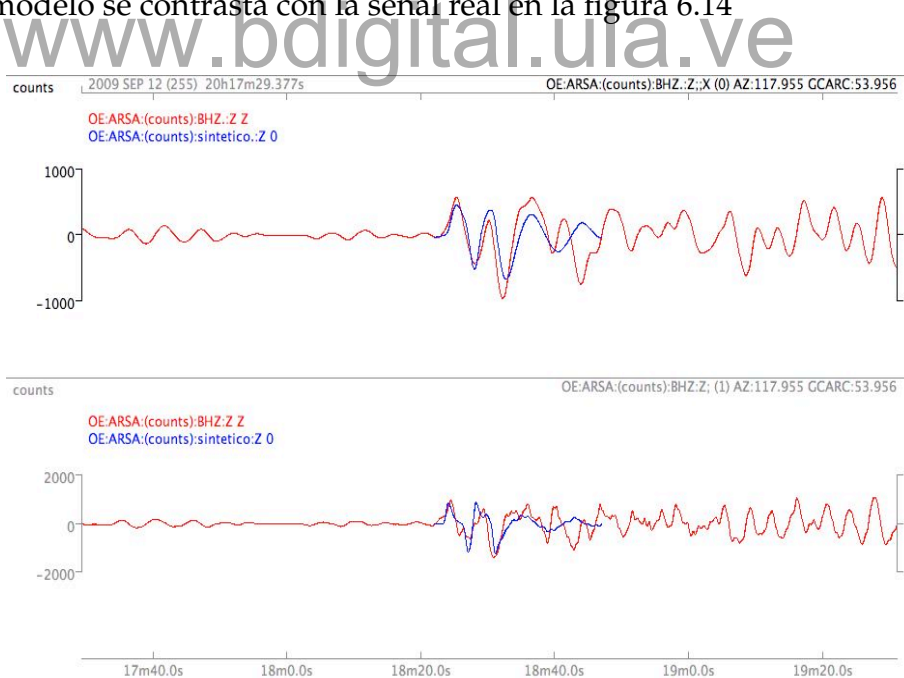


Figura 6.14: Contraste entre la señal real y la sintética en largo período (arriba) y banda ancha (abajo), para la estación ARSA.

## SSB

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 45,740^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 31,400^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 4,78E - 05 km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Capa de agua:  $h_a = 1,50 km$
- Profundidad focal:  $h = 10 km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 0,75 seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 2,30E18 Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5 seg, t_1 = 2,5 seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.15

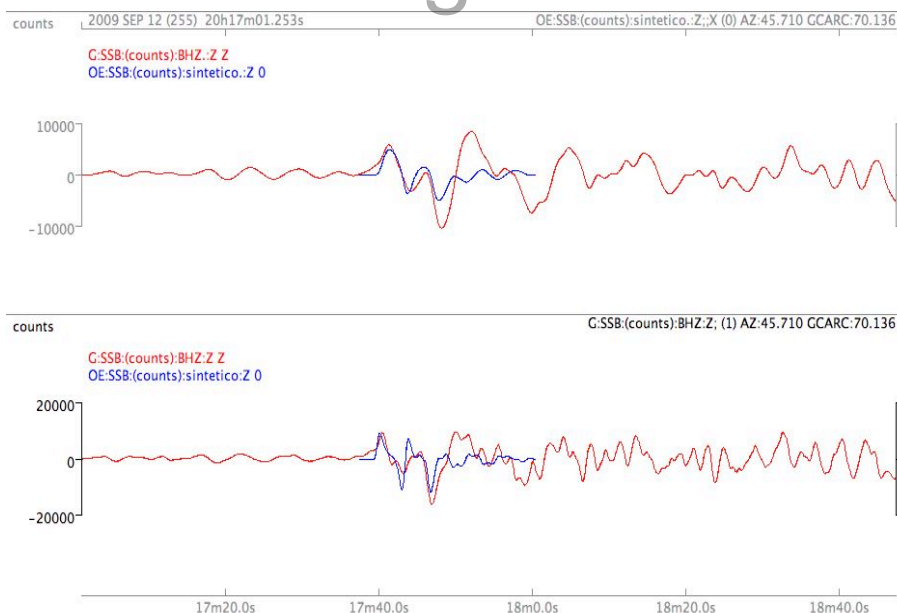


Figura 6.15: Contraste entre la señal real y la sintética en largo período (arriba) y banda ancha (abajo), para la estación SSB.

## TAM

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 69,580^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 31,317^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 4,78E - 05 km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Capa de agua:  $h_a = 1,50 km$
- Profundidad focal:  $h = 10 km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 0,75 seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 4,50E18 Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5 seg, t_1 = 2,5 seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.16

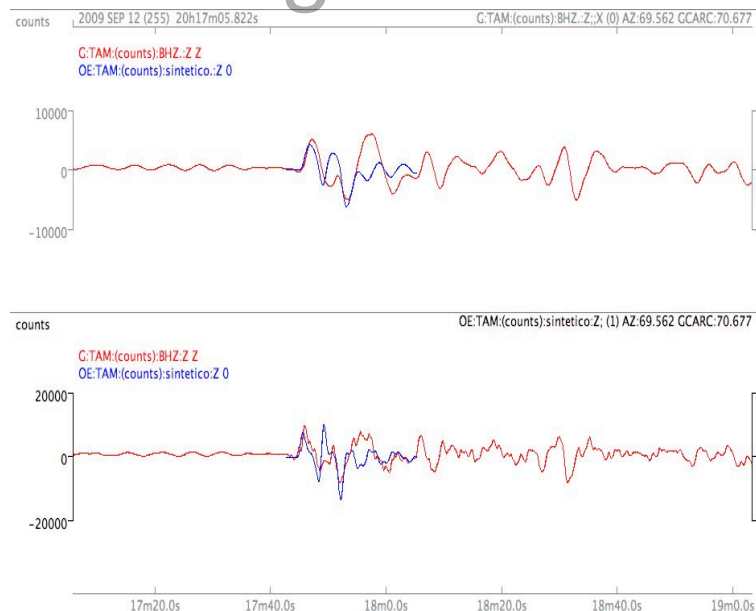


Figura 6.16: Contraste entre la señal real y la sintética en largo período (arriba) y banda ancha (abajo), para la estación TAM.

**RCBR**

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 115,920^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 34,048^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 6,93E - 05 km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Capa de agua:  $h_a = 0,80 km$
- Profundidad focal:  $h = 12 km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 1,00 seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 3,000E18 Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5 seg, t_1 = 3,3 seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.17

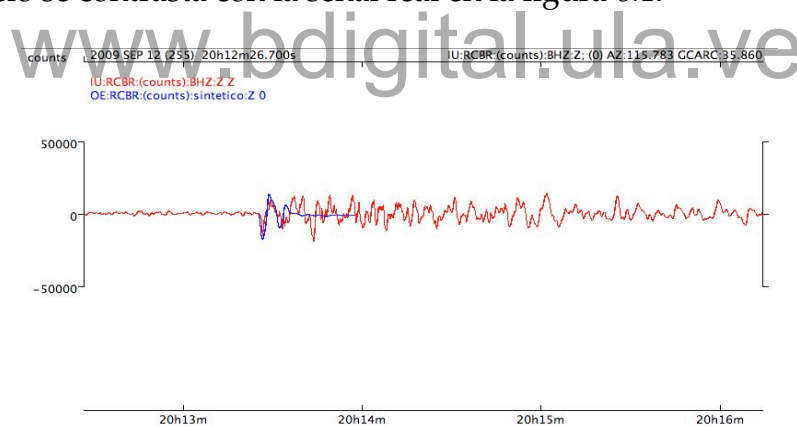


Figura 6.17: Contraste entre la señal real y la sintética en corto período (arriba) y banda ancha (abajo), para la estación RCBR.

**BZN**

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 304,810^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 33,057^\circ$

- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 6,10E - 05km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Capa de agua:  $h_a = 0,80km$
- Profundidad focal:  $h = 12km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 1,00seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 4,500E18Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5seg, t_1 = 2,3seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.18

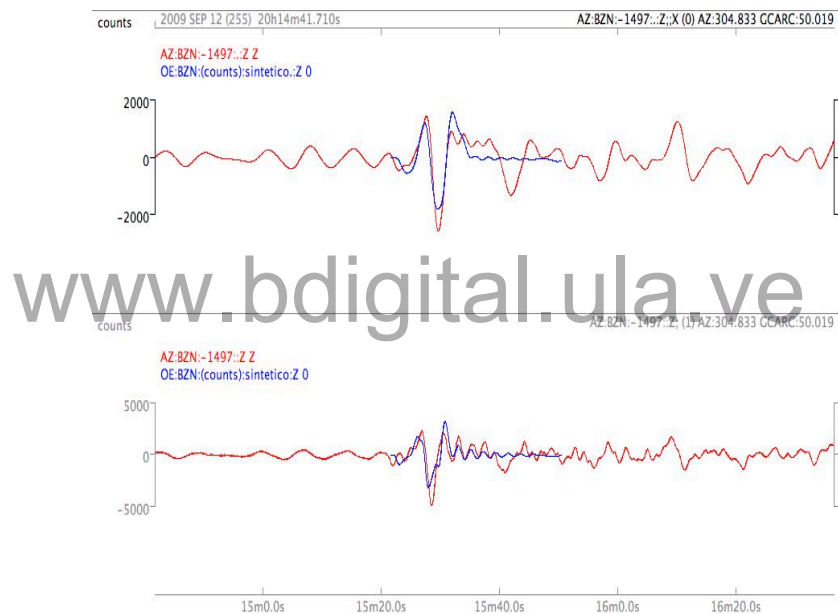


Figura 6.18: Contraste entre la señal real y la sintética en largo período (arriba) y banda ancha (abajo), para la estación BZN.

## WVT

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 327,620^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 34,488^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 5,90E - 05km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Capa de agua:  $h_a = 1,00km$
- Profundidad focal:  $h = 12km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 1,00seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 6,000E18Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5seg, t_1 = 2,3seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.19

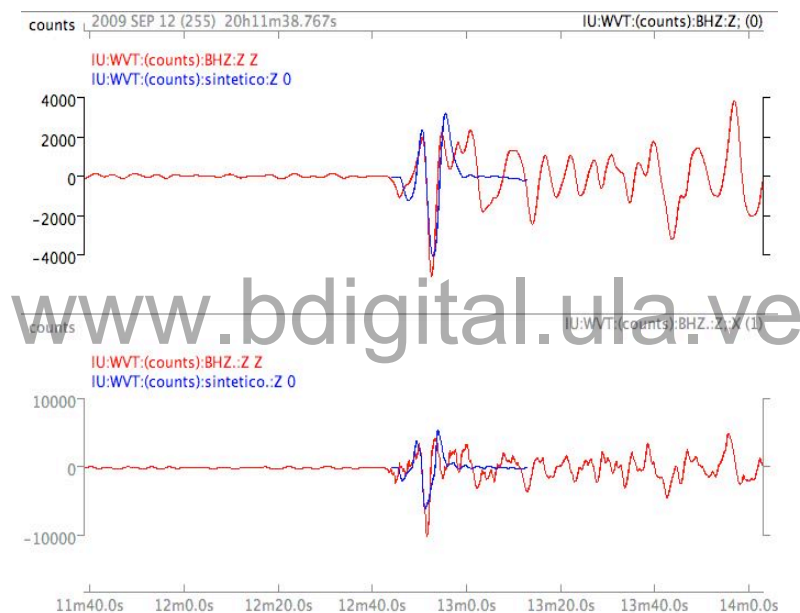


Figura 6.19: Contraste entre la señal real y la sintética en largo período (arriba) y banda ancha (abajo), para la estación WVT.

### 6.2.2. Paquete de ondas S

#### SCHQ

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 0, 90^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_S = 33, 563^\circ$

- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 6,40E - 05km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Profundidad focal:  $h = 12km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 3,00seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 2,20E18Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5seg, t_1 = 2,0seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.20

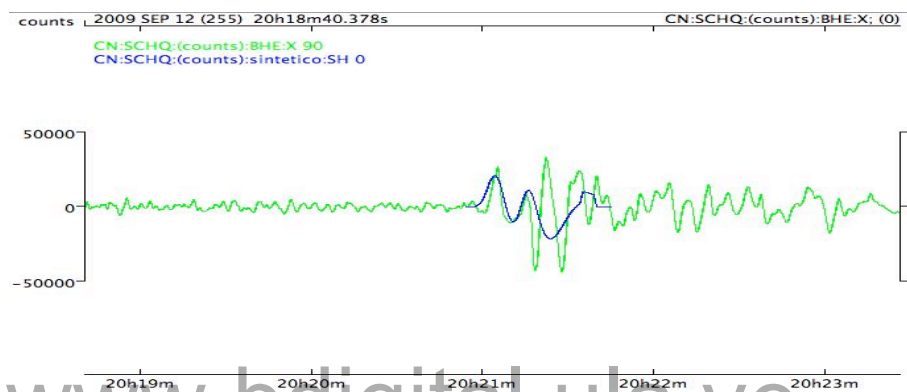


Figura 6.20: Contraste entre la señal real y la sintética, de la onda SH para la estación SCHQ.

## DBIC

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 88,09^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_S = 32,010^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 5,23E - 05km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Profundidad focal:  $h = 12km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 3,00seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 4,20E18Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5seg, t_1 = 4,0seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.21

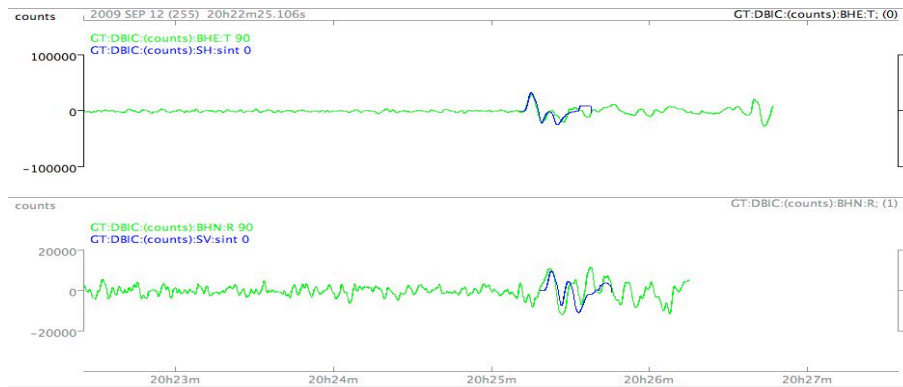


Figura 6.21: Contraste entre la señal real y la sintética de la onda SH (arriba) y SV (abajo), para la estación DBIC.

## ZOND

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 181,030^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_S = 33,680^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 6,60E - 05 km^{-1}$

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Profundidad focal:  $h = 12 km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 3,00 seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 2,80E18 Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5 seg, t_1 = 2,0 seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.22

## SLBS

Parámetros de la estación:

- Acimut,  $\Phi = 293,400^\circ$
- Angulo de incidencia,  $i_P = 33,557^\circ$
- Divergencia geométrica,  $R^{-1} = 6,60E - 05 km^{-1}$

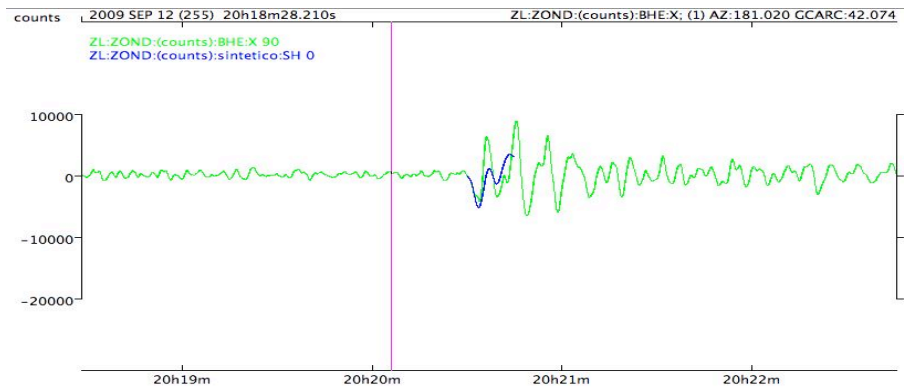


Figura 6.22: Contraste entre la señal real y la sintética de la onda SH, para la estación ZOND.

Los parámetros sismológicos empleados en esta estación para generar el posible mejor ajuste fueron:

- Profundidad focal:  $h = 12km$
- Coeficiente de atenuación:  $t^* = 3,00seg$
- Momento sísmico:  $M_0 = 3,20E18Nm$
- Función fuente trapezoidal:  $t_0 = 0,5seg, t_1 = 1,5seg$

Este modelo se contrasta con la señal real en la figura 6.23

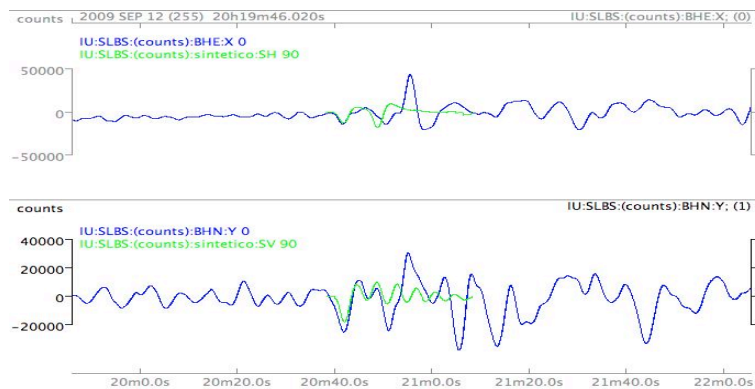


Figura 6.23: Contraste entre la señal real y la sintética de la onda SH (arriba) y SV (abajo), para la estación SLBS.

Estos modelos fueron calculados desde el programa **Marecusin**, descrito en la sección 5.3, visualizados con el programa *Gnuplot* y mostrados graficamente, junto con la señal real, en el programa *SeisGram2k*.

# Capítulo 7

## Análisis de resultados

El Mecanismo focal encontrado en este trabajo muestra un tipo de fallamiento rumbo deslizante dextral (sismo 4 en la figura 7.1), que es consistente con el tipo de fallas que se encuentran en la zona norte de Venezuela, como se representa con los sismos 3, 5 y 6 en la figura 7.1. Estas fallas son la consecuencia del movimiento de  $84^{\circ}E$  de la placa del Caribe respecto a la placa de Suramérica. La pequeña componente noreste puede explicar el regimen de fallamiento normal hacia la costa oriental de Falcón, mostrado con el sismo 2.

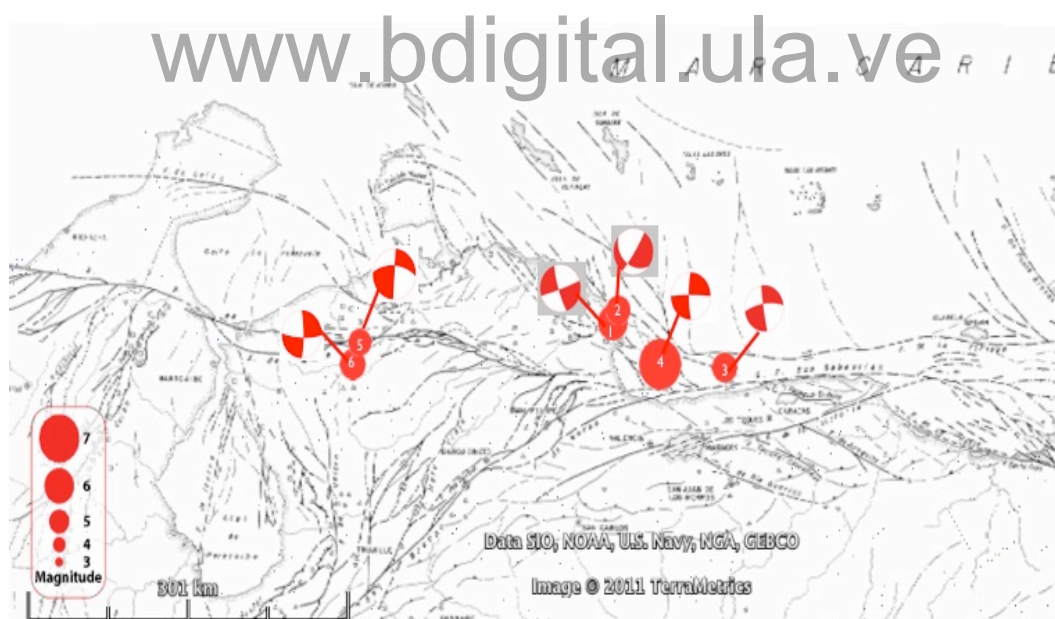


Figura 7.1: Representación del tipo de fallas en la región noroccidental de Venezuela, a partir de mecanismos focales de sismos estudiados con técnicas de inversión de sismogramas (sismos 1,2,3,5 y 6) y de modelado de la señal (4, sismo bajo estudio). Mapa de fallas activas de Funvisis.

Los mapas de fallas activas de Venezuela no muestran fallas rumbo-deslizante

este-oeste en la zona donde se localiza el sismo del 12 de Septiembre de 2009 (sismo 4 en la figura 7.1), lo cual no permite distinguir en el mecanismo focal el plano de falla del plano complementario. La falla mas cercana de tipo rumbo deslizante con dirección este-oeste, es la falla de San Sebastián, que se encuentra varios kilómetros al sur del sismo, a una distancia mayor al rango de error de la localización epicentral. Debido a esto, se prestó atención al efecto de directividad, que permite darle sentido y dirección a la ruptura, a partir de la diferencia del tiempo de ruptura aparente en distintos acimuts. De este modo, se pudo encontrar que la dirección de la ruptura es este-oeste, resultado que es concordante con la sismicidad, y por lo tanto, con la tectónica de la zona.

Como ya se ha mencionado, parámetros sismológicos han sido evaluados y estimados a través de la construcción de la señal sintética, tal es el caso del afinamiento de los parámetros del plano de falla, que define en parte la forma de onda de la señal, en términos de las amplitudes relativas. Se puede notar que la señal sintética se ajusta de modo razonable a la señal real en la mayoría de las estaciones consideradas. Esto hace, que en buena medida se valide el mecanismo focal propuesto en este trabajo.

Desde la diferencia temporal de las fases P y pP, en estaciones entre 30° y 90° de distancia epicentral, se estimó la profundidad focal, encontrando un valor promedio de 12 km. Para el cálculo se consideró el Modelo de Velocidades propuesto en *Schmitz et al, 2007*. El valor de la profundidad focal también pudo ser evaluado en el modelado de la señal. Encontrando en el ajuste de la diferencia temporal de los tiempos de llegada de pP y P,  $\delta(P, pP)$  sintética con la  $\delta(P, pP)$  real y de la diferencia temporal de los tiempos de llegada de sS y S,  $\delta(S, sS)$  sintética con la  $\delta(S, sS)$  real profundidades que varían entre 10 y 12 km. Esta variación puede ser debido a la topografía irregular del fondo marino. En la figura 7.2, puede notarse que en la zona donde se localiza el sismo bajo estudio los espesores de la capa de agua varían entre 1 km y 2 km, de acuerdo al mapa de batimetría del *Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar*.

Por ensayo y error se encuentra que a las señales de las estaciones, orientadas hacia zonas de mayor espesor de agua, se les ajusta mejor las señales sintéticas construidas con la menor profundidad focal. Este es el caso de las señales de las estaciones en acimuts entre 0° y 90°, donde la estimación del espesor de la capa de agua es de 1,5 km, y la profundidad focal asociada es de 10 km. Luego en estaciones orientadas hacia el sureste y noroeste, la estimación del espesor de agua disminuye a 0,80 km y la profundidad focal aumenta a 12 km.

A través del ajuste en la amplitud de la señal sintética en la señal real, se pudo estimar el Momento sísmico. El promedio de esta medida del sismo, en las diez estaciones que se modelaron da un valor de  $M_0=3,47E+18Nm$ . El momento sísmico



Figura 7.2: Mapa batimétrico, donde se muestra la localización del sismo bajo estudio, en relación con la topografía del fondo marino. Mapa del *Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar*.

$M_0$ , puede ser escrito en términos de la Magnitud Momento,  $M_w$ , a través de la expresión:

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log} M_0 - 6,07. \quad (7.1)$$

Desde esta ecuación se pudo determinar la Magnitud de Momento Sísmico,  $M_w = 6,29$ . Este valor concuerda con el propuesto en diversos catálogos sismológicos, presentados en el cuadro 6.1 y se resume por estación analizada en el cuadro 7.1.

De acuerdo a la ec. 3.4, que dice;

$$T_R = \frac{L}{v} \left( \frac{v}{V_R} - \cos \theta \sin i \right), \quad (7.2)$$

se puede estimar la longitud de la ruptura  $L$  desde,

$$L = \frac{v T_R}{\left( \frac{v}{V_R} - \cos \theta \sin i \right)}, \quad (7.3)$$

donde  $\theta$  es el acimut,  $i$  es el ángulo de incidencia,  $T_R$  es el tiempo de ruptura;  $t_0 + t_1$ ,  $v$  es la velocidad de propagación de la onda de cuerpo,  $V_R$  es la velocidad de

la ruptura. Para el caso de la onda P se toma  $\alpha/V_R = 2, 2$  y para la onda S se toma  $\beta/V_R = 1, 2$ .

La información disponible también permite determinar la caída de esfuerzo sísmico,  $\Delta\sigma$ , que se define como la diferencia de los esfuerzos en un punto de la falla, antes y después de la ruptura. Para fallas rumbo deslizantes rectangulares, se puede relacionar el Momento sísmico,  $M_0$ , con las dimensiones de la ruptura de la siguiente manera:

$$M_0 = \frac{\pi}{2} \Delta\sigma W^2 L, \quad (7.4)$$

donde  $L$  es la longitud y  $W$  es el ancho de la ruptura. La ec. 7.4 se escribe en términos de la caída de esfuerzo como:

$$\Delta\sigma = \frac{\pi}{2} \frac{M_0}{W^2 L}. \quad (7.5)$$

Desde la ec. 7.3 también se puede estimar la longitud de la ruptura  $L$ . En el cuadro 7.1 se muestra por estaciones modeladas los parámetros que permitieron estimar la longitud de la ruptura ( $t_0, t_1, \theta, i$ ). También se muestra el momento sísmico ( $M_0$ ) estimado por el ajuste en la amplitud de la señal sintética con la señal real, y la caída del esfuerzo ( $\Delta\sigma$ ), de acuerdo a la ec. 7.5.

Cuadro 7.1: Parámetros de fuente sísmica

Estación	$\theta(^{\circ})$	$i(^{\circ})$	$t_0(seg)$	$t_1(seg)$	$T_R(seg)$	$L(km)$	$M_0(Nm)$	$\Delta\sigma(Bar)$
ARSA	43,84	30,81	0,50	2,50	3,00	7,28	2,50E+18	44,61
SSB	45,74	31,40	0,50	2,50	3,00	7,23	2,30E+18	41,34
TAM	69,58	31,32	0,50	2,50	3,00	6,92	4,50E+18	84,46
RCBR	115,92	34,05	0,50	3,30	3,80	8,71	3,00E+18	44,73
BZN	304,81	33,06	0,50	2,30	2,80	9,91	4,00E+18	52,45
WVT	327,62	34,49	0,50	2,30	2,80	9,15	6,00E+18	85,17
SCHQ	0,90	33,56	0,50	2,50	3,00	8,84	2,20E+18	32,35
DBIC	88,09	32,01	0,50	4,00	4,50	9,26	4,20E+18	58,92
ZOND	181,03	33,68	0,50	2,50	3,00	8,97	2,80E+18	40,53
SLBS	293,40	33,68	0,50	1,50	2,00	10,30	3,20E+18	40,35
promedio						8,66	3,47E+18	52,49

Encontramos que el valor promedio es de  $M_0 = 3,47E+18 \text{ Nm}$ , que es el valor mencionado arriba.

El tiempo de la ruptura aparente  $T_R$  varía en función del acimut  $\theta$ , mostrando su valor máximo en la estación DBIC ( $T_R = 4,5$  seg), orientada hacia el este del sismo, y su valor mínimo en la estación SLBS ( $T_R = 2,0$  seg), orientada hacia el oeste. Esto concuerda con el efecto de directividad, que se resaltó en la primera fase de este trabajo. El tiempo de ruptura real se puede distinguir en estaciones que se encuentran en zonas donde el efecto de la directividad no existe, esto es para  $\theta = n\pi$ , puesto que para estos valores la función coseno que describe la directividad se anula. En este caso, las estaciones que no perciben el efecto de la directividad son SCHQ ( $\theta = 0,90^\circ$ ) y ZOND ( $\theta = 181,03^\circ$ ), a las cuales se les estimó el tiempo de ruptura  $T_R = 3,00$  seg.

Los parámetros, tiempo de ruptura y magnitud de momento sísmico estimados son consistentes con la curva en la figura 7.3 (Lay y Wallace, 1995), donde se establece la relación entre el tiempo de ruptura y el momento sísmico  $M_0$ , para una distribución global de sismos.

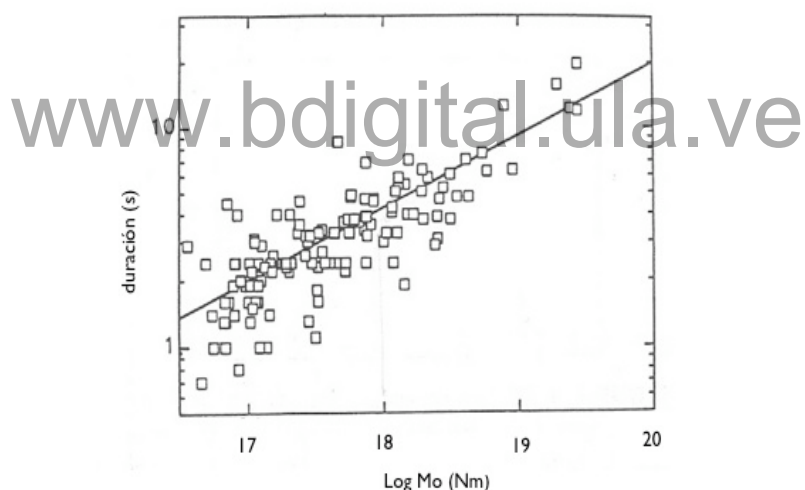


Figura 7.3: Relación entre la duración de la ruptura y la magnitud del momento sísmico, para una distribución global de sismos. Tomada del Lay y Wallace, 1995.

A través de la ec. 7.3, se calculó la longitud de la ruptura, encontrando un valor promedio de 8,66 km de longitud. Desde la cual se puede estimar el valor promedio del ancho de la ruptura  $W$  (dimensión vertical) para fallas rumbo deslizantes, a partir de la curva propuesta en Leonard, 2010. Desde esta curva en la figura 7.4, se puede inferir que para  $L = 8,66$  km, el ancho promedio es de  $W = 7$  km. De este modo, el área de la ruptura es  $A = 60,62 \text{ km}^2$ .

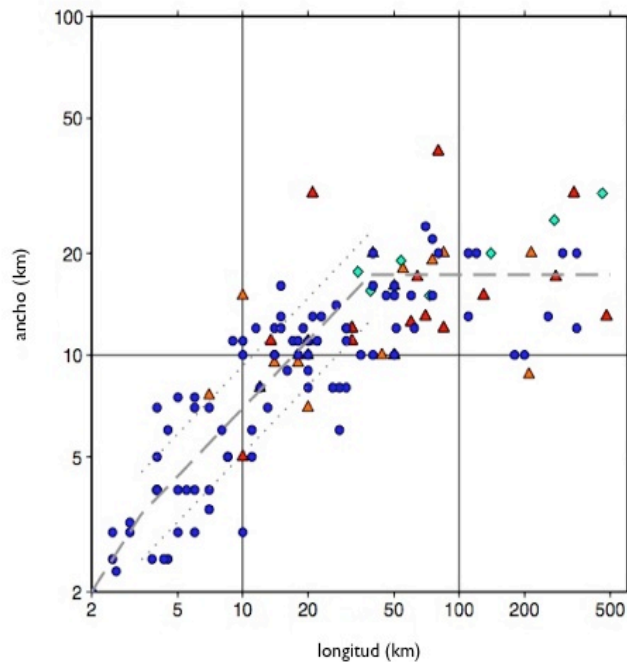


Figura 7.4: Relación entre la longitud y el ancho de ruptura, para sismos rumbo-deslizante interplaca. Tomada de *Leonard, 2010*.

Con esta información se pudo calcular la caída de esfuerzo,  $\Delta\sigma$ , de acuerdo a la ec. 7.5, obteniendo un valor promedio de  $\Delta\sigma = 52,49 \text{ Bar}$ . Este valor se encuentra en el rango entre 10 Bar y 100 Bar que caracterizan a los sismo que ocurren en las zonas de borde de placas (*Kanamori y Anderson, 1975*), como lo muestra la figura 7.5. La mayoría de los sismos se dispersan alrededor del valor de 30 Bar. El valor encontrado en este trabajo está por encima del valor promedio, lo cual sería consistente con una zona sometida a elevados esfuerzos tectónicos, como lo sugieren *Suárez y Nabelek, 1990*.

Un resumen de las señales modeladas, junto con la información sismológica generada a partir de los sismogramas, en base a modelos físicos, se muestra en la figura 7.6.

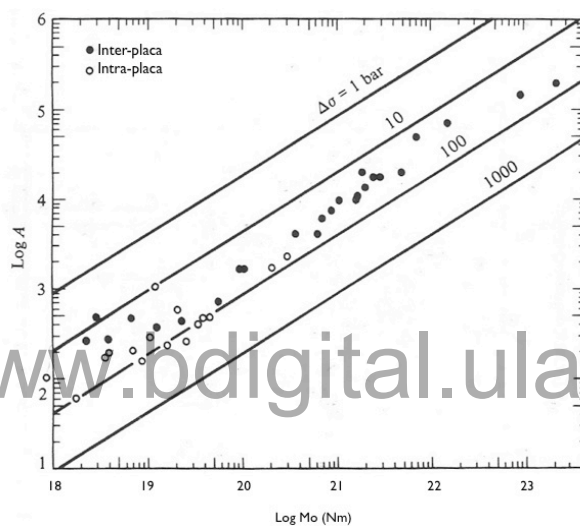


Figura 7.5: Área en función del momento sísmico, para sismos interplaca e intraplaca. Los sismos interplaca muestran una dispersión alrededor de 30 Bar, mientras que los sismos intraplaca muestran caída de esfuerzo alrededor de 100 Bar. Tomada del *Kanamori y Anderson, 1975*

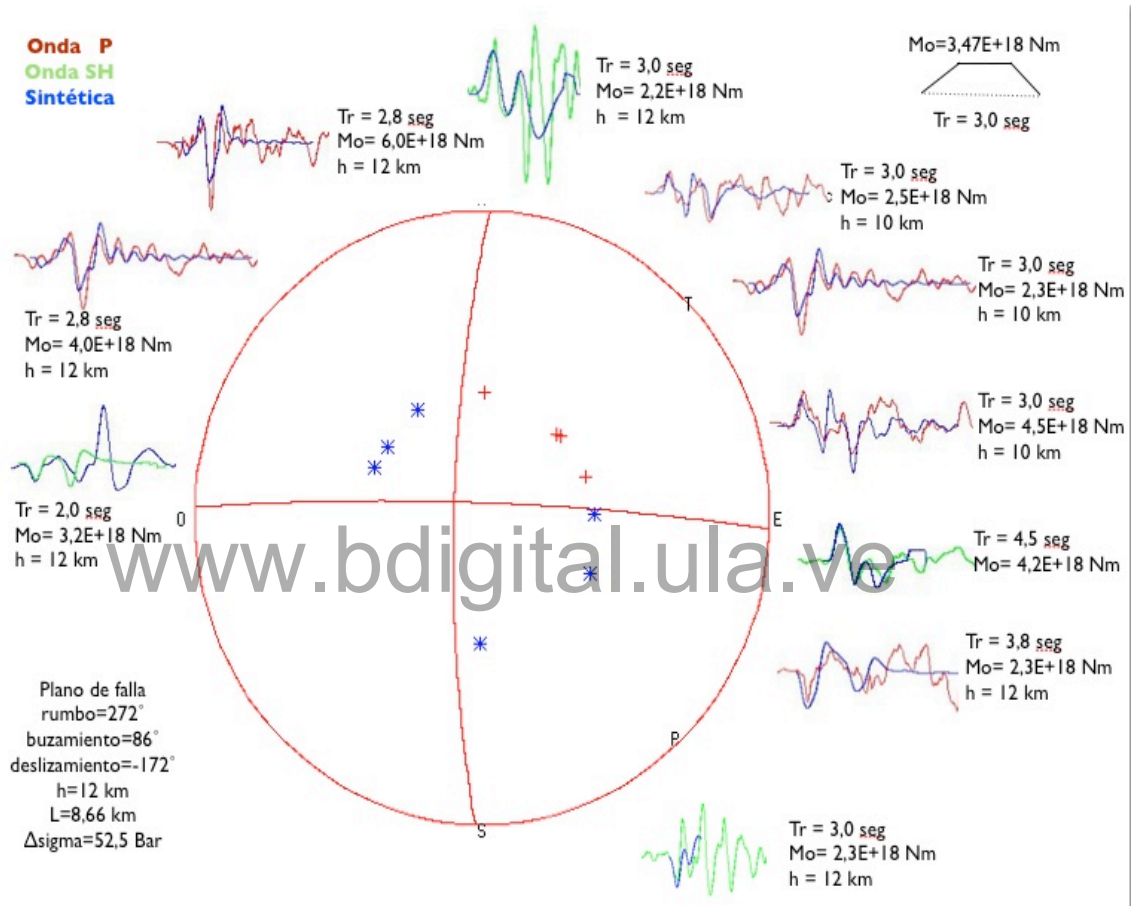


Figura 7.6: Señales sintéticas y reales de las ondas P y SH, en estaciones que varían en función del acimut, donde se aprecia el efecto de la directividad. La información sismológica del sismo estudiado se muestra en el recuadro a la izquierda.

# Capítulo 8

## Conclusiones

El Mecanismo Focal del sismo del 12 de Septiembre de 2009, muestra un tipo de fallamiento rumbo deslizante, de planos nodales A (rumbo= $272^\circ$ , buzamiento= $86^\circ$ , deslizamiento= $-172^\circ$ ) y B (rumbo= $181^\circ$ , buzamiento= $82^\circ$ , deslizamiento= $-4^\circ$ ). A partir del estudio del efecto de la directividad se determinó la dirección y el sentido de la ruptura. Se pudo distinguir el plano de falla en los planos nodales del mecanismo focal, siendo este el plano nodal A en sentido este-oeste; la ruptura se propagó hacia el oeste, a lo largo de la falla, desde el epicentro.

La profundidad focal fue estimada a partir de la diferencia temporal en las llegadas de la onda P y la fase pP en estaciones ubicadas entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$  de distancia epicentral. Tomando como velocidad de propagación  $V_p=6,2$  km/seg, la profundidad focal se estima en un valor promedio de 12 km.

La profundidad focal, el plano de falla del mecanismo focal, el momento sísmico, y el tiempo de ruptura pudieron ser modelados en las señales sintéticas; de la onda P para 6 estaciones distribuidas en acimuts NE, SE y NO, y de las ondas SH y SV para 4 estaciones distribuidas en acimuts N, E, S, O. Se incluyó en el modelo de velocidad usado el espesor de la capa de agua, a fin de generar un mejor ajuste de la señal real con la señal sintética, se encontró que para las estaciones orientadas en acimuts NE, la profundidad focal aparente disminuye a 10 km mientras que el espesor de la capa de agua aumenta a 1,5 km, y para las estaciones orientadas en acimuts SE y NO, la profundidad focal aparente aumenta a 12 km mientras que el espesor de la capa de agua disminuye a 0,80 km. Esto puede ser debido a la topografía irregular del fondo marino en la región epicentral, mostrada en el mapa batimétrico de Venezuela.

El momento sísmico también pudo ser estimado en el ajuste de la amplitud de la señal sintética con la señal real, encontrando que en promedio  $M_0=3,47E+18$  Nm, y la magnitud momento  $M_w=6,29$ .

El tiempo de ruptura aparente, pudo ser estimado con el ajuste de la señal sintética en estaciones a acimuts  $0^\circ$  y  $180^\circ$ . De este modo se pudo observar que  $T_R= 3,00$

seg.

Con la estimación de los tiempos de ruptura de las 10 estaciones modeladas, se pudo estimar la longitud de la ruptura, siendo esta  $L = 8,66$  km. Utilizando la relación entre longitud y ancho de la ruptura para fallas rumbo deslizantes, obtenidos con tratamientos estadísticos por otros autores, se asocia un ancho de ruptura promedio de 7 km. De esta manera se obtiene un área de ruptura,  $A = 60,61$  km<sup>2</sup>.

Desde las dimensiones de la ruptura se pudo calcular la caída de esfuerzo sísmico, siendo este  $\Delta\sigma = 52,5$  Bar.

El valor de la caída de esfuerzo se encuentra por arriba del promedio que es aproximadamente  $\Delta\sigma = 30$  Bar, para sismos interplaca. Este resultado sugiere que la zona epicentral podría estar sometida a esfuerzos tectónicos elevados.

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

Reconocimiento

# Apéndice A

## Tablas con resultados

### A.1. Diferencia de los tiempos de llegada de P, pP, y cálculo de h en estaciones entre 30° y 90° de distancia epicentral

Red	Estación	$\theta(^{\circ})$	$i(^{\circ})$	$\Delta(^{\circ})$	$\delta(P, pP)$	h (km)
II	ALE	0,77	31,28	71,86	3,41	12,37
CN	SCHQ	0,90	31,56	44,02	3,23	11,75
IU	SFJD	7,95	31,44	53,36	4,02	14,61
GE	SUMG	9,47	31,87	64,23	4,35	15,88
GE	DAG	10,65	31,32	70,83	4,57	16,58
CN	DRLN	10,76	31,86	39,40	4,46	16,28
GE	VSU	31,84	31,41	83,31	2,79	10,13
GB	DYA	39,34	31,74	65,24	2,54	9,26
G	SSB	45,72	31,40	70,05	2,57	9,33
PM	PESTR	51,34	32,20	60,23	2,57	9,41
IU	MACI	62,43	31,95	51,03	2,79	10,19
G	TAM	69,58	31,32	70,68	3,58	12,99
G	MBO	80,19	31,06	49,81	3,69	13,36
GT	DBIC	86,47	32,01	62,31	4,02	14,70
IU	TSUM	109,59	31,39	89,24	3,36	12,21
IU	RCBR	115,78	31,05	35,86	2,70	9,77
GT	CPUP	164,66	33,92	38,24	2,88	10,76
ZL	ZOND	181,02	31,68	42,07	3,64	13,26
IU	LCO	183,82	33,86	39,57	3,83	14,30
YT	HOWD	184,03	29,97	88,74	3,24	11,59
G	UNM	289,48	34,39	31,39	3,52	13,22
IU	SLBS	293,44	33,68	42,05	3,40	12,67

Red	Estación	$\theta(^{\circ})$	$i(^{\circ})$	$\Delta(^{\circ})$	$\delta(P, pP)$	h (km)
AZ	BZN	304,81	32,06	50,02	2,93	10,72
YK	FACU	313,62	31,49	57,12	3,44	12,51
CN	LLLB	323,19	31,29	59,29	3,17	11,50
CN	BBB	323,35	31,92	63,50	3,42	12,49
IU	WVT	327,59	34,49	31,08	2,47	9,29
NM	USIN	330,00	34,30	32,41	2,48	9,31
AK	SSN	330,75	30,85	77,23	3,32	11,99
CN	WHY	331,06	31,44	69,51	3,10	11,26
CN	INK	339,04	31,32	71,20	3,46	12,56
CN	SADO	346,12	34,11	35,29	3,41	12,77
CN	RES	352,40	31,74	65,75	4,12	15,02
CN	FRB	359,64	31,79	52,91	3,55	12,95

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

Reconocimiento

## A.2. Acimut, Distancia y Polaridad de la onda P y la fase pP

Red	Estacion	$\theta(^{\circ})$	Distancia ( $^{\circ}$ )	Polaridad P	Polaridad pP
IU	ALE	0,769	71,855	c	d
CN	SCHQ	0,904	71,855	c	d
IU	SFJD	7,947	53,357	c	d
GE	SUMG	9,47	64,23	c	d
GE	DAG	10,65	70,83	c	d
CN	DRLN	10,756	39,398	c	c
IU	SJG	12,478	7,491	c	-
GB	ANWB	17,67	61,79	c	-
GE	VSU	31,839	83,310	c	c
GB	EDI	33,54	67,05	c	c
GB	GAL1	34,39	65,92	c	c
GB	MCH1	37,72	66,17	c	c
GB	DYA	39,34	65,24	c	c
OE	ARSA	43,836	77,700	c	c
G	SSB	45,718	70,048	c	c
MN	DIVS	46,787	81,066	c	-
MN	VTs	47,957	83,604	c	-
IU	BFO	48,33	72,857	c	-
GB	JSA	49,19	2,17	c	-
PM	PEST	51,337	60,234	c	-
IU	MACI	62,43	51,03	c	c
GE	TAM	69,58	70,68	c	c
CU	BBGH	72,87	8,45	c	-
CU	GRGR	76,71	6,22	c	-
GE	TIRR	78,002	86,979	c	-
G	MBO	80,193	49,806	c	-
GT	DBIC	86,47	62,31	d	c
IU	RCBR	115,783	35,860	d	-
IU	TSUM	120,800	89,235	d	d
GE	SNAA	163,319	92,254	d	-
GT	CPUP	164,661	38,257	d	-
IU	SAML	166,49	20,12	d	-
IU	LVC	180	33,125	d	-
GT	LPAZ	180,60	26,87	d	-
ZL	ZOND	181,020	42,074	d	c
GT	PLCA	182,633	51,290	d	-
IU	LCO	183,824	39,574	d	-
YT	HOWD	184,028	88,739	d	-
II	NNA	201,82	24,30	c	-

Red	Estacion	$\theta(^{\circ})$	Distancia ( $^{\circ}$ )	Polaridad P	Polaridad pP
RSNC	FLO2	220,49	12,01	c	-
RSNC	BET	223,30	11,04	c	-
RSNC	CHI	223,64	8,45	c	-
RSNC	PRA	224,96	9,91	c	-
RSNC	CRU	224,97	12,88	c	-
RSNC	RUS	226,70	7,10	c	-
RSNC	POP2	227,26	12,01	c	-
RSNC	ROSC	227,43	8,71	c	-
RSNC	RAG	235,49	5,53	c	-
REDSAV	DB65	235,95	4,23	c	-
REDSAV	DB56	236,17	3,47	c	-
RSNC	BRR	237,79	6,82	c	-
RSNC	GRA	239,37	5,64	c	-
REDSAV	DB39	240,85	3,74	c	-
REDSAV	DB57	243,99	4,75	c	-
IU	PAYG	244,23	25,04	c	-
RSNC	MAP	244,90	14,89	c	-
G	HDC	268,80	16,02	c	-
II	JTS	270,155	16,754	c	-
NU	MGAN	276,17	18,09	d	-
GE	BOAB	277,25	17,54	d	-
G	UNM	289,48	31,39	d	d
IU	SLBS	293,435	42,054	d	d
AZ	MONP2	304,15	49,67	d	d
AZ	SMER	304,65	50,42	d	d
AZ	BZN	304,83	50,02	d	d
AZ	CRY	304,91	50,09	d	d
AZ	WMC	304,93	50,05	d	d
AZ	RDM	304,96	50,20	d	d
AZ	KNW	305,10	50,11	d	d
IU	TUC	305,26	44,94	d	d
AZ	CMB	309,35	54,15	d	-
ZN	AUA	309,56	2,74	d	-
IU	HKT	310,36	32,31	d	-
IU	ANMO	310,72	42,56	d	-
BK	WDC	311,77	56,45	d	-
YK	FACU	313,618	57,120	d	d
BK	HUMO	313,99	57,31	d	-
CC	TCBU	315,91	57,60	d	-
CC	WIFE	315,93	56,96	d	-
NM	UALR	320,84	32,71	d	-
CN	LLLB	323,185	59,292	d	-
CN	BBB	323,348	63,499	d	c
CU	GTBY	323,35	11,49	d	-
IU	DWPF	325,45	21,46	d	-
NM	PLAL	325,81	30,35	d	-
IU	WVT	327,589	31,076	d	-

Red	Estacion	$\theta(^{\circ})$	Distancia ( $^{\circ}$ )	Polaridad P	Polaridad pP
NM	SIUC	327,95	33	d	-
NM	SLM	327,97	34,22	d	-
NM	USIN	329,99	32,40	d	-
AK	SSN	330,752	77,232	d	-
CN	WHY	331,064	69,509	d	c
CU	SDDR	338,88	8,83	d	-
CN	INK	339,043	71,200	d	c
CU	GRTK	343,98	11,15	d	-
CN	SADO	346,117	35,292	c	d
CN	RES	352,402	65,753	c	d
CN	FRB	359,61	52,91	c	-
IU	SDV	368,58	3,32	c	-

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)

### A.3. Duración aparente del pulso de la onda SH, en estaciones entre 30° y 90° de distancia epicentral

Red	Estación	$\theta(^{\circ})$	Ancho del pulso S (seg)
G	UNM	289,484	0,920
IU	SLBS	293,435	0,892
AZ	CRY	302,906	0,950
YK	FACU	313,618	1,125
IU	WVT	327,589	1,274
NM	USIN	329,997	1,329
CN	FRB	359,610	1,388
II	ALE	0,769	1,230
IU	SFJD	7,947	1,344
GE	SUMG	9,450	1,430
GE	DAG	10,635	1,478
GE	VSU	31,839	1,349
GB	DYA	39,236	1,478
G	SSB	45,718	1,558
PM	PESTR	51,337	1,484
GE	MACI	62,377	1,574
G	TAM	69,562	1,658
G	MBO	80,193	1,734
GT	DBIC	88,076	1,815
IU	RCBR	115,783	1,717
IU	TSUM	120,800	1,539
GE	SNAA	163,319	1,541
GT	CPUP	164,661	1,193
ZL	ZOND	181,020	0,915
IU	LCO	183,824	0,906

www.digital.ula.ve

# Bibliografía

- [1] AKI K. y RICHARDS R. (2002). *Quantitative Seismology*. University Science Books.
- [2] AUDERMARD F., ROMERO G., RENDON H., CANO V. (2004): Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews* 69 181-233.
- [3] AUDEMARD F. (2002): Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *Memorias del XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 17 al 20 de noviembre, 8 pp.* (Resumen extendido en CD-ROM).
- [4] KANAMORI H y ANDERSON D. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol 65, no.5. 1073-1095.
- [5] LAY T. y WALLACE T. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.
- [6] LEONARD M. (2010): *Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol 100, No. 5A, 1971-1988.
- [7] MALAVE G. y SUAREZ G. (2007): Source characteristics of the 1989 Boca del Tucuyo earthquakes in northwestern Venezuela. *Geofísica Internacional* (2007), Vol. 46, Num. 4, 227-240.
- [8] PEREZ O., BILHAM R., BENDICK R., HERNANDEZ N., HOYER M., VELLANDIA J., MONCAYO C. y KOZUCH M. (2001): Velocidad relativa entre las placas de Caribe y Suramérica a partir de observaciones dentro del Sistema de

- Posicionamiento Global (GPS) en el norte de Venezuela. *Interciencia*, Vol. 26, No. 002, 69-74.
- [9] SCHERBAUM F. (1994). *Basic Concepts in Digital Signal Processing for Seismologists*. Springer-Verlag.
- [10] SCHMITZ M., AVILA J., BEZADA M., VIEIRA E., YANEZ M., LEVANDER A., ZELT C., JACOME M., MAGNANI M. (2007): The BOLIVAR active seismic working group. Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics* 459(2008)14-26.
- [11] SUAREZ G. y NABELEK J.(1990): *The 1967 Caracas Earthquake: Fault Geometry, Direction of Rupture Propagation and Seismotectonic Implications*. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, Num. B11, 17,459-17,474.
- [12] REDUCA (Geología). (2010): *Cálculo del Mecanismo Focal de un Terremoto*. Serie Tectónica. 2 (6): 1-91, ISSN: 1989-6557.
- [13] STEIN S. y WYSESSON M. (2003). *An Introduction to Seismology*. Blackwell Publishing. Primera edición.
- [14] TRENKAMP R., KELLOGG J., FREYMEULLER J., MORA H. (2002): Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 157 - 171.
- [15] WEBER J., DIXON T., DEMETS C., AMBEH W., JANSMA P., MATTIOLI G., SALEH J., SELLA G., BILHAM R., PEREZ O. (2001): GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology* 29 (1), 75 - 78.
- [16] FUNVISIS. Sismicidad. Mecanismos focales. Página visitada en Abril, 2011. [http://www.funvisis.gob.ve/mecanismos\\_focales.php?pag=2](http://www.funvisis.gob.ve/mecanismos_focales.php?pag=2).
- [17] GNUPLOT. Download. Página visitada en Octubre, 2010. <http://www.gnuplot.info/download.html>.

- [18] GOOGLE EARTH. *Descargar*. Página visitada en Marzo, 2011. [http://www.google.es/intl/es\\_es/earth/download/ge/](http://www.google.es/intl/es_es/earth/download/ge/).
- [19] INSTITUTO GEOGRAFICO DE VENEZUELA SIMON BOLIVAR. *Cartografía Básica*. Página visitada en Abril, 2011. <http://www.igvsb.gov.ve/web2010/>.
- [20] INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTER, ISC. *ISC Bulletin*. Página visitada en Octubre, 2010. <http://www.isc.ac.uk/search/index.html>
- [21] U.S. GEOLOGICAL SURVEY, USGS. *Earthquake Hazards Program*. Página visitada en Octubre, 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>.
- [22] SISTEMA DE TELEINFORMACION DE SISMOLOGIA HISTORICA VENEZOLANA. Página visitada en Octubre, 2010. <http://www.sismicidad.ciens.ula.ve/>
- [23] SEISGRAM 2K. *Download and Installation*. Página visitada en Octubre, 2010. <http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html>
- [24] WILBER II. Página visitada en Octubre, 2010. <http://www.iris.edu/wilber>