



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA BASADO EN LA  
FASE-W Y MODELAMIENTO DE TSUNAMIS**

TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO  
DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOFÍSICA

**SEBASTIÁN RIQUELME MUÑOZ**

PROFESOR GUÍA:  
JAIME CAMPOS MUÑOZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
ARMANDO CISTERNAS SILVA  
SERGIO BARRIENTOS PARRA

SANTIAGO DE CHILE  
ABRIL 2012

## Resumen

Este trabajo consta de 2 partes. La primera está enfocada en inversiones de la fuente utilizando el método de la fase-W y la segunda trata aspectos analíticos y numéricos de tsunamis.

La fase-W es una fase de largo periodo de 200 a 1000 segundos, que llega entre las ondas P y S. Se puede descomponer como suma de modos normales o como suma de rayos. Por la rapidez con la que llega a los sismómetros de banda ancha a distancia regional, es posible utilizar estos datos sísmicos. Por el largo de onda de esta fase es posible estudiar eventos medianos a mega terremotos, en términos de magnitud superiores a 5.8. Mediante la inversión de las funciones de Green es posible obtener la magnitud de momento, el centroide y el mecanismo focal de un terremoto para entregar una alerta rápida de tsunamis en poco tiempo. Con este método se estudiaron terremotos antiguos, incluyendo toda la taxonomía de terremotos posibles; ya sean superficiales, profundos, de ambientes de subducción, outer-rise, de tipo lento, y mega-terremotos. Cada uno de estos resultados fueron comparados con el catalogo GCMT, obteniendo magnitudes, mecanismos focales y centroides bien correlacionados con lo obtenido por el catálogo. Posteriormente se realizó la implementación en tiempo real del método en el Departamento de Geofísica- Servicio Sismológico Nacional de la Universidad de Chile. Desde su implementación, han ocurrido seis eventos posibles de estudiar, de los cuáles 5 entregaron los mismos resultados que el USGS, concordando con las condiciones tectónicas conocidas en esos lugares. Solo uno de estos eventos entregó un mecanismo focal que no corresponde a la tectónica, producto de poca cobertura de estaciones hacia el sur de Chile.

En la segunda parte se trataron todos los aspectos teóricos y numéricos del modelamiento de tsunamis. Se presentó una clasificación considerando su fuente, ya sea, volcánica, un deslizamiento submarino o sub-aéreo o un terremoto. Posteriormente se realizó el tratamiento con ecuaciones de la mecánica de fluidos, incluyendo efecto de la no linealidad y la dispersión. Luego se consideraron deformaciones teóricas del fondo del mar basado en distintas fuentes, de diferentes dimensiones y a diferentes profundidades, siguiendo la línea de la placa de subducción concluyendo que lo más importante para la generación de un tsunami son: la profundidad del límite superior del plano de falla y el tamaño del terremoto. Se realizaron modelos numéricos para los tsunamis de Nicaragua 1992, Antofagasta 1995, Indonesia 2004, Chile 2010 y Japón 2011. En base a las fuentes sísmicas de estos eventos fueron se realizaron los modelos, comparando los run-ups numéricos con los observados en terreno.

Finalmente, en base a información histórica, velocidades de placa, modelos de acoplamiento y perfiles de refracción sísmica, se estudió la laguna sísmica del norte grande. Con todo lo anterior se propone un modelo de fuente sísmica y posterior tsunami que alcanzaría alturas de hasta 15 metros en algunas zonas de campo cercano.

# Índice

<b>1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Obtención e Inversión de la Fase-W</b> .....	<b>4</b>
2.1 Definición.....	4
2.2 Obtención .....	6
<b>3. Inversión de la fuente utilizando fase-W</b> .....	<b>12</b>
3.1 Terremoto de Nicaragua del 02/09/1992 .....	12
3.2 Terremoto de Bolivia del 09/06/1994 .....	16
3.3 Terremoto de Antofagasta de 30/07/1995.....	19
3.4 Terremoto de Perú del 23/06/2001 .....	21
3.5 Terremoto de Sumatra-Andaman del 26/12/2004 .....	24
3.6 Terremoto de Tarápaca del 2005 .....	27
3.7 Terremoto de Tocopilla del 14/11/2007 .....	30
3.8 Terremoto del Maule del 27/02/2010 .....	33
3.9 Réplica del 11/03/2010 .....	35
3.10 Terremoto de Tohoku-Oki del 11/03/2011 .....	38
<b>4. Implementación en tiempo real de la fase-W</b> .....	<b>41</b>
4.1 Base de Datos .....	42
4.2 Implementación Automática .....	43
4.3 Ejemplos.....	45
4.4 Magnitud Momento fase-W SSN v/s Magnitud Momento GCMT .....	56
<b>5. Fuentes Tsunamigénicas</b> .....	<b>57</b>
5.1 Tsunamis causados por terremotos.....	57
5.2 Tsunamis Causados por landslides .....	59
5.3 Tsunamis de Origen Volcánico .....	60
5.4 Tsunamis en Chile .....	61
<b>6. Teoría clásica de tsunamis</b> .....	<b>62</b>
6.1 Ecuaciones de Movimiento .....	62
6.2 Teoría de Propagación lineal.....	65
6.3 Análisis de la deformación del suelo marino .....	68
6.4 Dispersión .....	74

6.5 Teoría de Propagación No Lineal .....	80
6.6 Solución de la ecuación de Korteweg de Vries .....	81
6.7 Amplificación Costera, Ley de Green e Integral de Run-up.....	82
6.8 Tiempo de llegada de la primera Ola.....	86
6.9 Magnitud e Intensidad .....	87
<b>7.Modelos Numéricos de Tsunamis .....</b>	<b>88</b>
7.1 Tsunami Nicaragua 1992 .....	88
7.2 Tsunami de Antofagasta 1995.....	91
7.3 Tsunami de Sumatra 2004.....	92
7.4 Tsunami de Maule 2010.....	93
7.5 Tsunami de Japón 2011 .....	96
7.6 Laguna Sísmica del Norte Grande y potencial tsunami.....	98
<b>8.Conclusiones .....</b>	<b>104</b>
<b>9.Anexos .....</b>	<b>107</b>
9.1 Catálogo de Tsunamis para Chile .....	107
<b>10.Referencias .....</b>	<b>108</b>

## 1. Introducción

Por encontrarse en uno de los bordes de placas más activos del planeta, Chile es uno de los países con mayor actividad sísmica a nivel mundial. Esto trae como consecuencia que en Chile se hayan registrado muchos grandes terremotos. Se pueden citar muchos ejemplos, Chillan 1939, Valdivia 1960, Antofagasta 1995, Tocopilla 2007, Tarapacá 2005, Maule 2010 y la lista es aún más grande. Algunos de estos traen como consecuencia un fenómeno geofísico que resulta destructor para la población que se ubica en las costas. Los tsunamis.

En el mundo se han registrado tsunamis desde tiempos prehistóricos. Chile es uno de los mayores generadores de tsunamis a nivel mundial. De veintiún sismos superiores o iguales a magnitud  $M_W = 8$  en la costa de Chile (incluidos dos de los terremotos más grandes desde que se tienen registros ocurridos el 21 de mayo de 1960 en Valdivia y el 27 de Febrero del año 2010 en Concepción dieciocho de ellos generaron tsunami (Catálogo USGS).

Al parecer la magnitud de un terremoto es indicativa de cuán grande puede ser la altura de un tsunami llegando a la costa (Imamura, 1977), pero ello no es suficiente para esta predicción, por lo tanto es clave entender el proceso de ruptura que ocurre en la fuente.

El reciente terremoto ocurrido el 27 de Febrero del año 2010 mostró que Chile necesita el desarrollo de un sistema de alerta temprana para la generación de Tsunamis.

Durante el año 1992 ocurrió el terremoto de Nicaragua con posterior tsunami, que produjo la muerte de más de 116 personas y 68 siguen desaparecidas. Este evento generó un tsunami desproporcionado para la magnitud medida en ondas superficiales que alcanzó de 7.2. Kanamori sospechó que se trataba de un terremoto lento o “*Tsunami Earthquake*” (Kanamori, 1972) que había liberado la mayor parte de su energía en largos periodos, mayores a 100 segundos.

Cabe preguntarse: ¿por qué no fue posible saber que este terremoto “moderado” generaría un tsunami?, la respuesta es que las ondas superficiales no miden la energía liberada en baja frecuencia y por lo tanto  $M_s$  no es útil para estimar el potencial de tsunami de un terremoto.

Haciendo una traslación en el tiempo, el 26 de Diciembre del 2004 en Sumatra ocurrió el terremoto más grande registrado en los últimos 40 años después del terremoto de Valdivia del año 1960. Uno de los problemas que ocurrió aquí fue que la alerta de tsunami tomó mucho tiempo en llegar y producto de ello más de 283.000 personas perdieron la vida. Surge otra pregunta: ¿Por qué demoró tanto tiempo?, la respuesta es muy simple, a esa fecha no existía un método capaz de entregar los parámetros de la fuente rápidamente (menor a 10 minutos).

Volviendo al año 1992, observando los registros banda ancha que habían sido instalados solo dos años antes, Kanamori encontró una fase de largo periodo que podría ser utilizada para encontrar el mecanismo focal de un terremoto. Sin embargo no fue hasta dieciséis años después, en el año 2008 que Hiroo Kanamori y Luis Rivera (Kanamori y Rivera, 2008) desarrollaron un método basado en la teoría de oscilaciones libres de la tierra, para encontrar los parámetros que definen la fuente sísmica, es decir, magnitud momento ( $M_w$ ), mecanismo focal, las coordenadas del centroide y la duración de la fuente. En una ventana tiempo menor a 6 minutos después de ocurrido el evento es posible obtener dichos parámetros. El método basado en la fase W fue implementado en el PTWC (Pacific Tsunami Warning Center) y USGS (United States Geological Survey) a prueba el año 2009. Y el año 2010 comenzó a ser utilizado regularmente por estos dos organismos a nivel mundial, entregando en tiempo real un informe que describe la fuente sísmica. En Octubre del 2010 este sistema fue instalado en México. En abril del 2011 fue instalado en Chile, posicionándolo como el cuarto país en el mundo que cuenta con este método.

Ahora, considerando el problema posterior a un gran terremoto en Chile: El Tsunami. La generación de tsunamis es uno de los procesos más importantes en ambientes de subducción desde el punto de vista geofísico. Desde un punto de vista conceptual los tsunamis son ondas superficiales gravitatorias que se propagan en el mar. Ellos son del mismo tipo de ondas a las cuales pertenecen las olas que llegan a las costas de las playas, sin embargo, los tsunamis son distintos en su forma de generación y en sus rasgos físicos. Las olas comunes evolucionan gracias a vientos que las empujan continuamente, en cambio, los tsunamis se generan a partir de cambios repentinos en la profundidad del suelo marino o una perturbación sub-aérea. Estos cambios repentinos, pueden generarse por deslizamientos de tierra submarinos y erupciones volcánicas, pero principalmente, son los terremotos los que producen tsunamis. Si se compara a las olas producidas por el viento, los tsunamis tienen periodos, velocidades y largos de onda diez a cien veces más grandes, y presentan profundas diferencias, con sus parientes, en su llegada a línea costera.

Surge ahora una inquietud, es posible que sabiendo las dimensiones del terremoto y su mecanismo focal se pueda tener alguna idea del daño que puede causar en las costas chilenas, Si ¡es posible!. El año 2010, Yoshiki Yamazaki de la Universidad de Hawaii, desarrolló un programa que permite hacer simulaciones numéricas de tsunami, desde su generación en la fuente hasta su llegada en las costas. Es de una alta resolución por el esquema de grillas anidadas con el que cuenta, además de incluir dispersión, y deformación dinámica del fondo marino.

Ambos sistemas están implementados en tiempo real en el Servicio Sismológico Nacional del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, para dar una alerta temprana de tsunami y estimar el potencial daño en las costas chilenas debido a la ocurrencia de un gran terremoto o terremoto lento

Con ello el Departamento de Geofísica tendrá un tiempo de respuesta mucho más rápido que el actual y será capaz generar alertas de tsunamis de campo cercano y lejano.

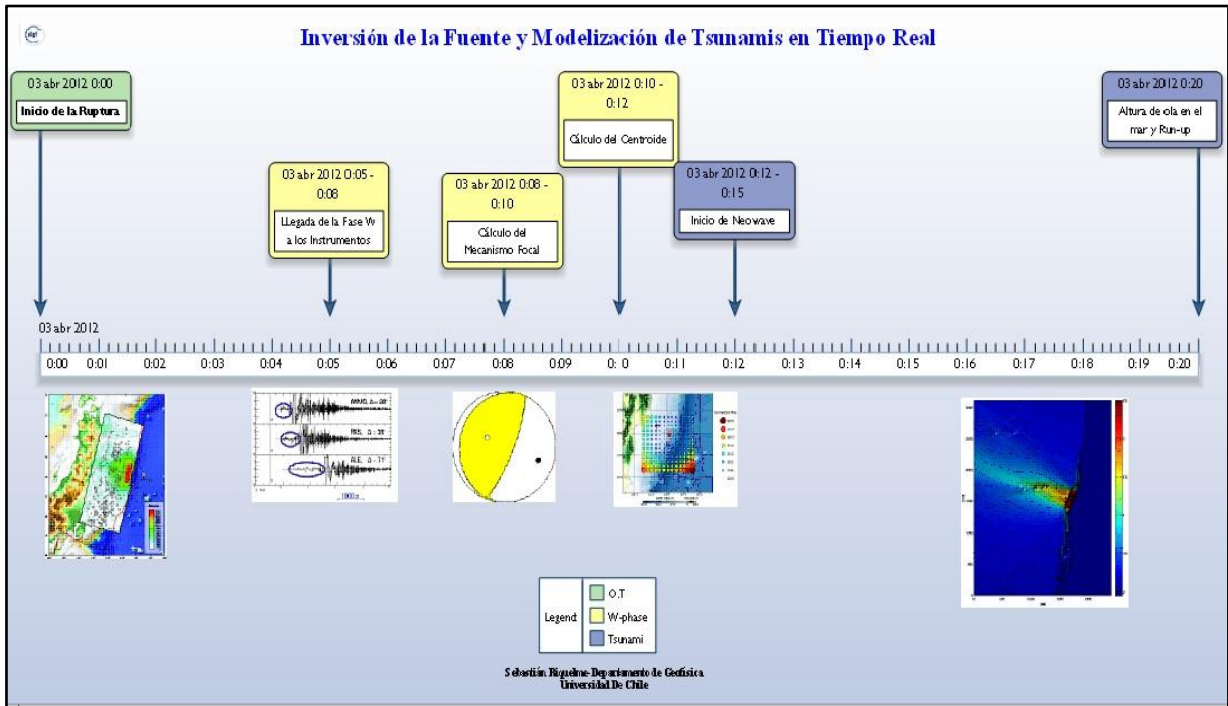


Figura 1. Línea de Tiempo que muestra el proceso en tiempo real desde la ocurrencia de un sismo, la posible generación de tsunami, dado el mecanismo focal y magnitud ; y su modelo de tsunami que entrega la altura de ola. El tiempo máximo en realizar este proceso puede ser de 20 minutos o menos.

## 2. Obtención e Inversión de la fase-W

### 2.1. Definición

La fase W que llega al registro entre las ondas P y S, es de baja frecuencia; entre 200 y 1000 segundos (fig. 1). Fue descubierta por Hiroo Kanamori después del terremoto de Nicaragua de 1992, sin embargo no fue hasta el año 2008 que Kanamori y Rivera desarrollaron un método de inversión que permitiera a través de esta fase obtener los parámetros de la fuente.

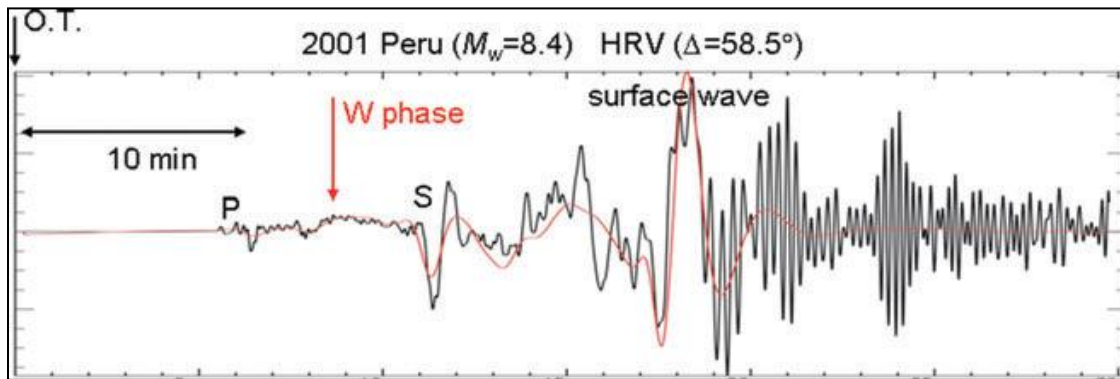


Figura 2.1. Terremoto de Perú del año 2001. En rojo, entre las ondas P y S la Fase W observada en la estación HRV, en negro se muestra el registro observado por esa estación. La distancia de esta estación es de 6500 km, el tiempo que demora en llegar la fase w al registro es de 24 minutos aproximadamente.

En términos de teoría de rayos la fase W está compuesta por P, PP, S, SS, SP, etc. En teoría de modos normales, representa el modo fundamental, el primer, segundo y tercer sobretonos de modos esferoidales (fig 2). En la figura 2 se muestran las curvas de dispersión de la velocidad de grupo calculadas para el modelo PREM. La velocidad de grupo tiene un rango entre 4.5 km/seg y 9 km/seg y un periodo de 100 a 1000 segundos. En estos rangos de periodos la energía de estos modos se concentra principalmente en el manto por lo que la variación lateral es bastante pequeña y por lo tanto no se ve afectada fuertemente por heterogeneidades de la corteza (océanos y continentes).



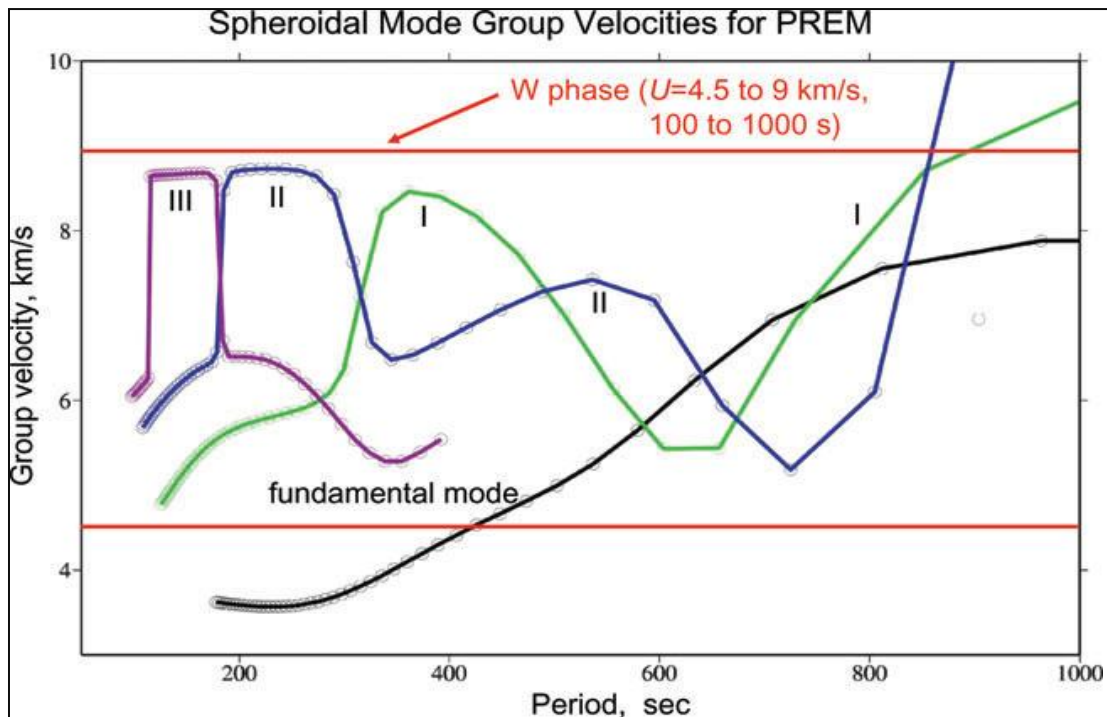


Figura 2.2. Fase W expresada como modos normales.

Su propagación es similar al fenómeno de “whispering gallery”. Este fenómeno se da en las cúpulas de iglesias donde los rayos confluyen en el foco y se reflejan propagándose en las otras direcciones, haciendo cualquier sonido audible para un observador que se encuentra en el lado opuesto de la cúpula. Este fenómeno más la forma de W que se observa en los registros sísmicos justifican su nombre. Sin embargo su propagación es mucho más compleja.

Al ser esta una fase de muy baja frecuencia, no fue reconocida hasta la utilización de sismómetros de banda ancha, los cuáles permiten observar periodos mucho más largos. Antes los sismogramas de periodo corto (hasta 30 segundos), no permitían observar estas bajas frecuencias

La justificación teórica de su existencia radica en que: si la fuente genera ondas superficiales de periodo largo entonces la misma fuente debe generar ondas de cuerpo de periodo más largo. Sin embargo por el efecto combinado del espectro de la fuente sísmica y de la respuesta instrumental, no era posible observarla.

Como la fase W se encuentra entre la onda P y la onda S, al realizar una inversión de momento sísmico resulta ser mucho más rápido que utilizar los métodos tradicionales de ondas de superficie, especialmente cuando se necesita una alerta rápida para estimar el potencial de tsunami que puede tener un terremoto determinado.

La representación teórica del desplazamiento es directa considerando la suma de modos normales por una fuente puntual con una función del tensor de momento “step”, y puede ser escrita de la siguiente manera (Gilbert 1970):

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}, t) = \sum_{l,m,n} \{ [M: {}_n\varepsilon_l^m(r_0)] {}_n y_l^m(r) \} \frac{\left( 1 - \exp\left(\frac{{}_n\omega_l^m}{2 {}_n Q_l^m}\right) \cos({}_n\omega_l^m t) \right)}{{}_n C_l^m} {}_n\omega_l^{m^2} \quad (1.1)$$

Donde  ${}_n y_l^m(r)$  es el modo normal  $l, m, n$  esimo. Los valores de  $l, m$  y  $n$  representan el orden angular, azimutal y radial respectivamente,  $M$  es el tensor de momento de la fuente,  ${}_n\varepsilon_l^m(r_0)$  es el tensor de deformación calculado con la función propia en la localización de la fuente  $r_0$ ,  ${}_n\omega_l^m$  es la frecuencia propia de cada modo normal,  ${}_n Q_l^m$  es el factor de calidad para cada modo normal y  ${}_n C_l^m$  es la integral de energía que corresponde a la ortonormalización de los modos normales.

$${}_n C_l^m = \int_V \rho_n {}_n y_l^m(r) {}_n y_l^m(r) dV$$

## 2.2. Obtención de la Fase W.

Para obtener la fase W a partir del registro se considera un sismómetro mecánico tradicional:

$$\ddot{y}(t) + 2h\omega_0\dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = G\ddot{x}(t)$$

Donde  $x(t)$  es el desplazamiento del suelo,  $y(t)$  es la respuesta del sismómetro,  $\omega_0$  es la frecuencia natural del sismómetro,  $h$  la constante de amortiguamiento y  $G$  es la ganancia en m/s. Para un instrumento STS-1  $\omega_0$  y  $h$  tienen valores de  $2\pi/360s$  y  $0.707$  respectivamente. Para un STS-2  $2\pi/120s$  y  $0.707$ . Para realizar la deconvolución se introduce la aceleración  $a(t) = \ddot{x}(t)$ , y se reescribe:

$$\ddot{y}(t) + 2h\omega_0\dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = G\dot{a}(t)$$

Haciendo la ecuación en términos de las diferencias:

$$\frac{y_{i+2} - 2y_{i+1} + y_i}{\Delta t^2} + 2h\omega_0 \frac{y_{i+2} - y_{i+1}}{\Delta t} + \omega_0^2 y_{i+2} = G \frac{a_{i+2} - a_{i+1}}{\Delta t}$$

Que puede ser escrito en forma de filtro recursivo:

$$a_{i+2} = a_{i+1} + c_2 y_{i+2} + c_1 y_{i+1} + c_0 y_i$$

Con  $c_0$  ,  $c_1$  y  $c_2$ :

$$c_0 = 1/G\Delta t$$

$$c_1 = -2(1 + h\omega_0\Delta t)/ G\Delta t$$

$$c_2 = (1 + 2h\omega_0\Delta t + \Delta t^2\omega_0^2)/ G\Delta t$$

Aplicando este filtro con condición inicial  $a_1$  y  $a_2$  iguales a 0, se obtiene la serie de tiempo para las aceleraciones. Como la energía de la fase W viene principalmente en la frecuencia de 0.005 y 0.001 para terremotos grandes  $M_w > 8$  esta es la banda pasante que se utilizó para la primera versión del método. Para la extensión a magnitudes más bajas los filtros son diferentes según la magnitud del terremoto (Hayes et. Al 2009), dependiendo en que frecuencia viene la energía de la fase W.

<b>TABLE 1</b> <b>Corner Frequencies Used for Butterworth Bandpass</b> <b>Filtering (1 pass, 4th order) in W-phase Inversion, Based</b> <b>on Initial Magnitude Estimates</b>		
<b>Magnitude Range</b> <b>(<math>M_w</math>)</b>	<b>Low Corner</b> <b>(Hz) (s)</b>	<b>High Corner</b> <b>(Hz) (s)</b>
$M_w > 8.0$	0.001 (1000s)	0.005 (200s)
$8.0 > M_w \geq 7.5$	0.00167 (600s)	0.005 (200s)
$7.5 > M_w \geq 7.0$	0.00167 (600s)	0.01 (100s)
$7.0 > M_w > 6.5$	0.002 (500s)	0.01 (100s)
$6.5 \geq M_w$	0.0067 (150s)	0.02 (50s)

Tabla 1. Se muestran las frecuencias esquinas en función de la magnitud del sismo, para la aplicación de los filtros antes de realizar la inversión. Fuente Hayes et al.

Se pueden obtener buenas soluciones hasta magnitudes  $M_w \sim 5.8$ . El filtro utilizado es un filtro Butterworth de orden 4 y paso 1. Posteriormente se integra dos veces la aceleración para obtener el desplazamiento. En el programa se determinan las constantes de tal manera que la amplitud respuesta del espectro calculada en polos y ceros coincida desde el punto de vista de mínimos cuadrados. Lo que sí hay que tener presente es no estrechar demasiado la banda frecuencial, más precisamente mantener los largos períodos en lo posible, para evitar caer en la trampa de los sismos anormalmente lentos (Comunicación personal con Luis Rivera).

Dado que la velocidad de grupo de la fase W varía entre 4.5 km/seg y 9 km/seg, la mayor parte de la energía llega poco tiempo después de la onda P y la ventana de tiempo de la fase W incluye un multiplicador de  $15\Delta$  donde  $\Delta$ , es la distancia en grados. Esto quiere decir que para realizar la inversión en el registro se incluye desde el tiempo de llegada de la onda P ( $t_0$ ) más  $15\Delta$  seg ( $t_0 + 15\Delta$ ). Para el caso regional (5 a 12 grados) el  $\Delta = cte = 12$ , ello para incorporar una ventana de tiempo de la fase W más amplia en estaciones más cercanas, lo que como resultado es una inversión que utiliza una ventana de tiempo constante de 180 segundos.

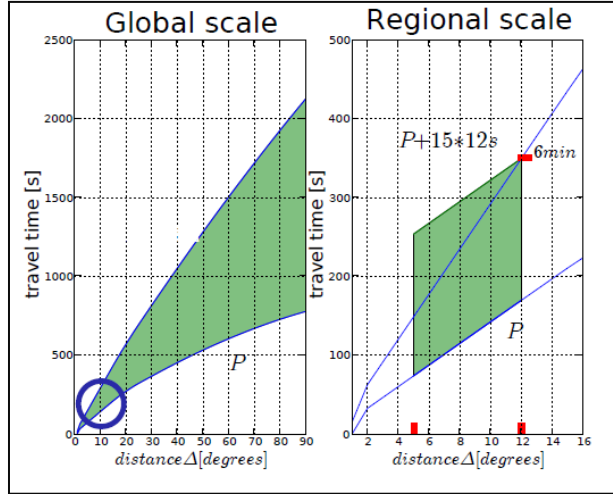


Figura 2.3. Ventana de tiempo que demora la fase w en llegar a los sismómetros. A la izquierda se muestra el caso global en el cual el tiempo de llegada varia como  $15\Delta$ . A la derecha el caso regional que incluye 300 segundos constantes para cualquier estación que esté entre 5 y 12 grados de distancia.

Posteriormente se extraen las formas de ondas que incluyen solamente la ventana de tiempo de la fase W, ellas se concatenan para ver la calidad del ajuste y posteriormente se realiza la inversión.

Para realizar la inversión, el programa necesita conocer a priori una buena magnitud  $M_w$  preliminar (que puede ser obtenida con algún método que utilice ondas de cuerpo), el hipocentro, el centroide, el time shift y el half duration.

Ahora que la historia de la fuente y la localización del centroide son conocidas es posible realizar una inversión lineal, respecto al tensor de momento, que puede ser expresada como:

$$u_{wi}^{k,l}(t)M_{k,l} = u_{wi}(t)$$

Donde  $u_{wi}^{k,l}(t)$ , son las funciones de Green calculadas utilizando el modelo PREM hasta 760 km de profundidad y un  $M_{k,l} = 1$ .  $M_{k,l}$  es el tensor de momento. Las componentes de  $u_{wi}(t)$  son las fases W observadas para cada estación  $i$ .

Para calcular las funciones de Green se asume un tensor unitario. Luego haciendo la convolución de la función de Green con la función del tiempo de la fuente (Moment rate function) y filtrando en la misma banda pasante que se aplica a los sismogramas observados se obtiene  $u_{wi}^{k,l}(t)$ , que son los desplazamientos sintéticos para una fuente unitaria.

Se asume una fuente triangular sin cambio de volumen, donde  $M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0$ . Esta fuente está definida por el half duration y el centroid delay. El half duration es el ancho medio de la fuente triangular y el time shift es la posición temporal del centro de la fuente triangular en el tiempo medido desde el tiempo de origen.

Considerando que la inversión se realiza en tiempo real, el hipocentro resulta una buena aproximación del centroide. El parámetro más crítico es el time shift porque mueve la fase W en esa cantidad de tiempo en todas las estaciones, al no estar bien calculado puede inducir a errores en las formas de onda. Para realizar la inversión en tiempo real ambos parámetros se asumen iguales y se estiman con  $t_d = t_s = 1.2 \times 10^{-8} \sqrt{M_0}$ . En principio esos dos valores podrían ser diferentes pero en la práctica hay una cierta correlación entre los 2 y en promedio, aunque hay una cierta variación,  $t_d = t_s$  es una aproximación suficientemente buena para estos propósitos. Cabe recordar además que al filtrar a muy largo período, la señal es poco sensible a  $t_d$ . (Comunicación personal con Luis Rivera). De esta manera también es como Harvard calcula CMT (Diezwonski et al., 1981, Dahlen 1998, Ekstrom, 2003).

Posteriormente después de haber encontrado el tensor de momento, se puede hacer una inversión en el tiempo minimizando el rms del time shift de una grilla en 1-D. Teniendo esta inversión es posible realizar una búsqueda en la grilla bidimensional para encontrar la posición del centroide, bajo el mismo criterio de rms.

El cálculo del tensor de momento puede ser obtenido a partir de las funciones de Green solamente en la componente Z. Sin embargo se explica el caso general de 3 componentes en el desplazamiento a continuación. Se requiere calcular un tensor de momento de 6 componentes en tres direcciones distintas lo que hace un total de 18 funciones de Green para cada estación. Asumiendo una tierra esféricamente simétrica, estas ya no son 18 puesto que no son linealmente independientes.

1. Para un dipolo vertical:  $M_{rr} = 1, u_\phi = 0$
2. Para un dipolo Norte-Sur:  $M_{\theta\theta} = 1, u_\phi = 0$
3. Para un dipolo Norte-Sur:  $M_{\phi\phi} = 1, u_\phi = 0$
4. Para una fuente de Cizalle :  $M_{r\theta} = 1, u_\phi = 0$
5. Para una fuente de Cizalle :  $M_{r\phi} = 1, u_\theta = 0$
6. Para una fuente de Cizalle :  $M_{\theta\phi} = 1, u_\theta = 0$

Utilizando las coordenadas de Harvard para el cálculo del centroide, de las 18 funciones de Green se pasa solamente a 10.

$$u_r(t) = M_{rr}u_r(t; r, r) + M_{\theta\theta}u_r(t; \theta, \theta) + M_{\phi\phi}u_r(t; \phi, \phi) + M_{r\theta}u_r(t; r, \theta)$$

$$u_\theta(t) = M_{rr}u_\theta(t; r, r) + M_{\theta\theta}u_\theta(t; \theta, \theta) + M_{\phi\phi}u_\theta(t; \phi, \phi) + M_{r\theta}u_\theta(t; r, \theta)$$

$$u_\phi(t) = M_{r\phi}u_r(t; r, \phi) + M_{\theta\phi}u_\phi(t; \theta, \phi)$$

Para calcular el desplazamiento en otro punto Q con azimuth  $\Phi$ , se rota el tensor de momento en  $\Phi$ . El tensor rotado se puede escribir como:

$$M' = RMR^T$$

Donde

$$R = \begin{pmatrix} \cos \Phi & \sin \Phi & 0 \\ -\sin \Phi & \cos \Phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Aplicando el procedimiento anterior pero ahora con el tensor de momento rotado en  $\Phi$ :

$$u_r(t) = M'_{rr}u_r(t; r, r) + M'_{\theta\theta}u_r(t; \theta, \theta) + M'_{\phi\phi}u_r(t; \phi, \phi) + M'_{r\theta}u_r(t; r, \theta)$$

$$u_\theta(t) = M'_{rr}u_\theta(t; r, r) + M'_{\theta\theta}u_\theta(t; \theta, \theta) + M'_{\phi\phi}u_\theta(t; \phi, \phi) + M'_{r\theta}u_\theta(t; r, \theta)$$

$$u_\phi(t) = M'_{r\phi}u_r(t; r, \phi) + M'_{\theta\phi}u_\phi(t; \theta, \phi)$$

Donde:

$$M'_{\phi\phi} = M_{\phi\phi} \cos^2 \Phi - 2M_{\phi\theta} \sin \Phi \cos \Phi + M_{\theta\theta} \sin^2 \Phi$$

$$M'_{\theta\theta} = M_{\phi\phi} \sin^2 \Phi + 2M_{\phi\theta} \sin \Phi \cos \Phi + M_{\theta\theta} \cos^2 \Phi$$

$$M'_{rr} = M_{rr}$$

$$M'_{\theta\phi} = -\frac{1}{2}(M_{\theta\theta} - M_{\phi\phi}) \sin 2\Phi + M_{\phi\theta} \cos 2\Phi$$

$$M'_{r\phi} = M_{\phi r} \cos \Phi - M_{\theta r} \sin \Phi$$

$$M'_{\theta r} = M_{\theta r} \cos \Phi + M_{\phi r} \sin \Phi$$

En estas expresiones no existe diferenciación entre modos toroidales o esferoidales. Sin embargo para el cálculo del desplazamiento si fueron tomadas en cuenta estas diferencias, en términos de valores y vectores (funciones) propias.

En este caso se calcularon las funciones de Green para una profundidad desde 0 hasta 760 km, para una distancia angular de 0 a 90°, con un intervalo de 0.1°, el intervalo de profundidad varía desde 2 a 10 km a medida que la profundidad se incrementa.

Finalmente, al calcular el mecanismo focal, se muestran los resultados obtenidos por el catalogo CMT, y se entregan dos parámetros (épsilon y ratio) que permiten comparar cuán alejado se está de esta solución y se lleva el momento sísmico a 12 grados de dip, en todos los terremotos solamente como una medida de comparación para todos los terremotos a un mismo dip.

Calculo de Epsilon y Ratio:

Epsilon:

$$\varepsilon = \left\| \left\| \frac{M_{wphase}}{M_{0wphase}} - \frac{M_{CMT}}{M_{0CMT}} \right\| \right\|_2$$

Ratio:

$$Ratio = \frac{CMT_{MOM}}{Wphase_{MOM}}$$

Donde  $CMT_{MOM}$  y  $Wphase_{MOM}$  es el momento sísmico de Harvard y de la fase-w respectivamente.

### **3. Inversión de la Fuente utilizando la fase-W.**

Todos los datos de terremotos ejemplificados en esta tesis fueron trabajados con las formas de onda obtenidas a través de IRIS-Wilber (<http://www.iris.edu/wilber>), en formato seed.

El hipocentro preliminar, centroide y time shift se obtuvo a partir de la base de datos Global CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) y con ello se realizaron todas las inversiones para los siguientes eventos.

#### **3.1. Terremoto de Nicaragua del 2/09/1992**

El terremoto de Nicaragua es un acontecimiento muy importante por tres motivos principalmente. Primeramente fue un evento anómalo que generó un tsunami earthquake destructor, generado por un terremoto lento que liberó energía en baja frecuencia. Lo segundo es que fue el primer Tsunami Earthquake registrado por instrumentos de banda ancha. Y lo tercero y más importante desde el punto de vista de esta Tesis, es que Kanamori observó por primera vez la Fase W e infirió muchas conclusiones que 16 años después pudo corroborar con la elaboración del programa para el cálculo del tensor de momento.

Este Tsunami Earthquake fue bastante anómalo tuvo una magnitud en ondas superficiales de 7.2 y en magnitud momento de 7.6 por ello es clasificado como un terremoto lento. La ruptura de este terremoto fue de 120 segundos aproximadamente (Kikuchi y Kanamori 1993) , por lo general un terremoto de estas dimensiones ( $L = 160km, W = 50km, d = 1.3 mt, v = 1.1km/s$ ) no debería ser tan lento. Otro elemento fundamental es la discrepancia que existe entre los diversos planos de falla propuestos para este terremoto que calzen con las observaciones sismológicas y también con las alturas de run-up alcanzadas por el tsunami en tierra.

Observando los registros de las siguientes estaciones, Kanamori vio una fase de baja frecuencia que venía escondida entre las ondas del sismograma. Esa fase para el solo existía en los terremotos lentos en un principio y posteriormente vino su generalización.



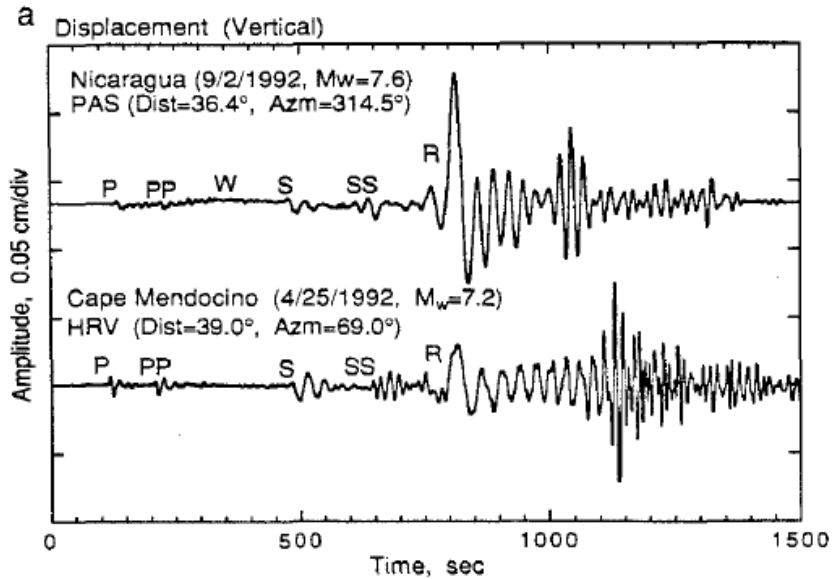


Figura 3.1. Terremoto de Nicaragua de 1992 (arriba) y Terremoto de Cape Mendocino (abajo). En el terremoto de Nicaragua se observa la llegada de la fase W entre la onda P y la onda S, y en el otro no se observa.

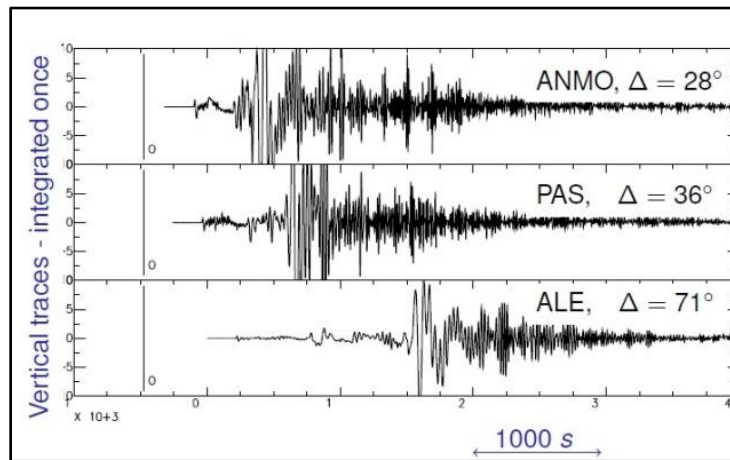


Figura 3.2. Terremoto de Nicaragua de 1992, llegada de la fase W a distintas distancias medidas en grados, en las componentes verticales.

### 3.1.2. Inversión de la Fase W

Para la inversión de este terremoto además de contar con las formas de onda, se utilizara como mecanismo focal y centroide preliminar el entregado por Harvard. Este será la primera aproximación y se observará cuán cerca o lejos se está del resultado entregado por esta agencia.

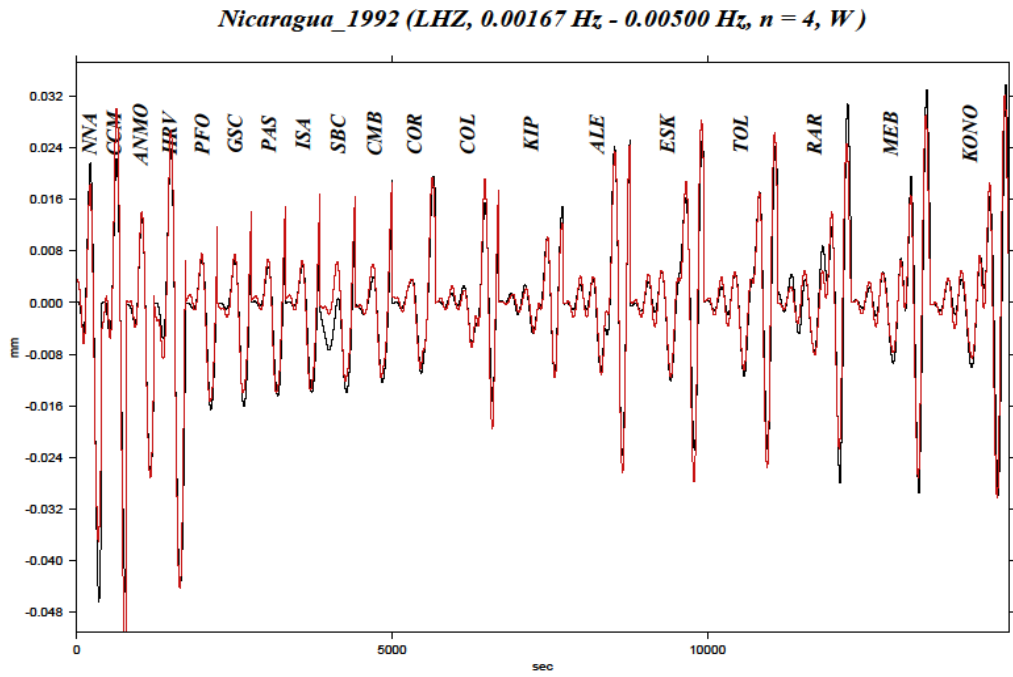


Figura 3.2. Fase W concatenada por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

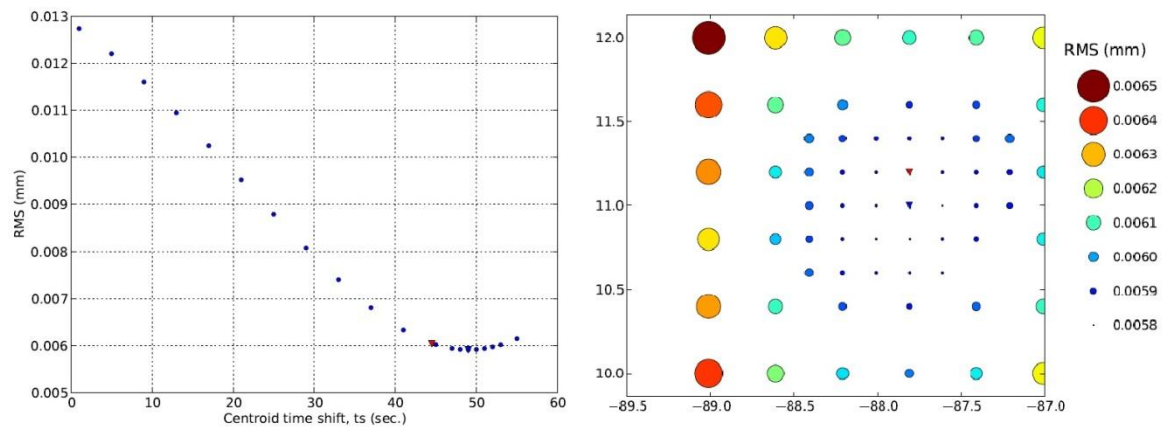


Figura 3.3. La grilla muestra el centroide en azul obtenido por la inversión de la fase W en rojo se encuentra el obtenido por Harvard.

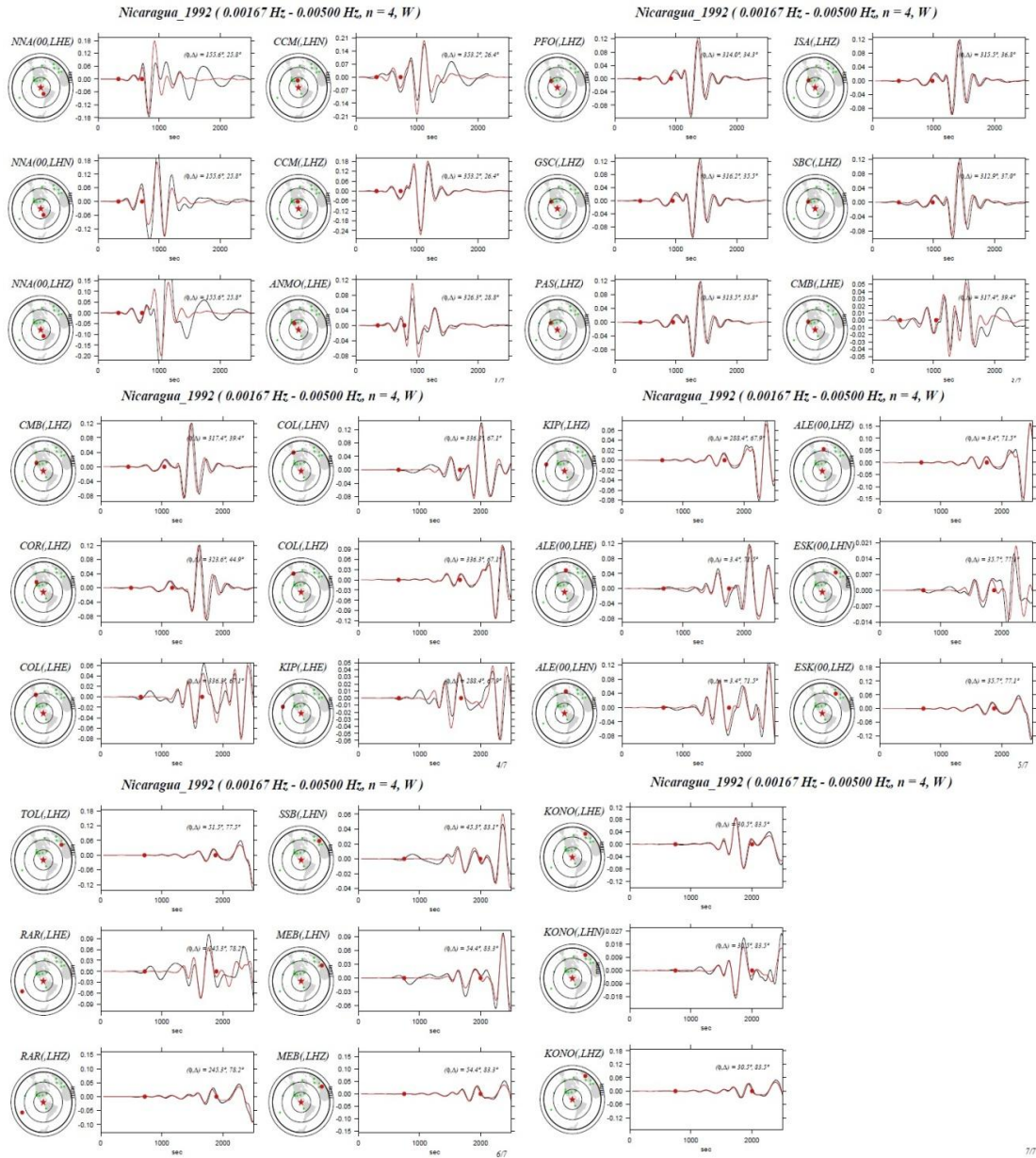


Figura 3.4. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ )

## 3.2. Terremoto de Bolivia del 09/06/1994

El terremoto de Bolivia del año 1994 también resulta ser un terremoto importante desde el punto de vista científico. Fue el primer terremoto profundo registrado por instrumentos de banda ancha. Por ser este un terremoto que se ubico a 600 km de profundidad excito los sobretonos de los modos normales de oscilación de la tierra, más que los modos fundamentales. Además es el terremoto profundo de mayor magnitud del que se tiene registro.

La razón por la cual se incluye este terremoto es para observar respuesta de la fase-W a un terremoto profundo, y ver cuán dependiente del modelo de velocidades y de la profundidad del sismo es el método. La respuesta es que no depende de ninguno de estos factores. Eso se puede apreciar en el cálculo del mecanismo focal y en las formas de onda teóricas y observadas en la siguiente figura.

### 3.2.1 Inversión de la Fase W.

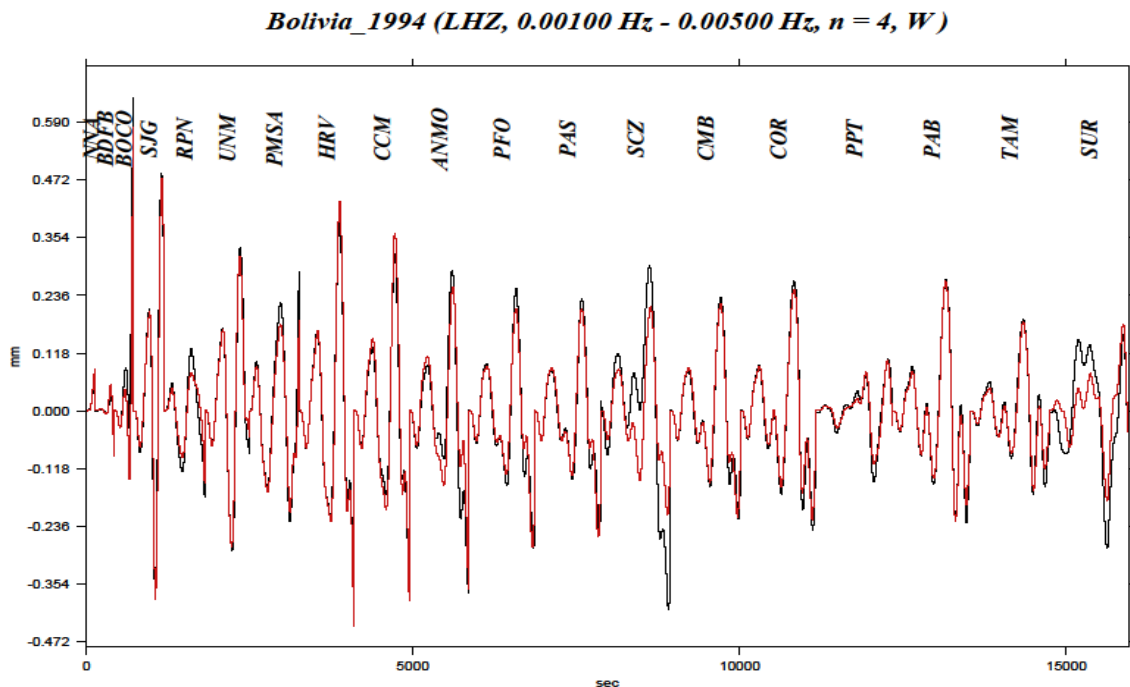


Figura 3.5. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

Las formas de onda teóricas ajustan bastante bien con las observadas, el criterio del rms es una buena forma de asegurar que se está eliminando el ruido de las estaciones.

El Reporte para este sismo, muestra un mecanismo focal casi idéntico al de GCMT.

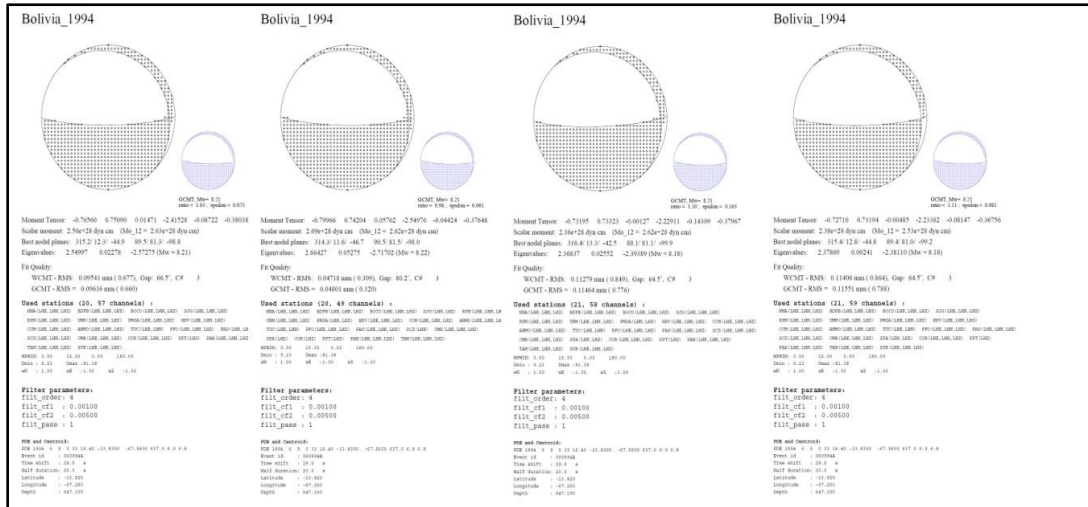


Figura 3.6. Reporte generado en base a la fase W. En Negro se muestra el obtenido por este método, el más pequeño es el obtenido por Harvard. Cada uno de estos reportes fue calculado de mayor a menor rms, dado por el ajuste de los sintéticos y sus respectivas formas de onda.

El número de estaciones usadas para la inversión fue de 20, de las cuales se utilizaron 57 canales, nuevamente utilizando el criterio del rms. La magnitud entregada por Harvard fue de  $M_w = 8.21$ , al igual que la magnitud obtenida por la fase W.

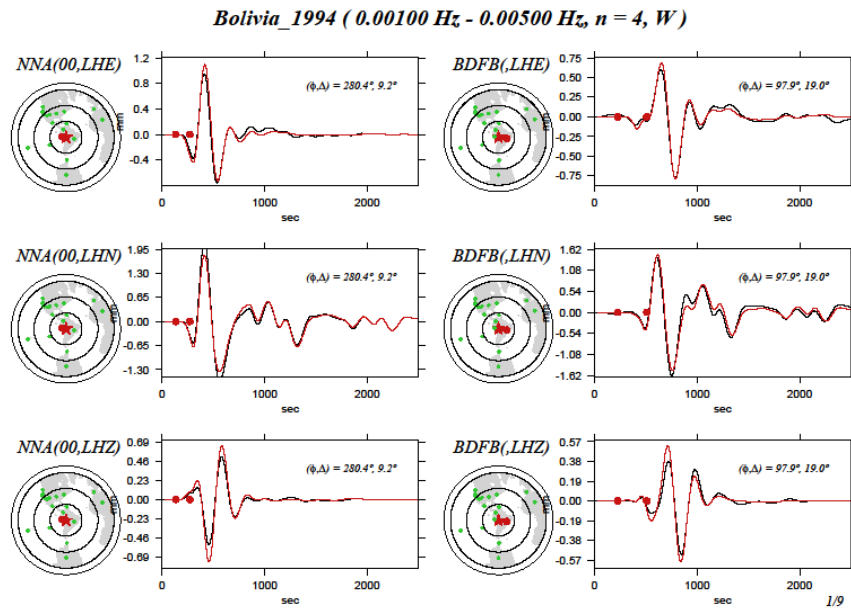
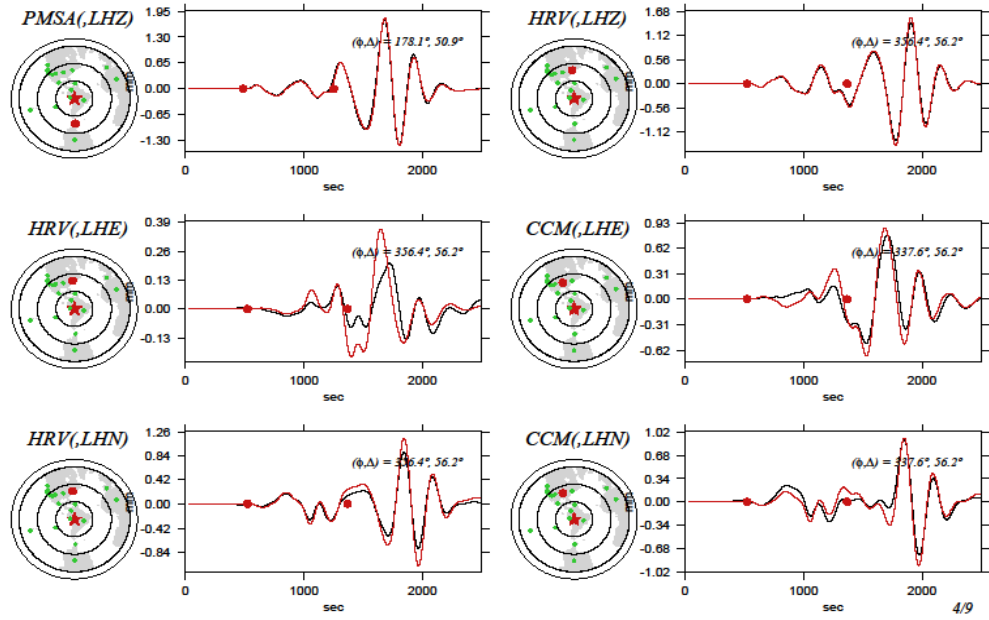
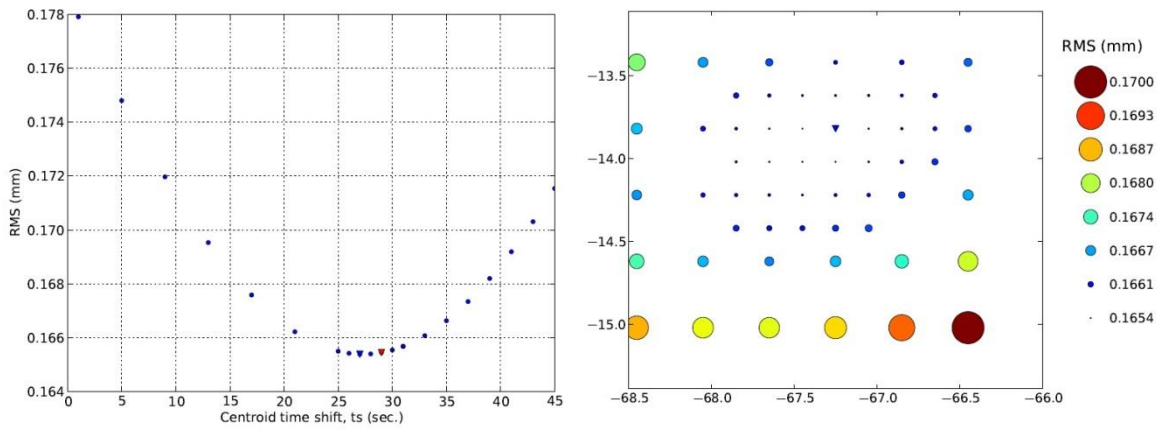


Figura 3.7. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

**Bolivia\_1994 ( 0.00100 Hz - 0.00500 Hz, n = 4, W )**



**Figura 3.8.. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).**



**Figura3.9. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W. Time Shift obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard.**

### 3.3. Terremoto de Antofagasta del 30/07/1995

El terremoto de Antofagasta es el primer terremoto chileno analizado en esta tesis. Tiene particular interés porque generó un pequeño tsunami frente a las costas chilenas y rompió la porción sur del GAP sísmico del norte grande Chile. La magnitud de este terremoto fue de  $M_w = 8$ . Los parámetros de la falla (Ji, 1995) fueron de 200 km de largo 120 de ancho un slip promedio de 4 metros, una duración de la fuente de 100 segundos aproximadamente.

Otro modelo de falla que se propone para este terremoto (Ruegg et al.) realizado a partir de datos de GPS y Inversión de ondas de cuerpo telesismicas proponen un largo de 180 km un slip promedio de 5 metros, una velocidad de ruptura de 3.3 km/seg. La inversión arrojó un strike de 8, un dip de 19 y un rake de 110.

#### 3.3.1. Inversión de la Fase W

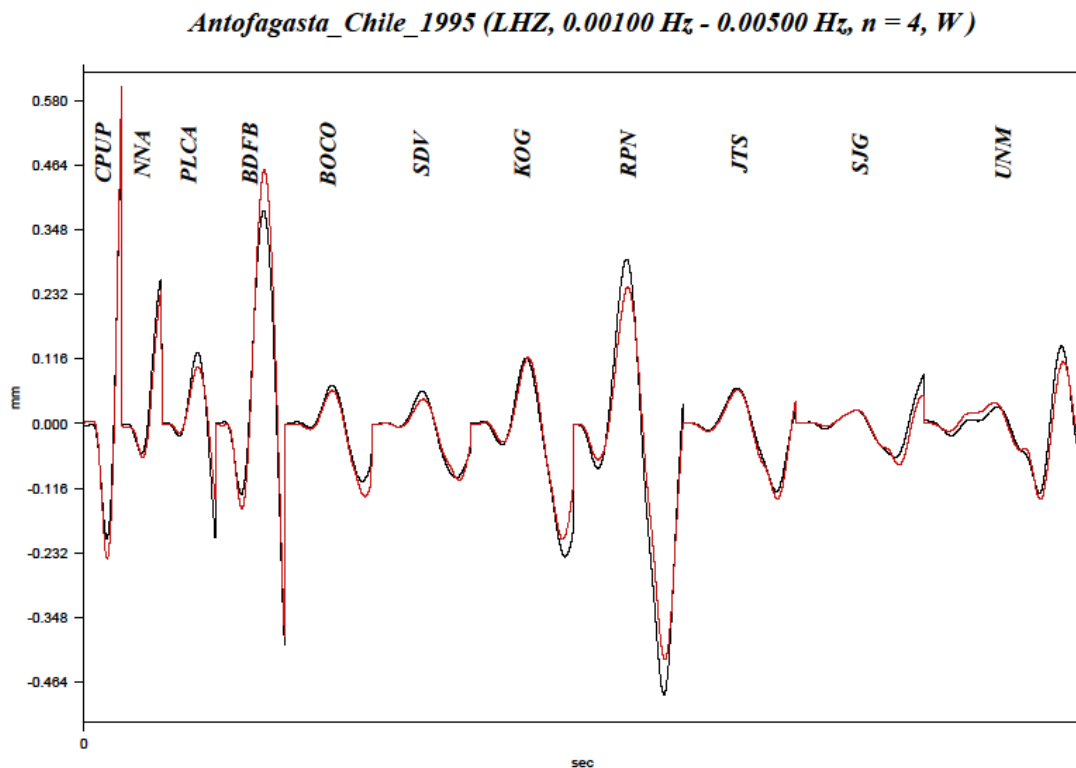


Figura 3.10. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.



*Antofagasta\_Chile\_1995 ( 0.00100 Hz - 0.00500 Hz, n = 4, W )*

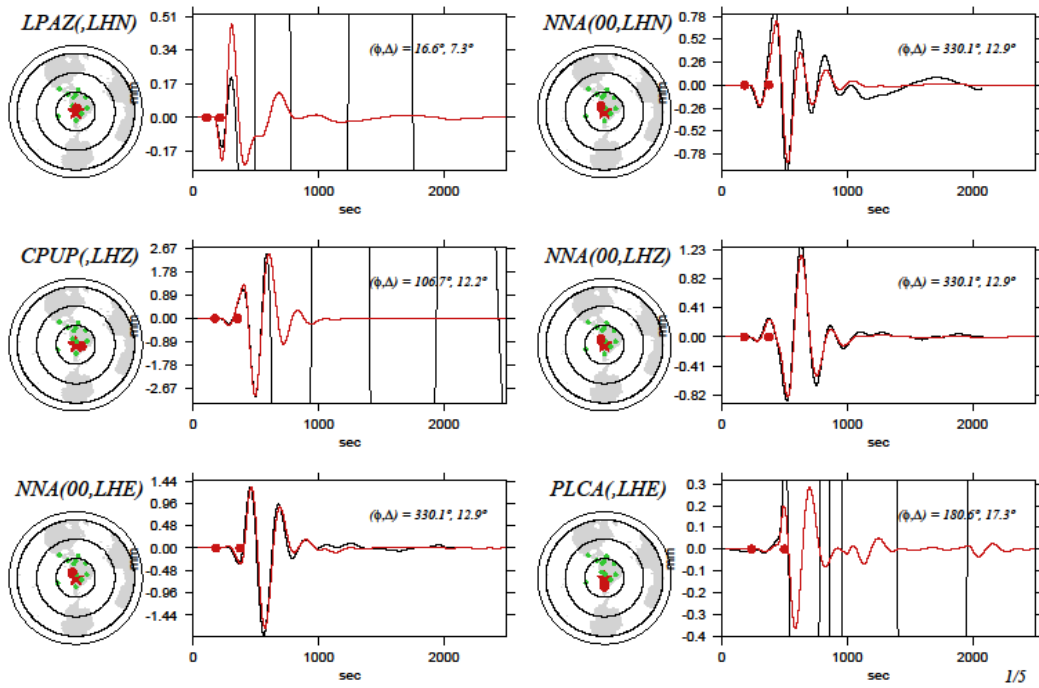


Figura 3.11. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

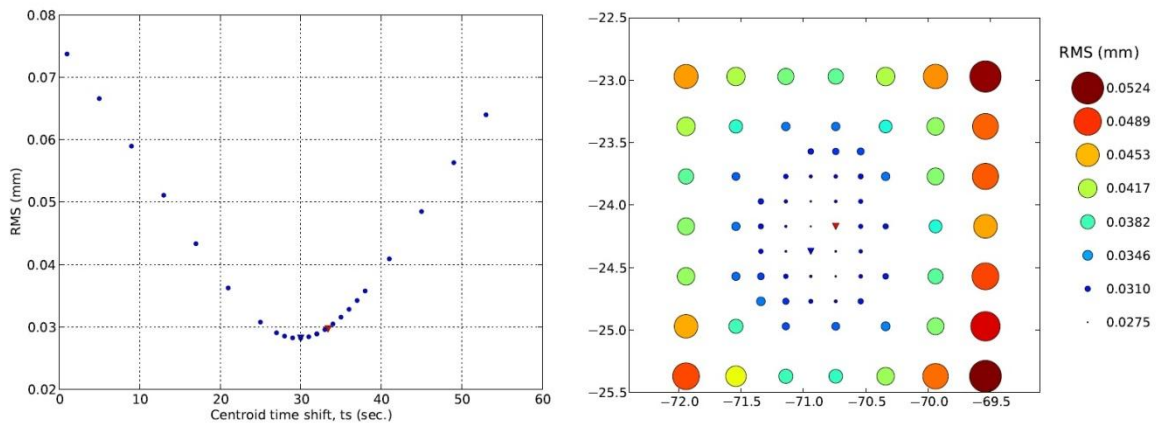


Figura 3.12. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard.



### 3.4. Terremoto de Perú del 23/06/2001

El terremoto de Perú produjo la muerte de 75 personas, el tsunami posterior mató a 26. Tuvo una magnitud de 8.4 según el USGS. Es uno de los terremotos más grandes en el mundo precedente al gran terremoto de Sumatra del año 2004.

Esta ruptura, esta dentro del area que rompió el terremoto de 1868 aunque aún faltan 150 kilometros desde Ilo hasta Arica que aún no liberan su energía y que será tratado al final de esta tesis.

El area de ruptura de este terremoto fue de 320 por 100 kms. Tuvo dos liberaciones de energía importante (Giovanni et al., 2002), la primera estuvo localizada en la zona norte de la ruptura a los 16 grados sur, la otra se ubico 100 kms al sureste, las duraciones fueron de 30 y 50 segundos respectivamente. El tiempo de duración del terremoto fue de 110 segundos aproximadamente. El slip para este terremoto fue de 5 metros aproximadamente.

#### 3.4.1. Inversión de la Fase W

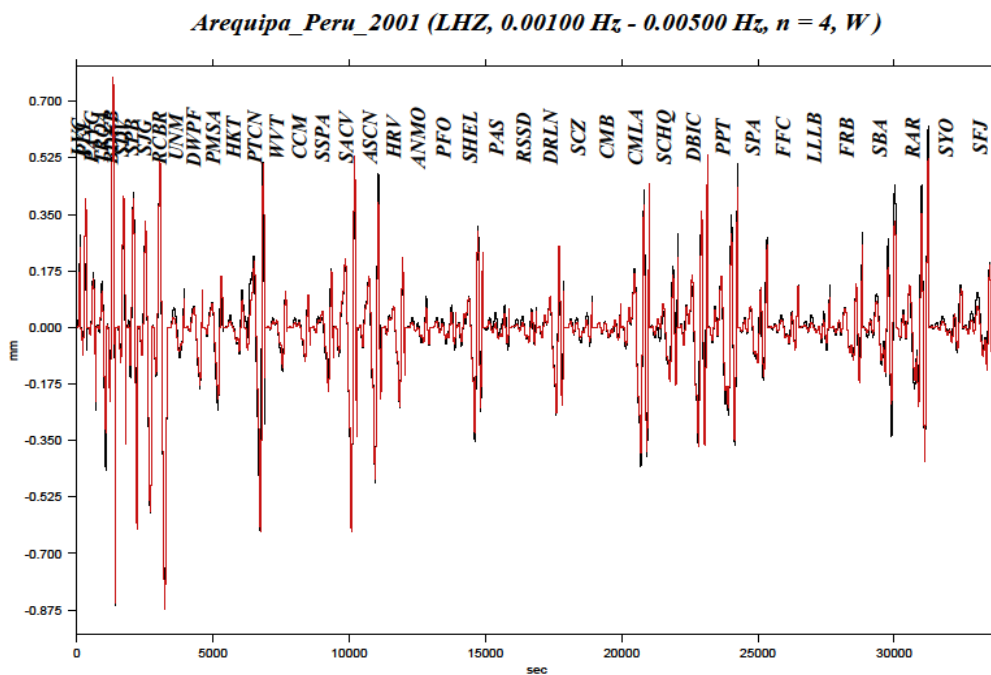


Figura 3.13. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

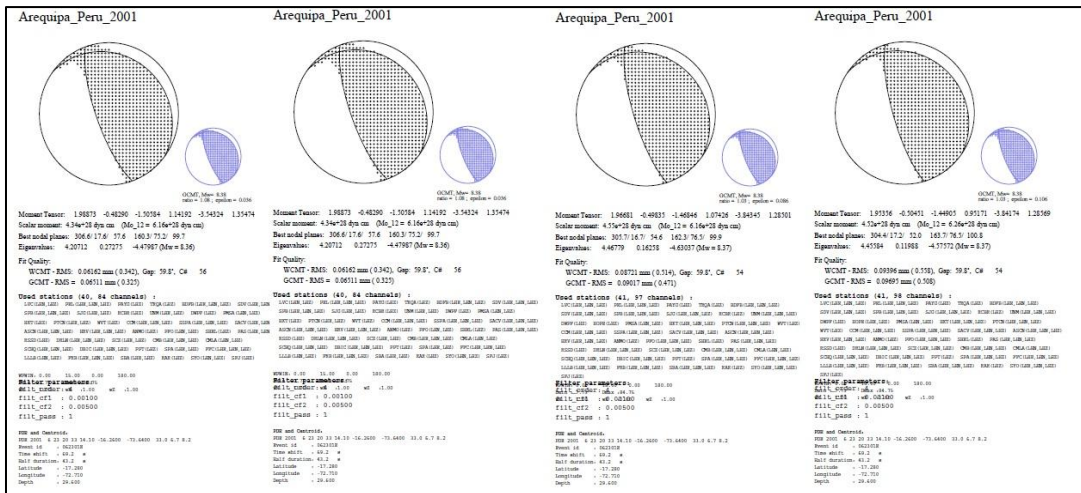


Figura 3.14. Reporte generado en base a la fase W. En Negro se muestra el obtenido por este método, en azul el obtenido por Harvard. El primer reporte de izquierda a derecha es el que se realizó con el menor rms que fue de 0.009. La calidad de los datos y el tamaño del terremoto hace que la solución no varíe mucho

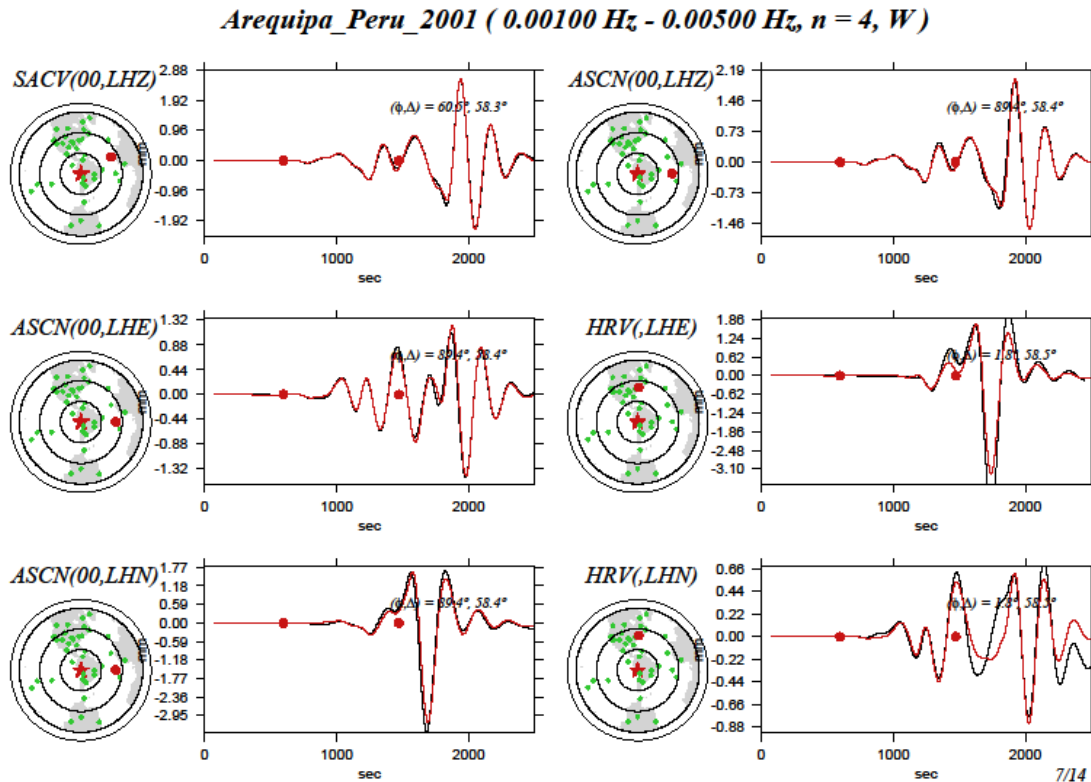


Figura 3.15. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $t_p, t_p + 15\Delta$ ).

*Arequipa\_Peru\_2001 ( 0.00100 Hz - 0.00500 Hz, n = 4, W )*

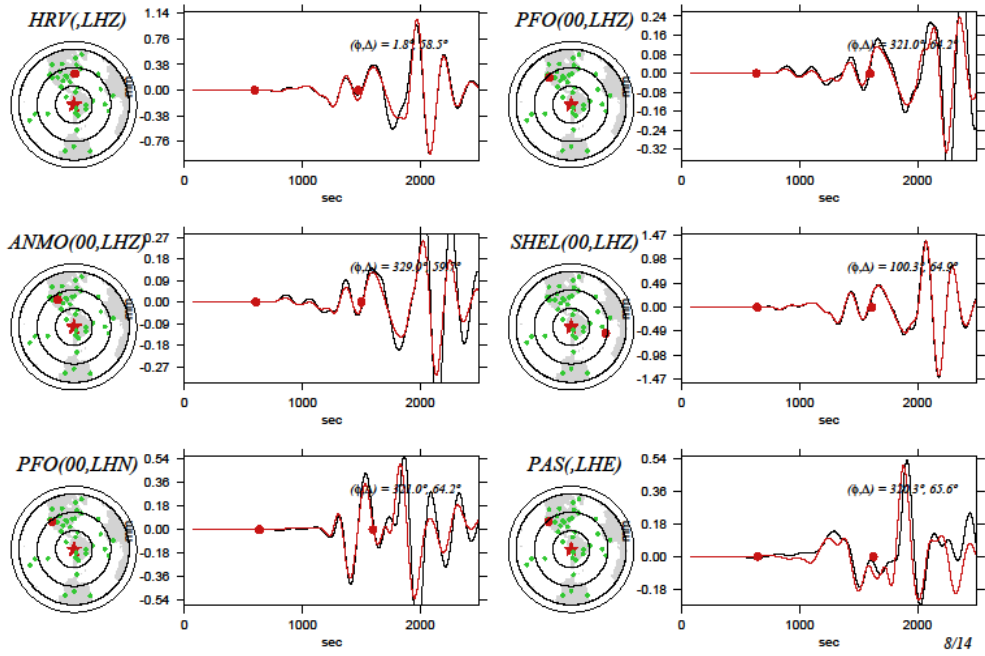


Figura 3.16. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ )

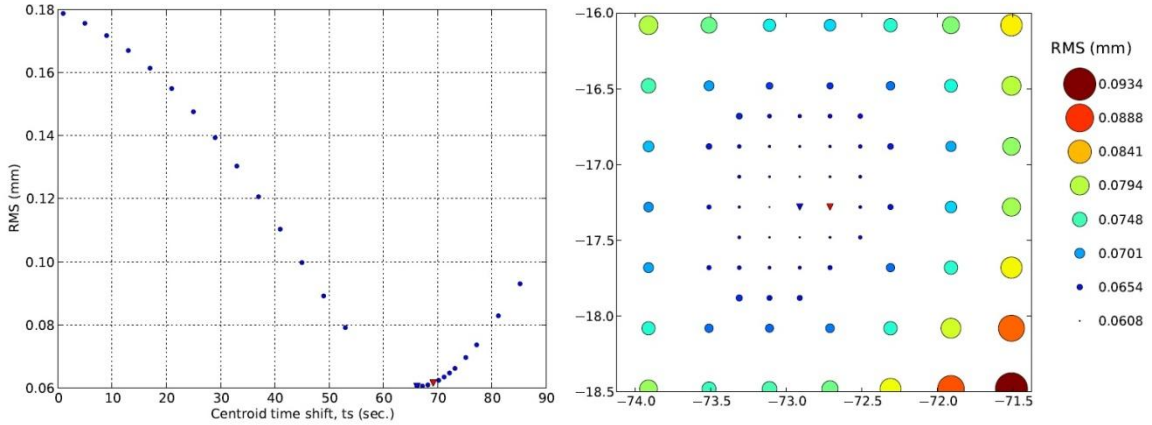


Figura 3.17. Posición del Centroide obtenido por la fase W en azul, En rojo el calculado por Harvard. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard.

### 3.5. Terremoto de Sumatra-Andaman del 26/12/2004

El terremoto de Sumatra es el segundo terremoto más grande desde que se tienen registros en sismómetros. La magnitud de este terremoto en principio fue  $M_w = 9.1$ , pero después subió a 9.3. Abarco una ruptura de 1200 a 1300 km, un ancho variable, con la parte más ancha al sur de la ruptura de unos 220 km llegando a 160-170 km hacia el norte. Fue un terremoto de subducción. Hubo una gran liberación de energía de alta frecuencia en los primeros 200 segundos del terremoto. Posteriormente comenzó a romperse de manera más lenta como lo confirman mediciones realizadas utilizando oscilaciones libres de la tierra que movieron el centroide 5 grados más hacia el norte.

Las observaciones utilizando modelos de tsunamis muestran que hay una parte de la ruptura que no estaba considerada, esto, se observaba en la bahía de Bengal donde se registraron alturas de más de 10 metros. Los modelos que solo consideraban la parte de la falla situada en los primeros 500 kilómetros no eran capaces de explicar esta parte del tsunami. Sin embargo suponiendo que existe una ruptura más lenta hacia el norte es posible explicar esta diferencia. Este terremoto entonces habría presentado una componente de Tsunami Earthquake hacia el norte de la ruptura.

#### 3.5.1 Inversión de la Fase W

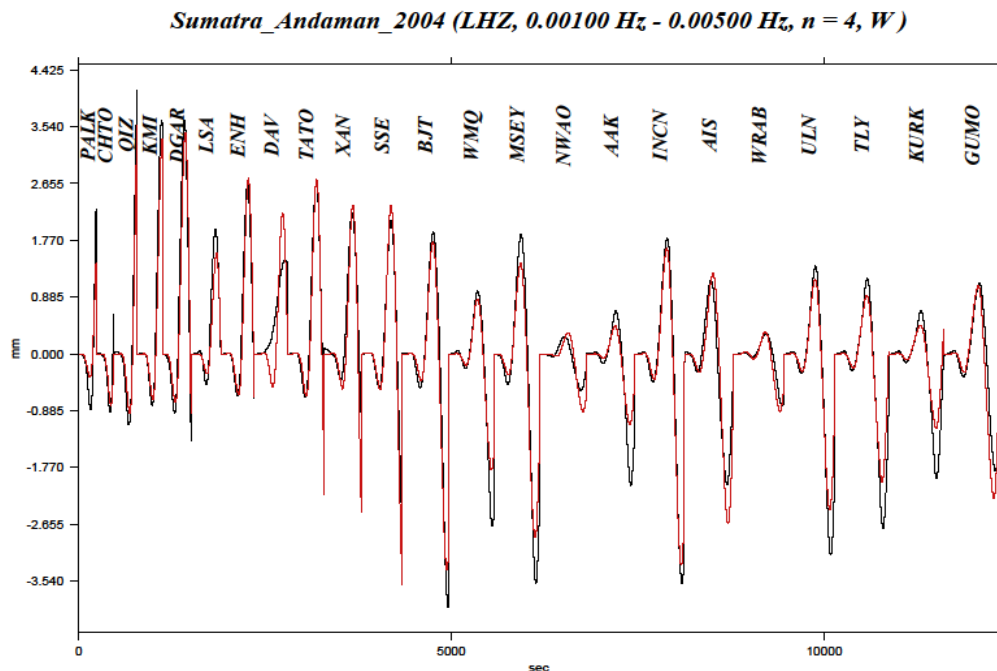


Figura 3.18. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

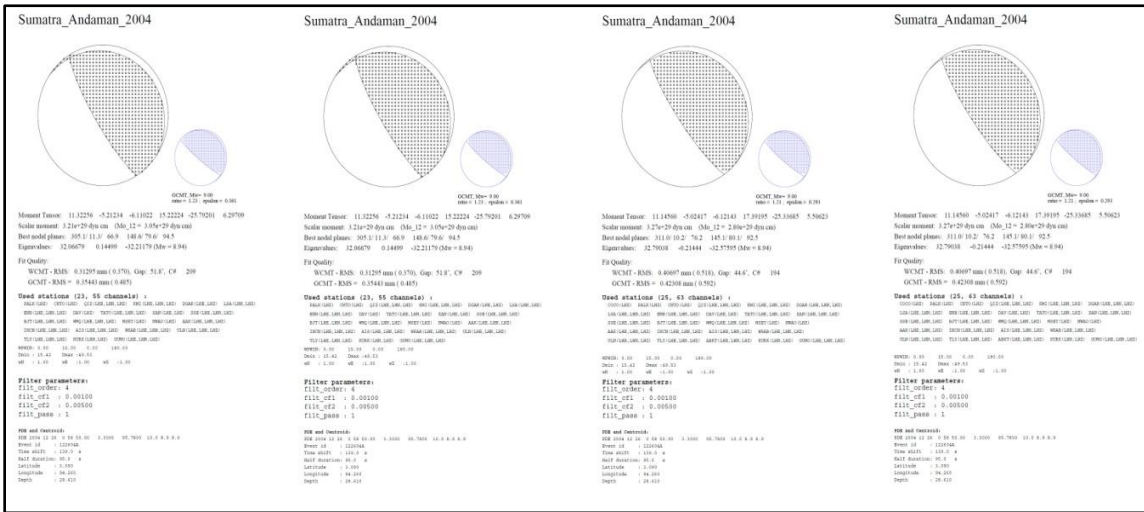


Figura 6. Reporte generado en base a la fase W. En Negro se muestra el obtenido por este método, en azul el obtenido por Harvard.

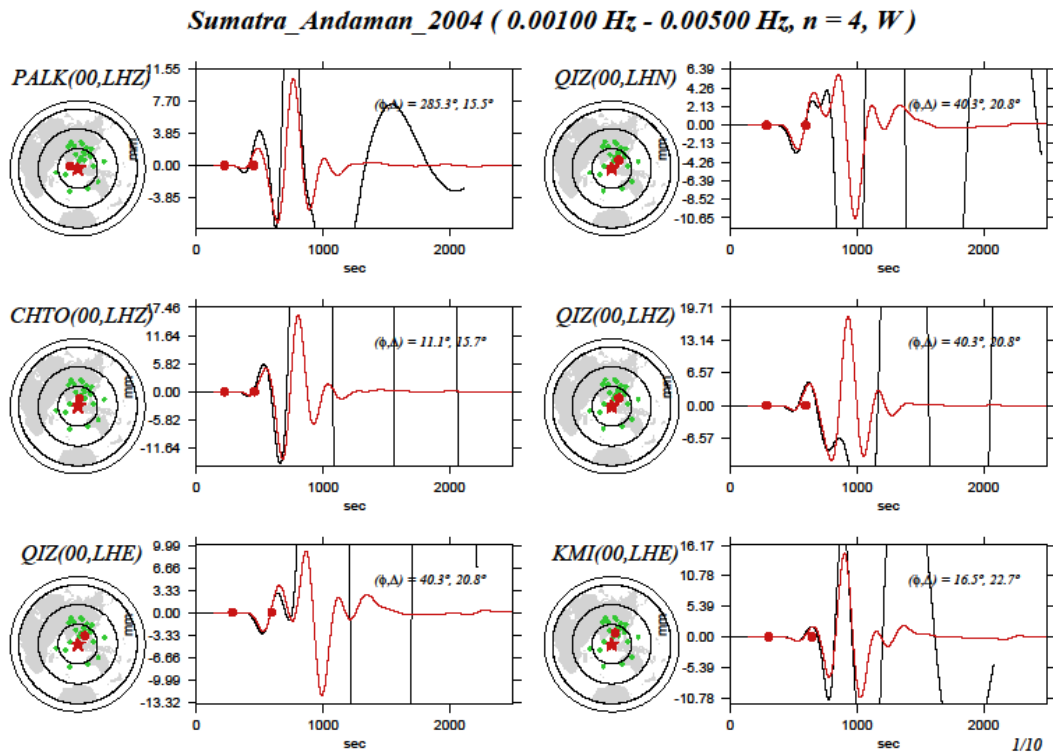


Figura 3.19. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $t_p, t_p + 15\Delta$ ).

Sumatra\_Andaman\_2004 ( 0.00100 Hz - 0.00500 Hz, n = 4, W )

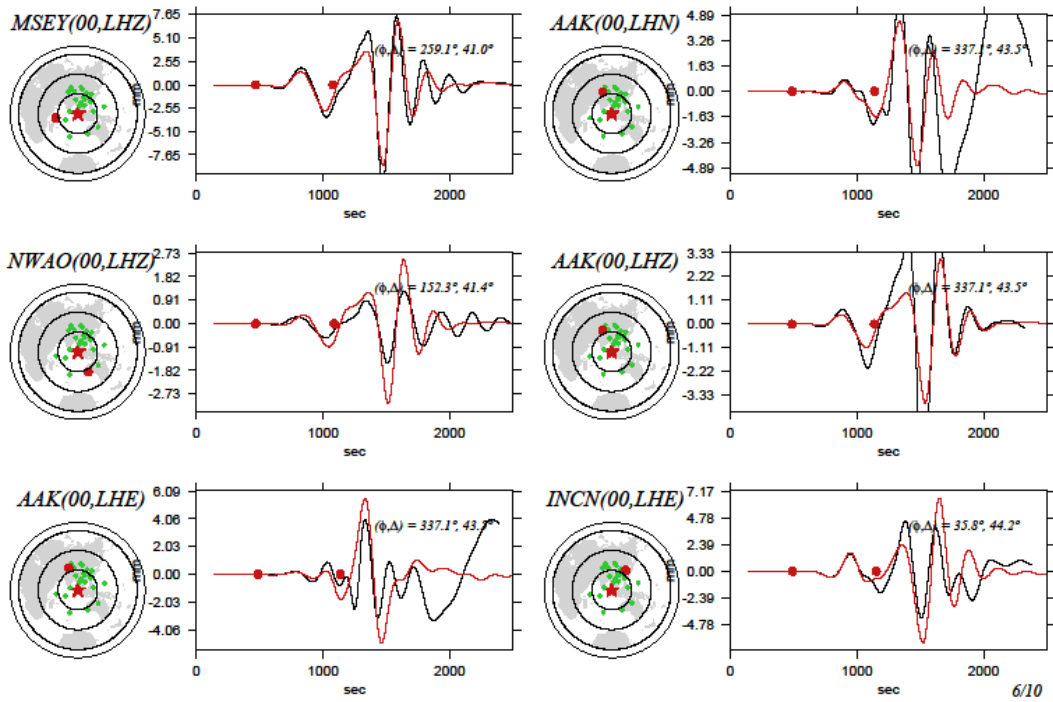


Figura 3.20. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

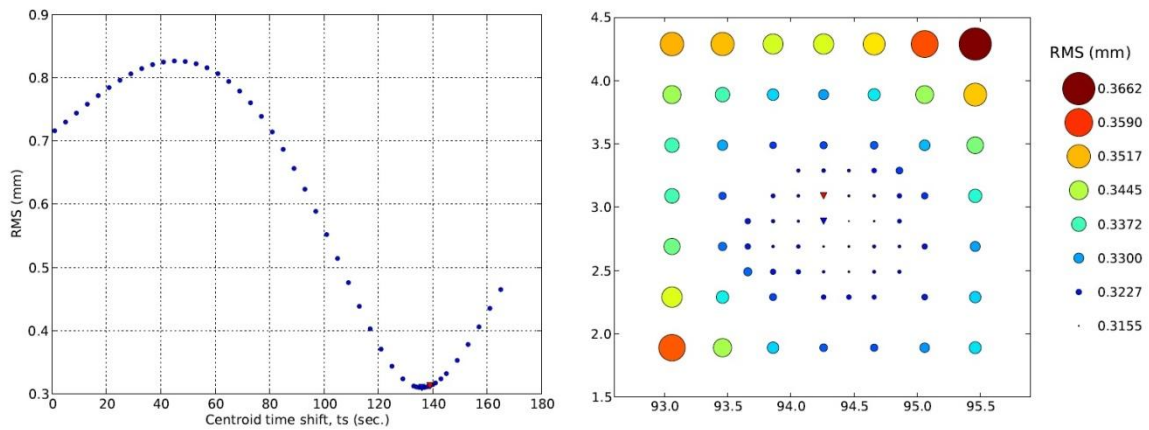


Figura 3.21. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

### 3.6. Terremoto de Tarapacá del 2005

El terremoto de tarapaca fue un terremoto de profundidad intermedia ubicado a 95 kms de profundidad. La magnitud Mw fue de 7.7 y alcanzó un momento sísmico de  $5.5 \times 10^{22} N - mt$ . El area de ruptura de este terremoto fue de 60 kms de largo y 30 kms de ancho con un slip de 6 mts.

Este terremoto ocurrió dentro de la placa subductante (Peyrat et. Al., 2005 ), en un area fría en la cuál deberían concentrarse los esfuerzos de tal manera de generar una ruptura en esa parte del plano de subducción.

La duración de este evento fue de 17 segundos, lo que concuerda con el resultado obtenido por la fase-W y por el Global CMT.

#### 3.6.1. Inversión de la Fase W.

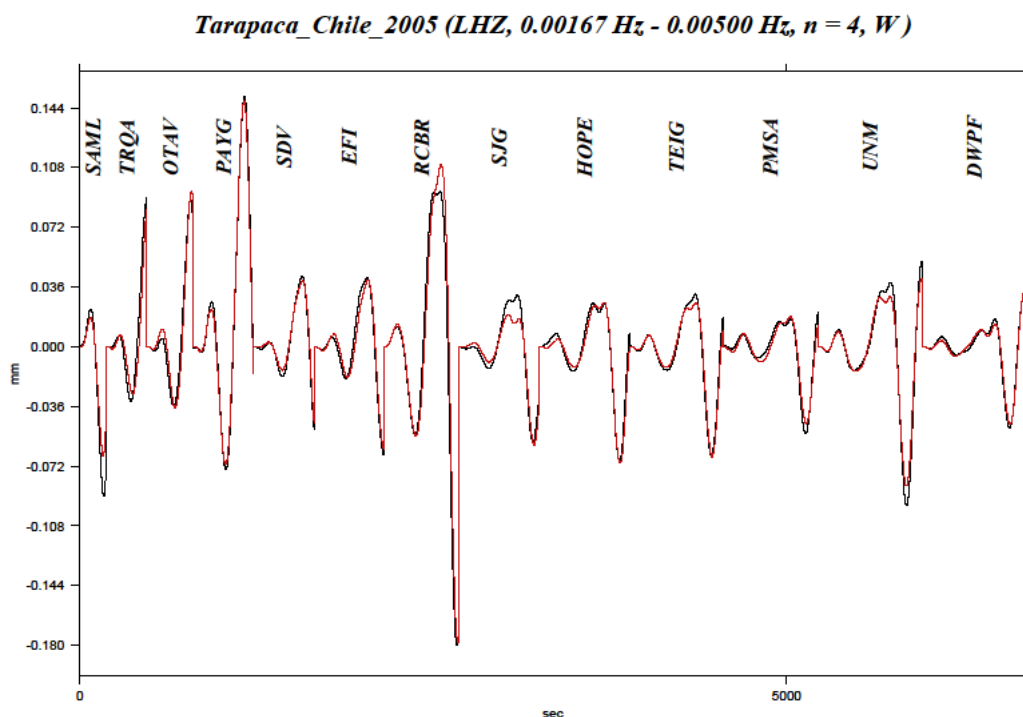
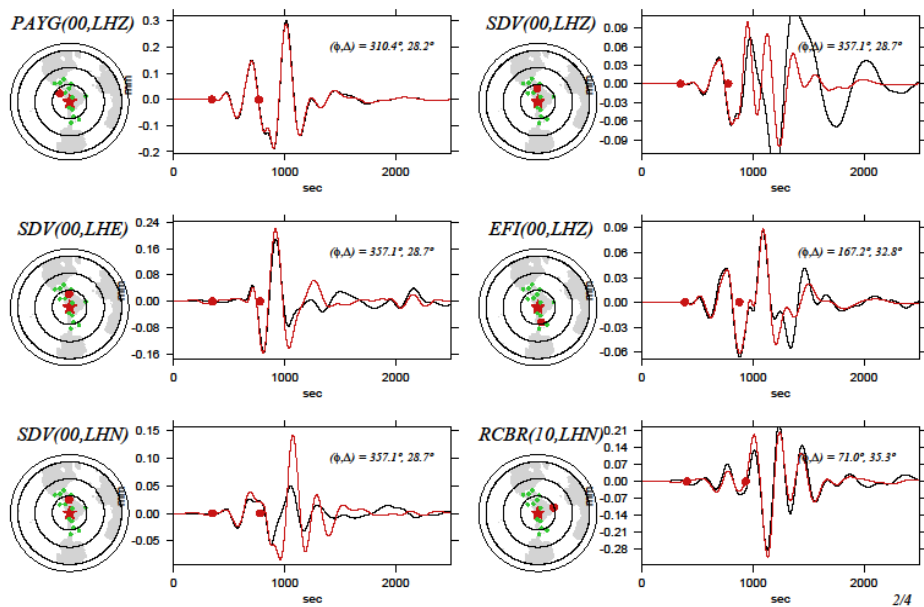


Figura 3.22. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.



*Tarapaca\_Chile\_2005 ( 0.00167 Hz - 0.00500 Hz, n = 4, W )*



*Tarapaca\_Chile\_2005 ( 0.00167 Hz - 0.00500 Hz, n = 4, W )*

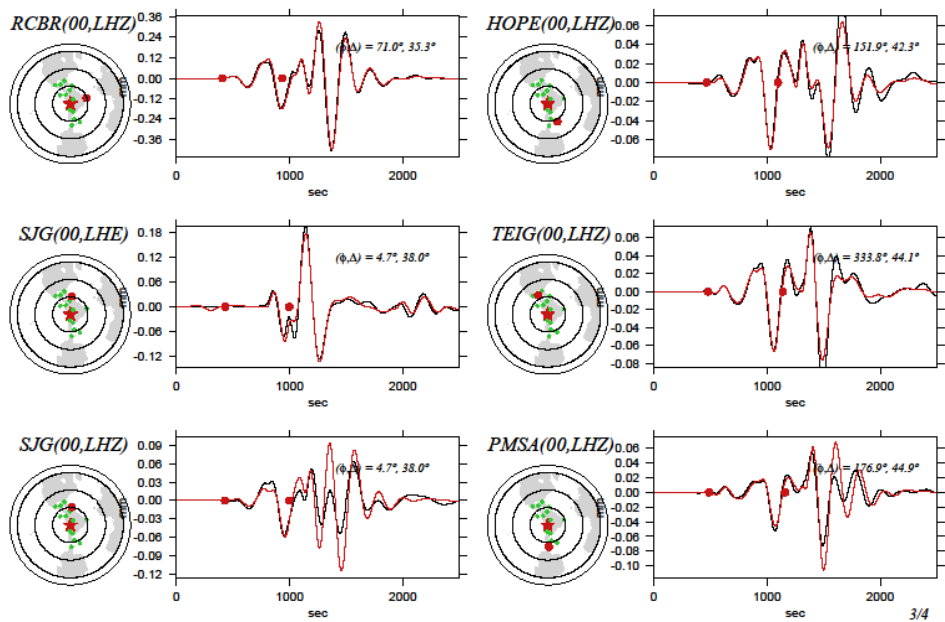


Figura 3.23. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).



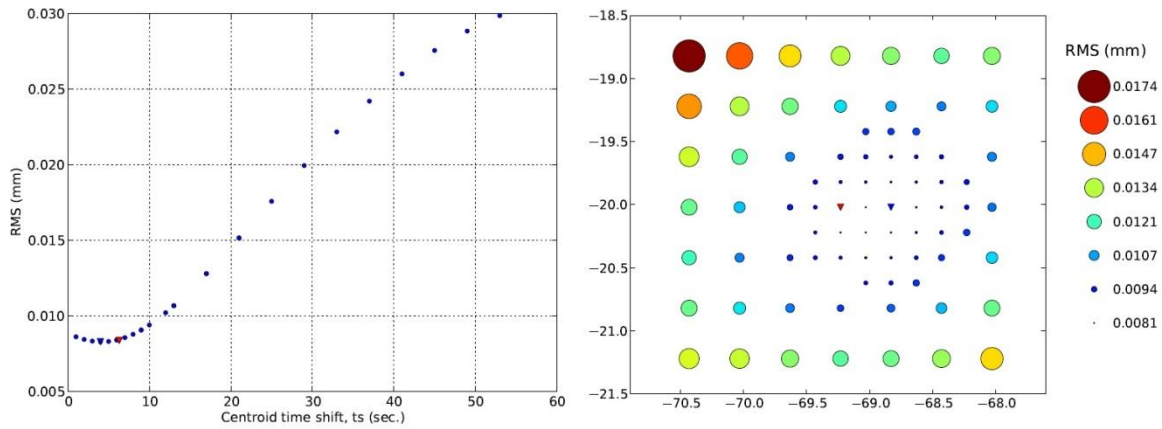


Figura 3.24. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

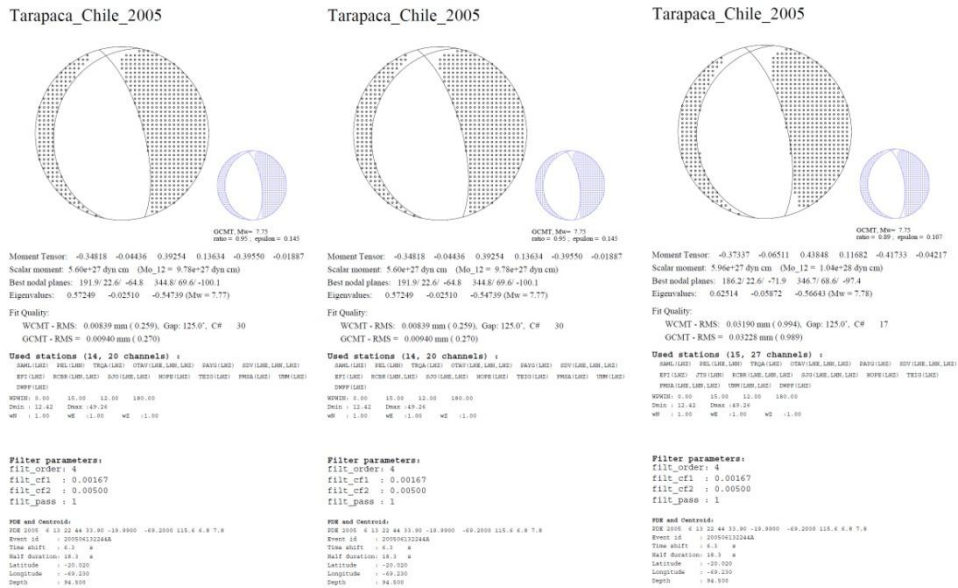


Figura 3.25. Reporte generado en base a la fase W. En Negro se muestra el obtenido por este método, en azul el obtenido por Harvard. El primero de izquierda a derecha tiene el menor rms . La calidad de las formas de onda extraída, hace que el cambio en los mecanismos focales sea mínimo.

### 3.7. Terremoto de Tocopilla 14/11/2007

El terremoto de Tocopilla del año 2007 muestra dos asperezas en la ruptura. El deslizamiento promedio fue de 1.8 metros y se localizó en la parte inferior de la placa de subducción por lo que aún en la parte superior de la placa existe energía elástica disponible para liberar en forma de otro terremoto. La magnitud de este evento fue de  $M_w = 7.7$ .

#### 3.7.1 Inversión

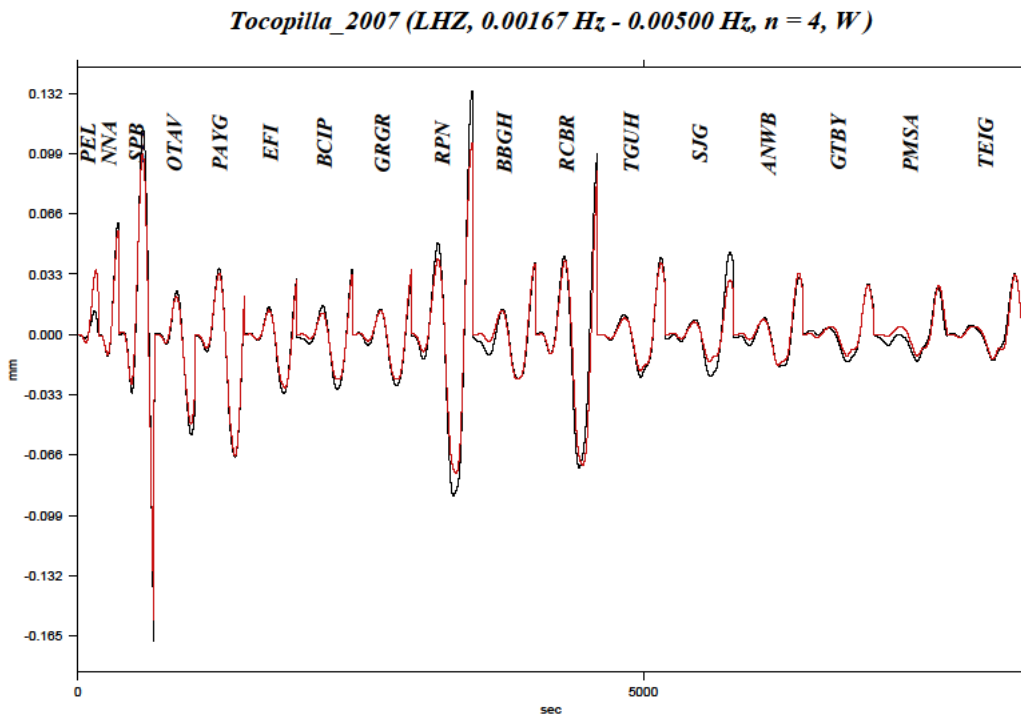
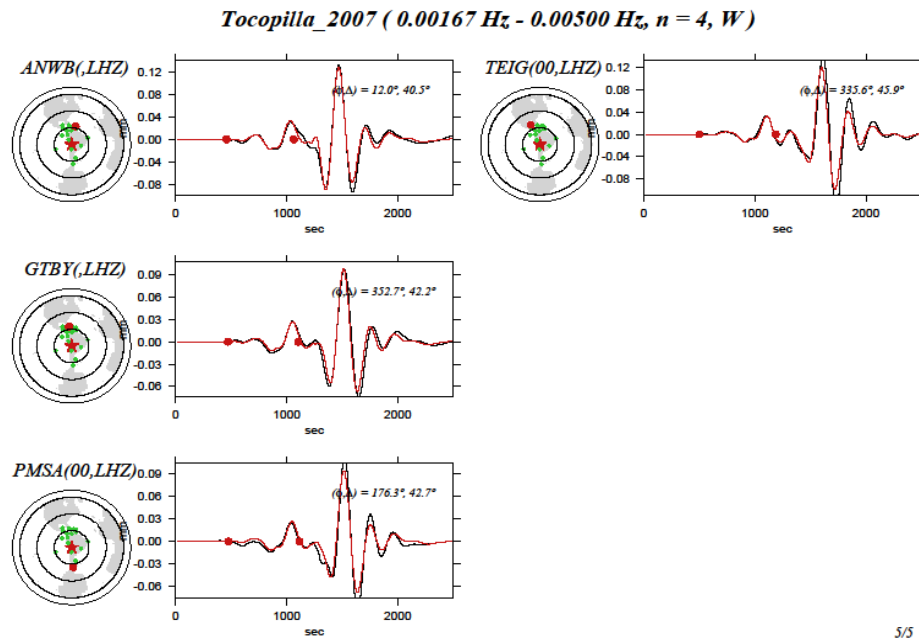
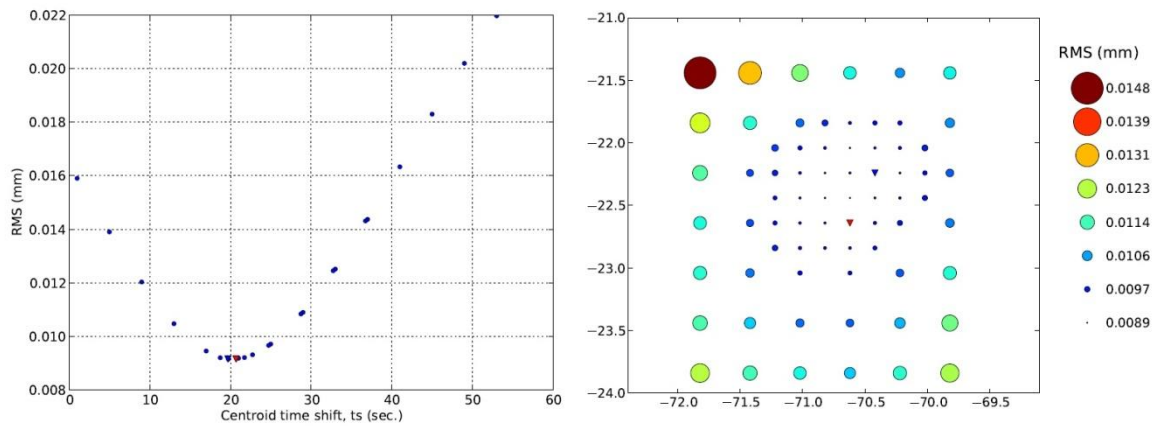


Figura 2. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.





**Figura 3.27. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).**



**Figura 3.28. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.**

### 3.8. Terremoto del Maule del 27/02/2010

El terremoto de Maule es el sexto más grande que se ha registrado en instrumentos sismológicos. Se realizó la inversión de la fase w con un total de 48 estaciones obteniendo un mecanismo focal con un strike de 14, un dip de 18 y un rake de 103, grados. Según el modelo de Lay et al. rompió una extensión de 500 kms de largo por 120 de ancho y la magnitud fue de 8.8 Mw. El slip promedio fue de 5 metros con una aspereza localizada más al norte de la ruptura que concuerda con la localización encontrada por el centroide. El tiempo de ruptura fue de alrededor de 200 segundos, con una velocidad de ruptura de 2 a 2.5 km/seg.

#### 3.8.1. Inversión

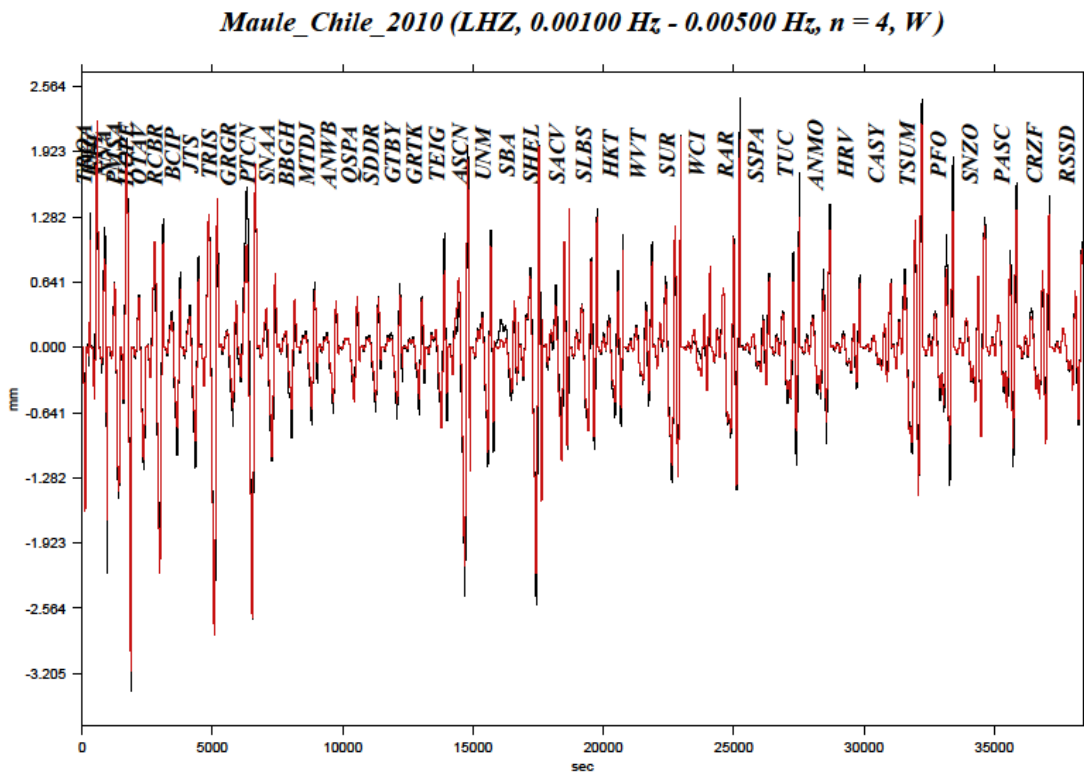


Figura 3.29. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

Maule\_Chile\_2010

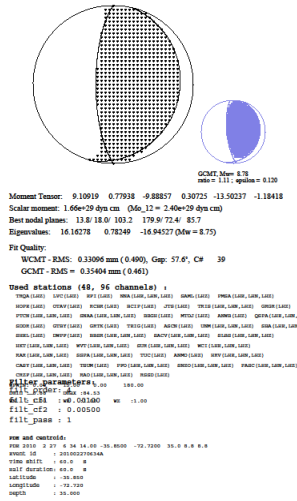


Figura 3.30. Reporte generado en base a la fase W. En Negro se muestra el obtenido por este método, en azul el obtenido por Harvard.

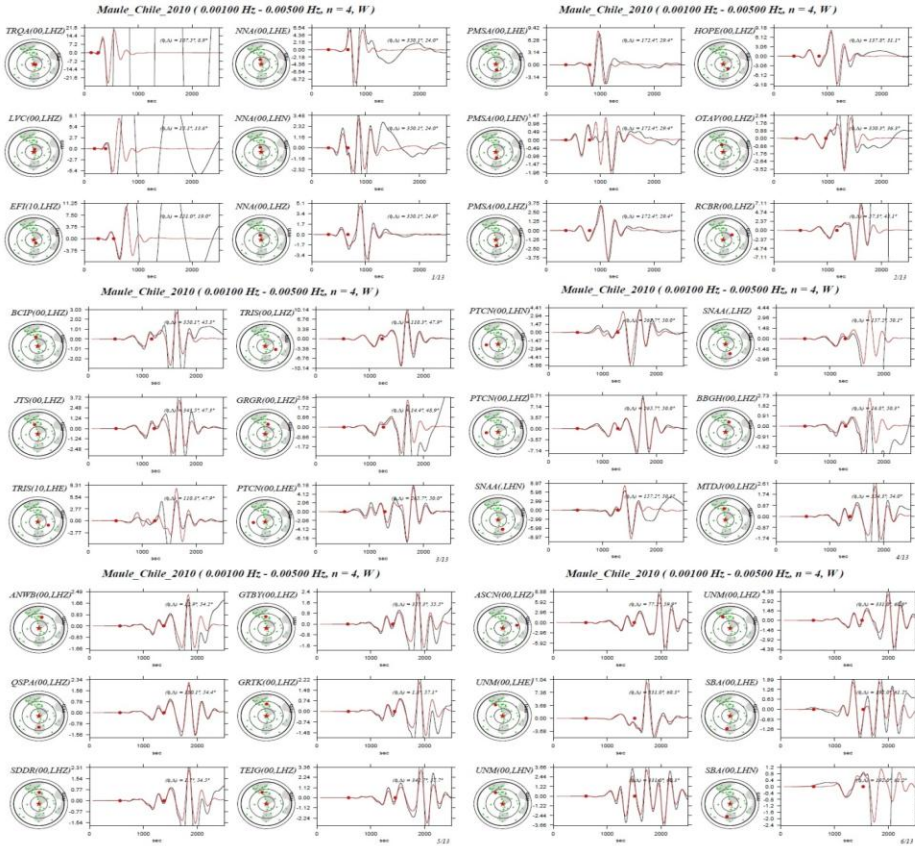


Figura 3.31. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp$ ,  $tp + 15\Delta$ ).

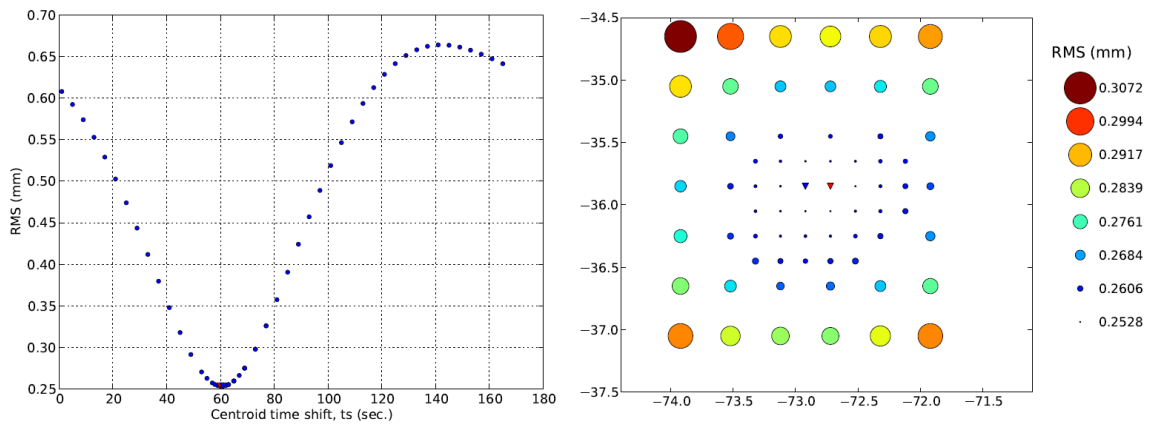


Figura 4. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

### 3.9. Replica del 11/03/2010

*Replica\_Marzo\_2010 (LHZ, 0.00167 Hz - 0.01 Hz, n = 4, W)*

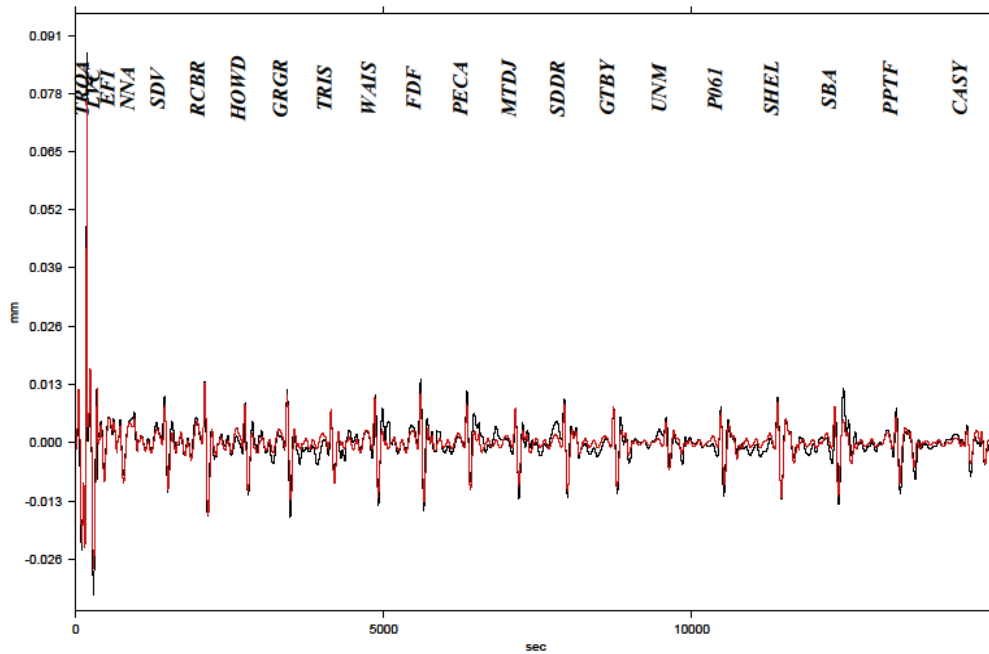


Figura 3.32. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

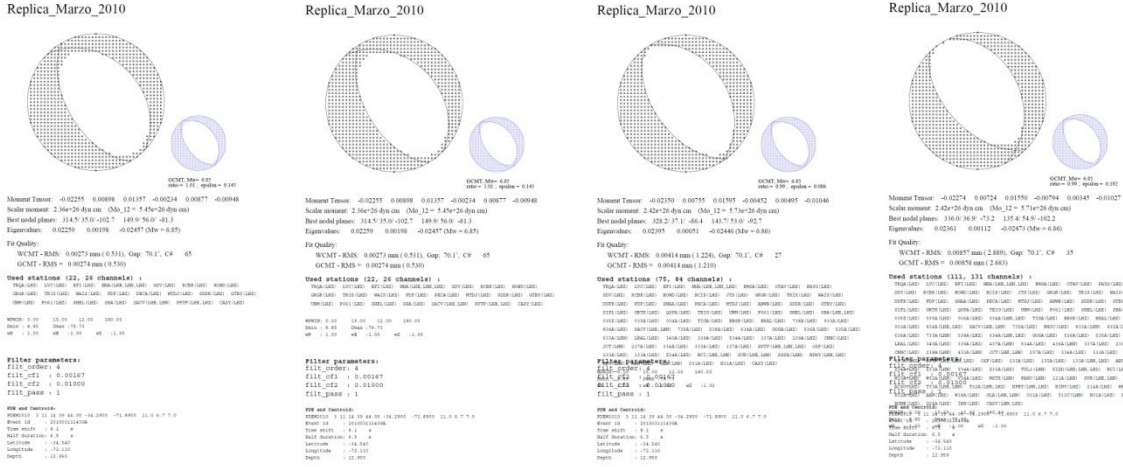


Figura 3.33. Reporte generado en base a la fase W. En Negro se muestra el obtenido por este método, en azul el obtenido por Harvard.

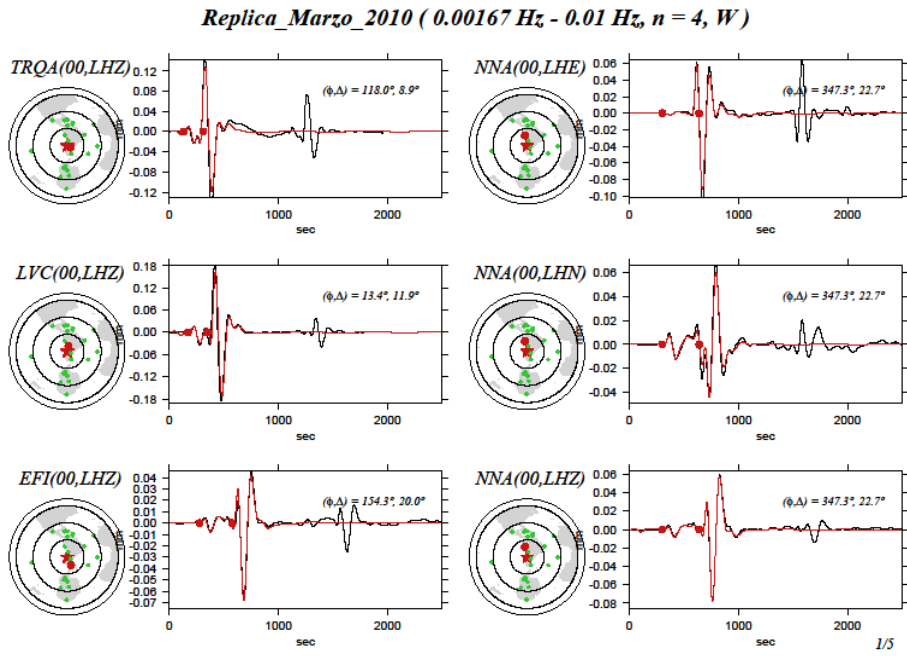


Figura 3.34. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $t_p, t_p + 15\Delta$ ).



Replica\_Marzo\_2010 ( 0.00167 Hz - 0.01 Hz, n = 4, W )

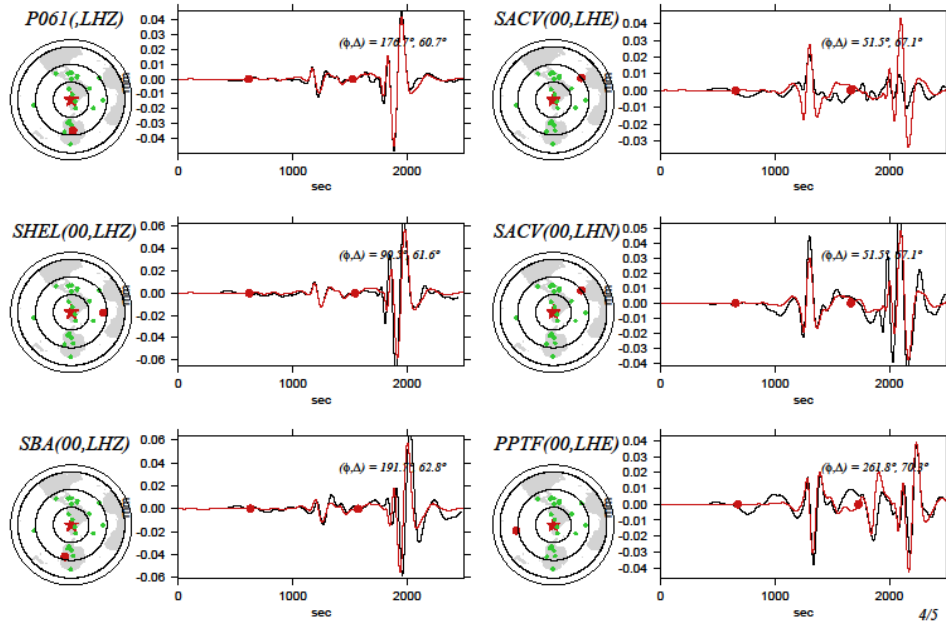


Figura 3.35. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

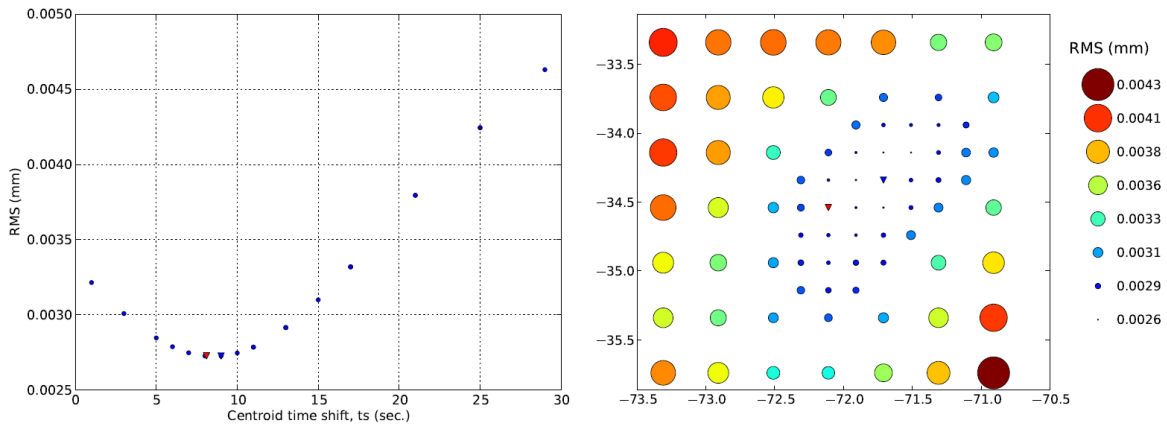


Figura 3.36. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. . Centroide obtenido por la fase W.

### 3.10. Terremoto de Tohoku-Oki del 11/03/2011

El terremoto de Tohoku, fue un evento que los japoneses no tenían considerado de posible ocurrencia. La magnitud de este evento fue  $M_w = 9.0$ , tuvo una ruptura de 400 kilómetros de largo por 200 kilómetros de ancho, con un mecanismo focal típico de subducción, de régimen compresivo con un dip de 14, un rake de 81 y un strike de 224. El deslizamiento promedio para este evento fue de 20 metros. Este terremoto generó un tsunami que en algunos lugares causó alturas de ola de 40 metros. Hubo también subsidencia en algunas partes de la costa por lo que los muros de contención anti-tsunami no sirvieron de nada en algunos lugares. Otra cosa interesante es que se probó el método de la fase W con GPS por primera vez (comunicación personal con Luis Rivera).

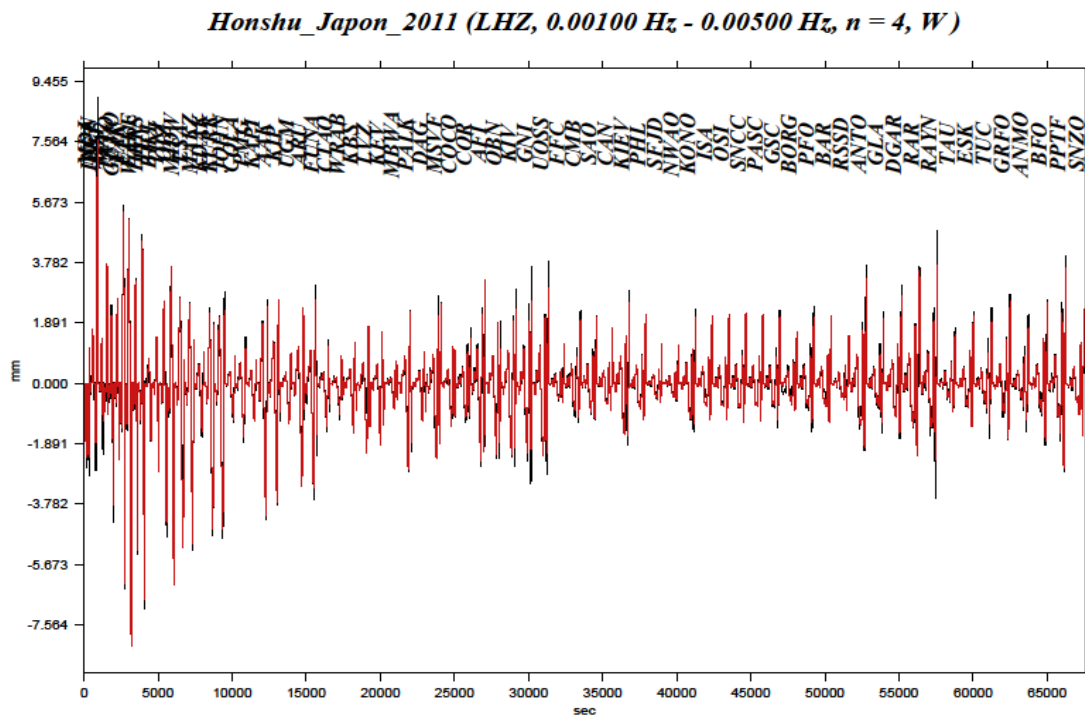


Figura 3.37. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.



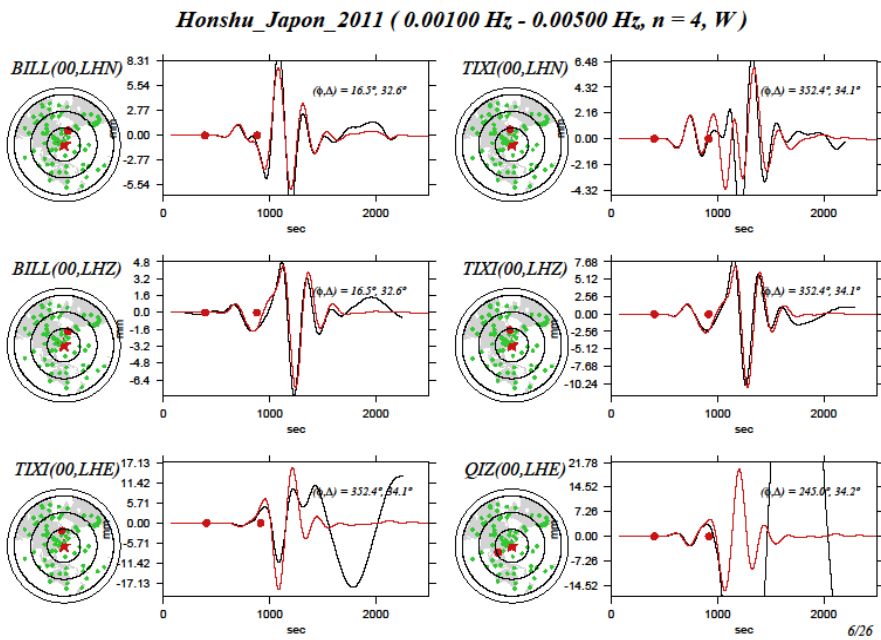


Figura 4. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $t_p, t_p + 15\Delta$ ).

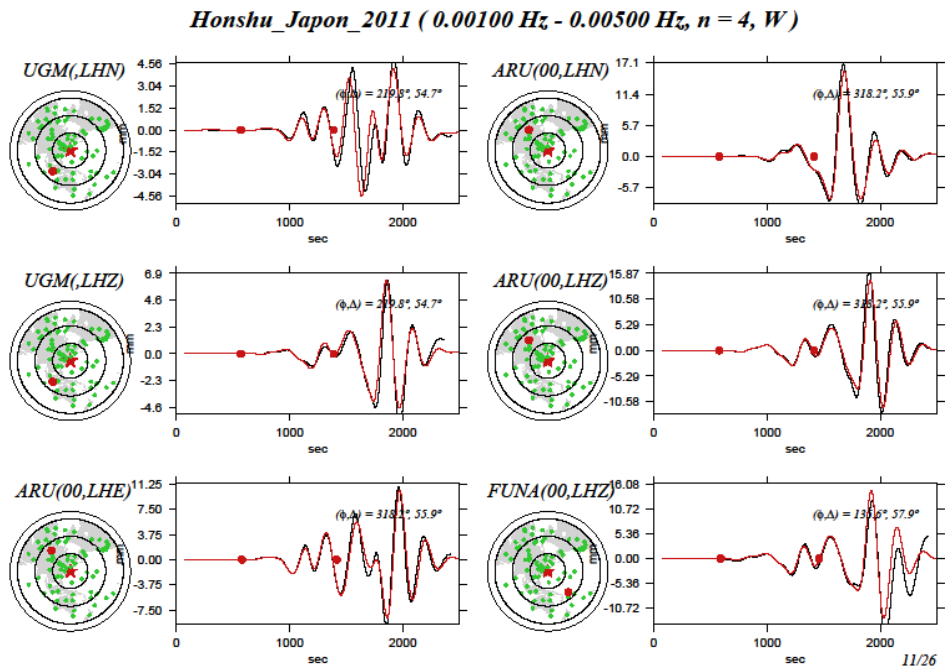


Figura 3.39. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $t_p, t_p + 15\Delta$ ).

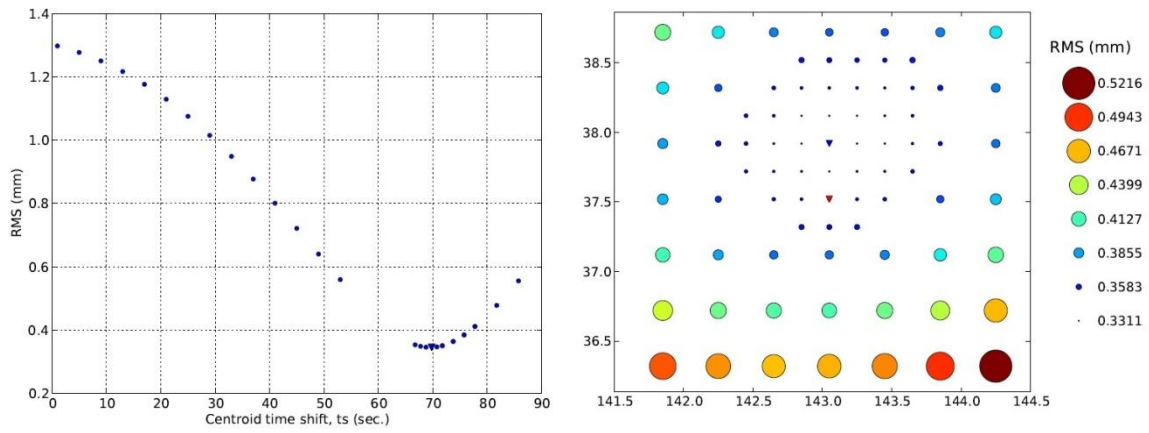


Figura 3.40. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

## **4. Implementación de la Fase W en tiempo real**

Para la implementación de la fase W en Chile se cuenta con total de 16 estaciones banda ancha en la zona norte. Actualmente se están instalando estaciones de la red IRIS. De ellas 3 han sido instaladas y se espera llegar a un total de 10 de esta red, lo que haría un total de 26 estaciones VBB para Chile al final del año 2011.

Hay que también considerar las estaciones sudamericanas que también pueden hacer un aporte para determinar el mecanismo. El único problema de ellas es la distancia a la cuál se encuentran, lo que hace que la solución demore más tiempo y para los propósitos de alerta rápida no sea efectiva. La utilidad de esas estaciones es que a medida que la fase W va llegando a ellas, es posible ir corrigiendo y verificando el mecanismo focal, varias veces de manera de confirmar la solución inicial.

Considerando también estas estaciones en un radio menor o igual a 50 grados el SSN esta recopilando datos en tiempo real de 55 estaciones. De las cuales en Chile hay 26, 15 concentradas solo en la zona norte del país.

Las estaciones banda ancha son claves para el método de la fase W, por lo que es necesario que estén bien distribuidas. Se han llegado a probar hasta 8 estaciones y el método funciona, un número de estaciones menor a este no es confiable. Al decir 8 estaciones es 8 estaciones para realizar la inversión, es decir que pase todos los filtros de rms con los cuales se observa la relación señal ruido. Lo cuál no resulta fácil sobre todo porque la red actual las estaciones tienen una cobertura azimutal mínima y además está muy concentrada en una zona de Chile (Norte Grande), que puede afectar el cálculo del mecanismo focal dependiendo de la zona en que ocurra el sismo.

Además hay que recordar que el método necesita un hipocentro de partida. Esto significa que el primer cálculo del hipocentro debe ser bueno.

Ahora, con la red que actualmente está en instalación, que está aumentando la cobertura azimutal de la red actual, con ello se pretende disminuir: el potencial error en el cálculo del hipocentro, y como consecuencia inmediatamente disminuye el error en el mecanismo focal.

### **4.1. Base de Datos**

Con el objetivo de contar con el mayor número de estaciones posible, se creó una base de datos en formato dataless, en la que se incluyen todas las estaciones del SSN, más las estaciones de IRIS que se encuentran en América del Sur.

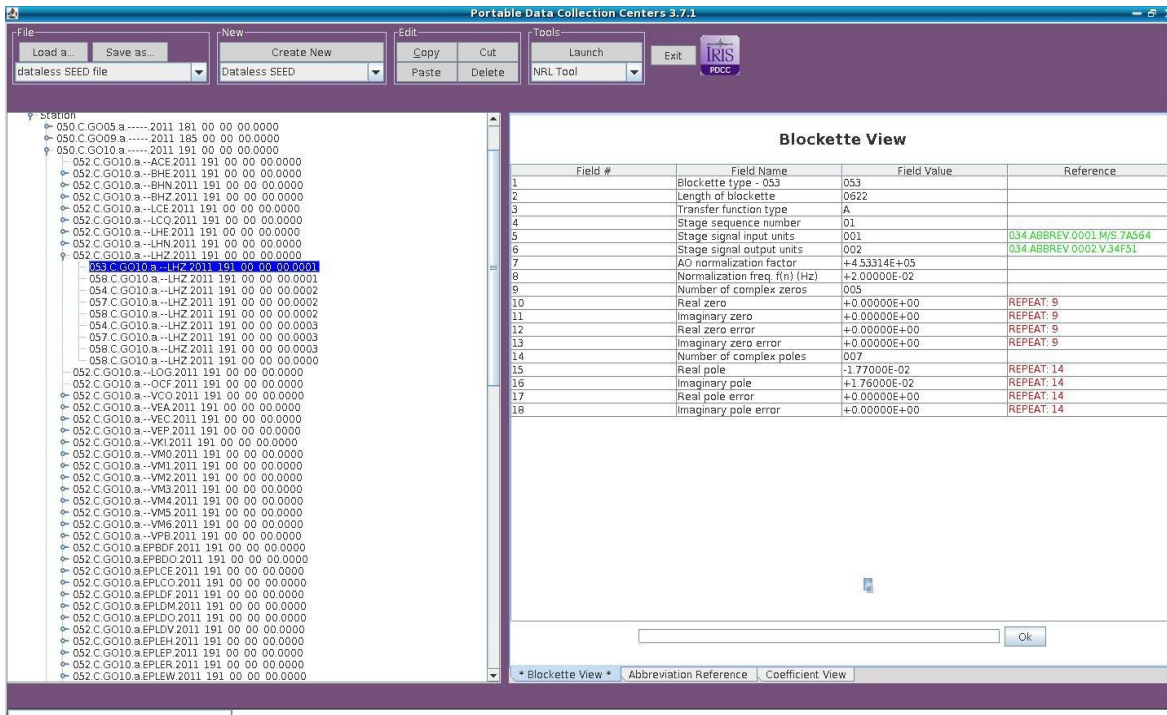


Figura 4.1. Base de Datos para los parámetros de las estaciones.

En esta base de datos de estaciones sismológicas se encuentra la ubicación, la respuesta instrumental dada por polos y ceros, la ganancia, el tipo de instrumento, las muestras por segundo. Con ello es posible traer los datos de las estaciones en formato miniseed, el cual solo tiene la forma de onda de la estación. Ambos archivos el de forma de onda y el de parámetros completan la información necesaria para poder implementar el método en tiempo real.

De esta manera se pueden extraer las formas de onda en formato miniseed y usando el programa rdseed, agregando solamente una variable de ambiente a la consola de Linux: `setenv ALT_RESPONSE_FILE /home/SSN/SSN-DGF.dataless.`

## 4.2. Implementación Automática

Para el cálculo del mecanismo focal el método de la fase W es necesario tener un método de ondas de cuerpo que estime Mw. Este método puede ser tensor de Dreger o algún otro. Por fortuna a partir de la magnitud ML 5.5 la magnitud del SSN es casi igual a la magnitud Mw entregada por el USGS y Harvard, por esta razón no fue necesario utilizarlo aunque el tensor de Dreger ahora se encuentra en etapa de reimplementación.

Entonces se necesitan dos archivos CMTSOLUTION e i\_master.

El archivo **CMTSOLUTION** es la solución del centroide entregada por Harvard.

```
PDEW2010  2 27  6 34 15.60 -35.8500  -72.7100  44.8 0.0 8.3 NEAR C
event name: 201002270634A
time shift:  58.9400
half duration: 60.0000
latitude:    -35.9800
longitude:   -73.1500
depth:       23.1700
Mrr:         1.040000e+29
Mtt:         -3.920000e+27
Mpp:         -1.000000e+29
Mrt:         3.040000e+28
Mrp:         -1.520000e+29
Mtp:         -1.190000e+28
```

Para el caso de tiempo real la primera línea es trivial puesto que solo incluye el hipocentro y la magnitud  $M_w$ . Desde la línea 5 a la 7 se pueden poner las coordenadas del hipocentro como primera aproximación del centroide. Los parámetros más críticos a estimar son el time shift y el half duration que como se dijo en el capítulo anterior son iguales y se estiman una vez conocida  $M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 10.73$  con la fórmula y posteriormente  $t_d = t_s = 1.2 \times 10^{-8} \sqrt[3]{M_0}$ . Como el momento sísmico por componente no se conoce es necesario dejarlo en 0 en cada una de ellas.

El archivo **i\_master** es el archivo que va a buscar el archivo con las formas de onda de las estaciones, además de controlar la distancia a las estaciones, los filtros y la ventana de tiempo para el caso regional.

```
EVNAME:      Maule_Chile_2010
SEED:        ../SEEDS/2010_chile_LH.mseed
DMIN:        5.00
DMAX:        85.00
CMTFILE:     CMTSOLUTION
```

```
filt_order:  4
filt_cf1:    0.00100
filt_cf2:    0.00500
filt_pass:   1
IDEC_2:     2 280 0.1
IDEC_3:     0.001 0.1 100 0.03
GFDIR:      ./GF
WP_WIN:     15.0
```

La Primera línea es para darle un nombre al evento, la segunda llama a los archivos de formas de ondas. La 3 y 4 controlan las distancias mínimas y máximas que para nuestro caso serán entre 5 y 20 grados.

Las líneas 5 a 8 controlan el filtro butterworth, sus frecuencias esquinas, orden y paso.



WP\_WIN controla la ventana de tiempo para distancias regionales en la cual entre los 5 y 12 grados toma 300 segundos constantes para asegurarse que la fase W ya llegó a los instrumentos.

### 4.3. Ejemplos

Desde la implementación de la Fase W en Abril del año 2011 han ocurrido 5 eventos con  $M_w \geq 5.8$ . Si se observan los resultados de las figuras, se observa que el mecanismo focal calculado con los datos del SSN-DGF, ajustan bastante, sin ser los datos optimos y sin contar con las estaciones a la red adecuada que entregaría aún resultados mejores. Está en fase de prueba el poder implementar la solución para sismos  $M_w \geq 5.5$ , a medida que se instalan las nuevas estaciones.

#### 4.3.1. Sismo del 2 de Abril del 2011.

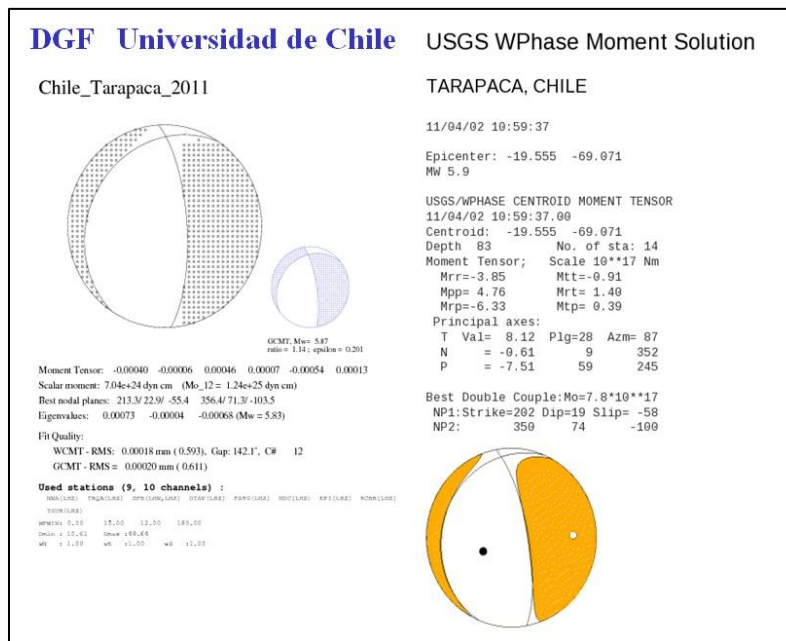


Figura 4.2. A la izquierda, cálculo del mecanismo focal del SSN a la derecha mecanismo focal entregado por el USGS. Los datos de las estaciones del SSN incluyen estaciones que no tiene el USGS.

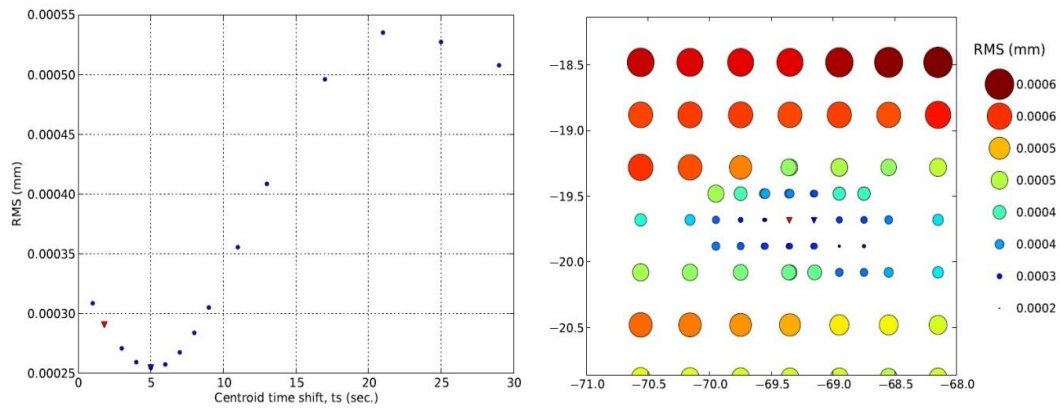


Figura 4.3. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

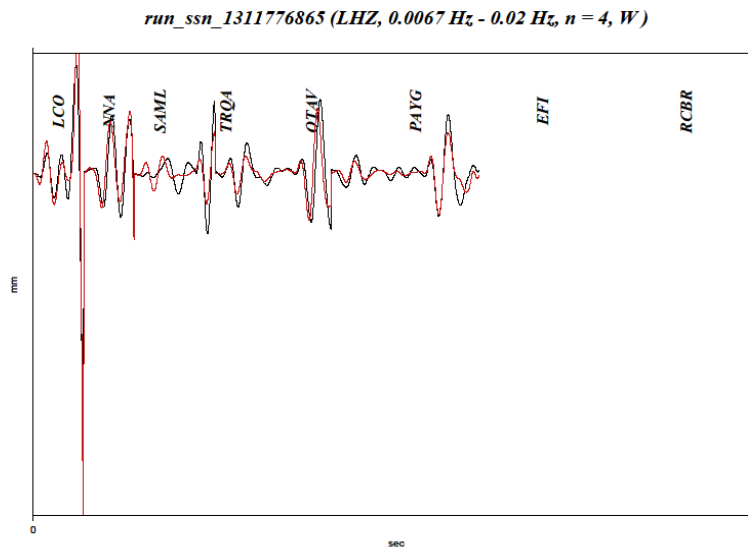


Figura 4.4. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

#### 4.3.2. Sismo del 17 de Abril del 2011

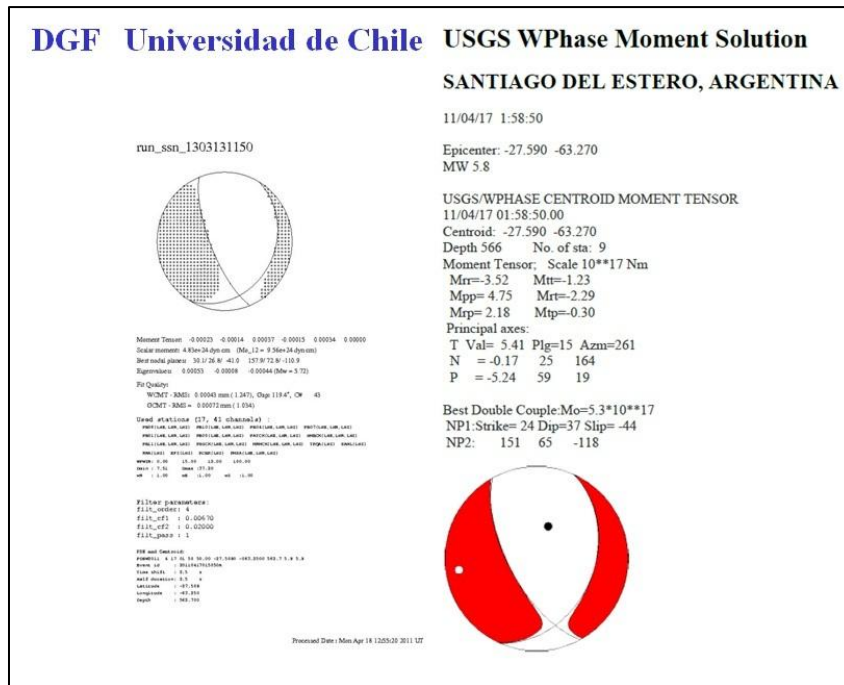


Figura 4.5. A la izquierda, cálculo del mecanismo focal del SSN a la derecha mecanismo focal entregado por el USGS. Los datos de las estaciones del SSN incluyen estaciones que no tiene el USGS. Ambos tienen la misma magnitud y corresponde a un mecanismo de tipo normal típico de sismos profundos en esta zona.

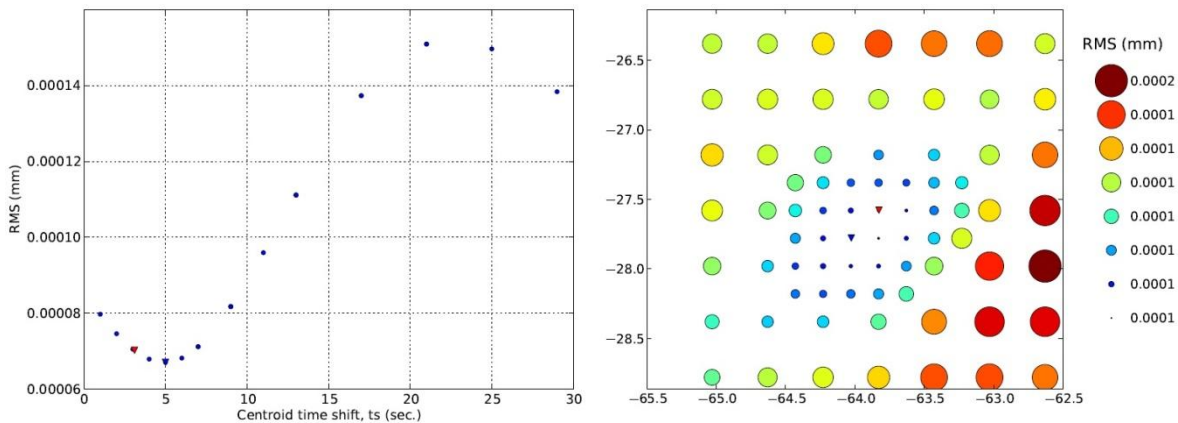


Figura 4.6. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

run\_ssn\_1311777190 (LHZ, 0.0067 Hz - 0.02 Hz, n = 4, W)

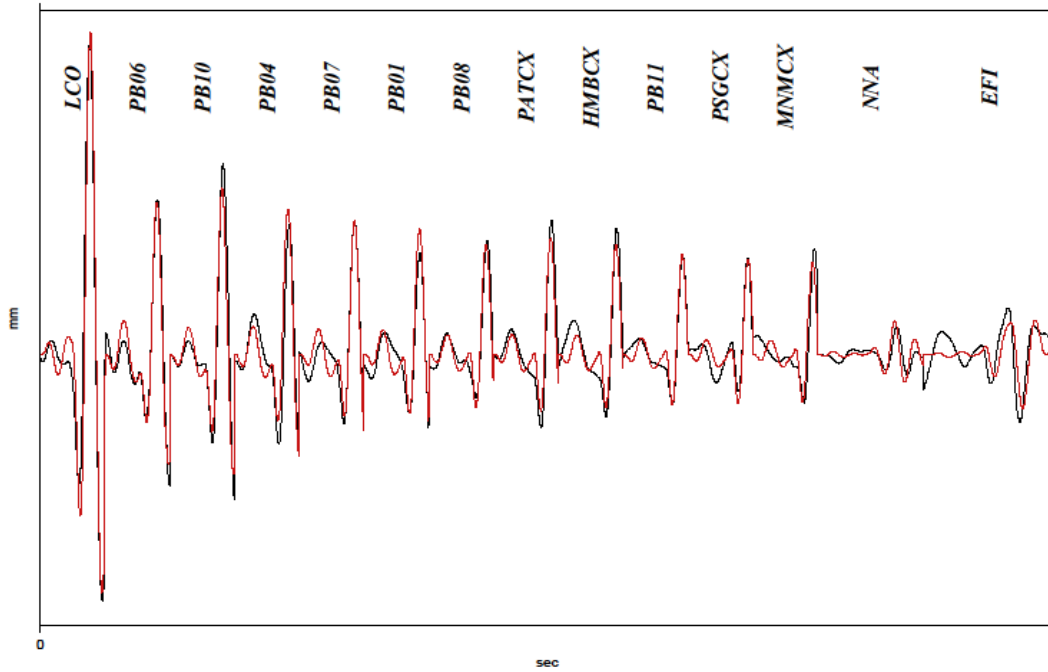


Figura 4.7. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

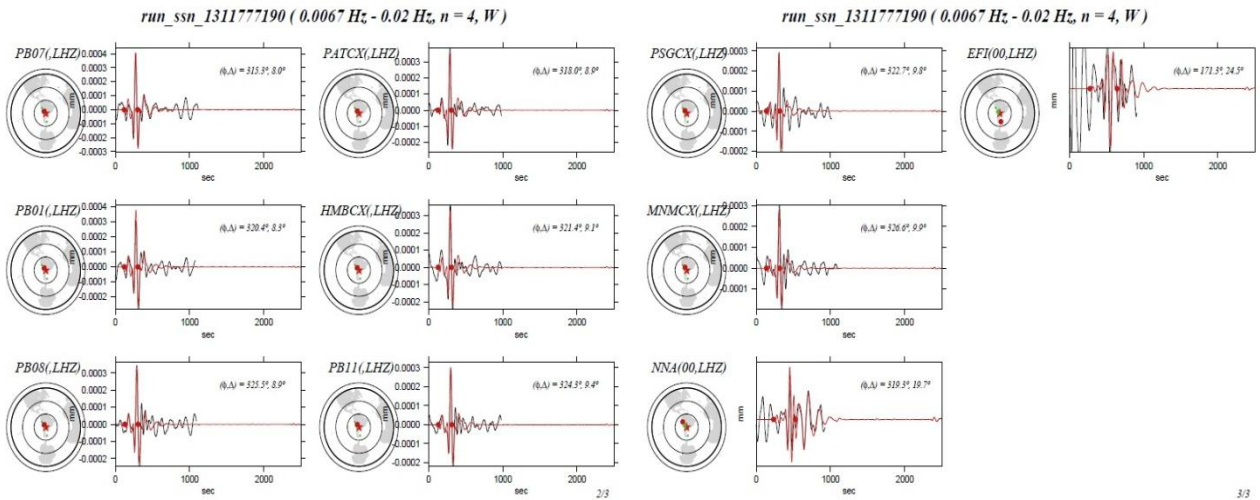


Figura 4.8. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

### 4.3.3. Sismo del 1 de Junio del 2011.

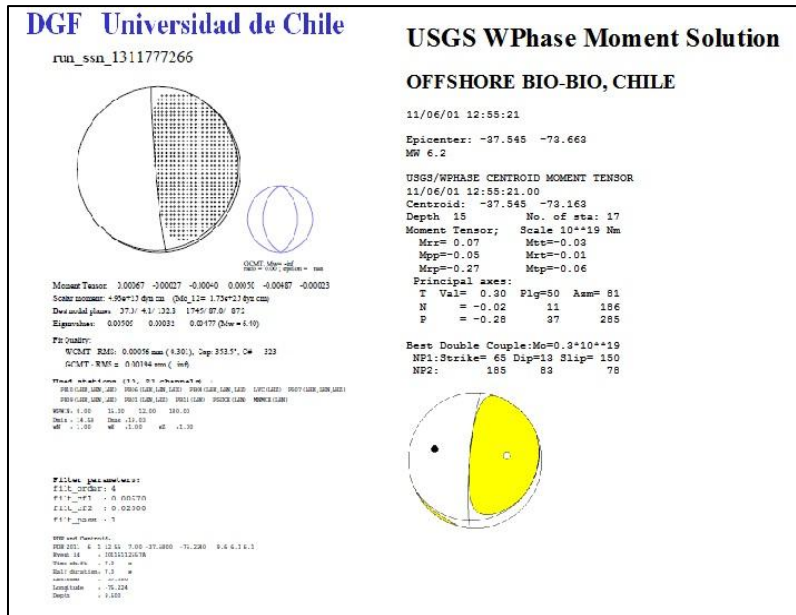


Figura 4.9. A la izquierda, cálculo del mecanismo focal del SSN a la derecha mecanismo focal entregado por el USGS. Los datos de las estaciones del SSN incluyen estaciones que no tiene el USGS. Se observa una pequeña variación del strike en ambas soluciones. En ambos casos se tiene una falla inversa y una magnitud de 6.4 para el del SSN y 6.2 para el del USGS. Para este sismo se utilizaron 10 estaciones.

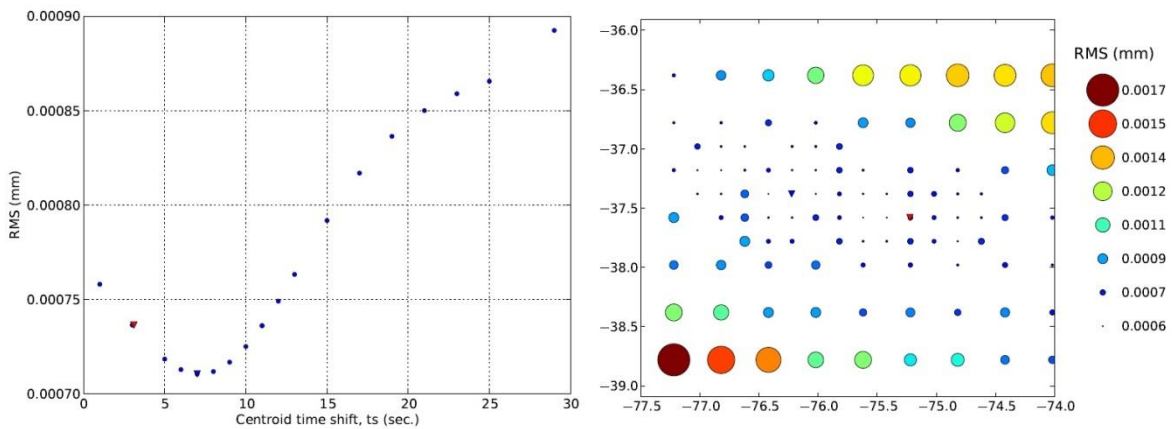


Figura 4.10. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de Harvard. Centroide obtenido por la fase W. el centroide de Harvard no está en la grilla, determinada por la fase W.

run\_ssn\_131177266 (LHZ, 0.0067 Hz - 0.02 Hz, n = 4, W)

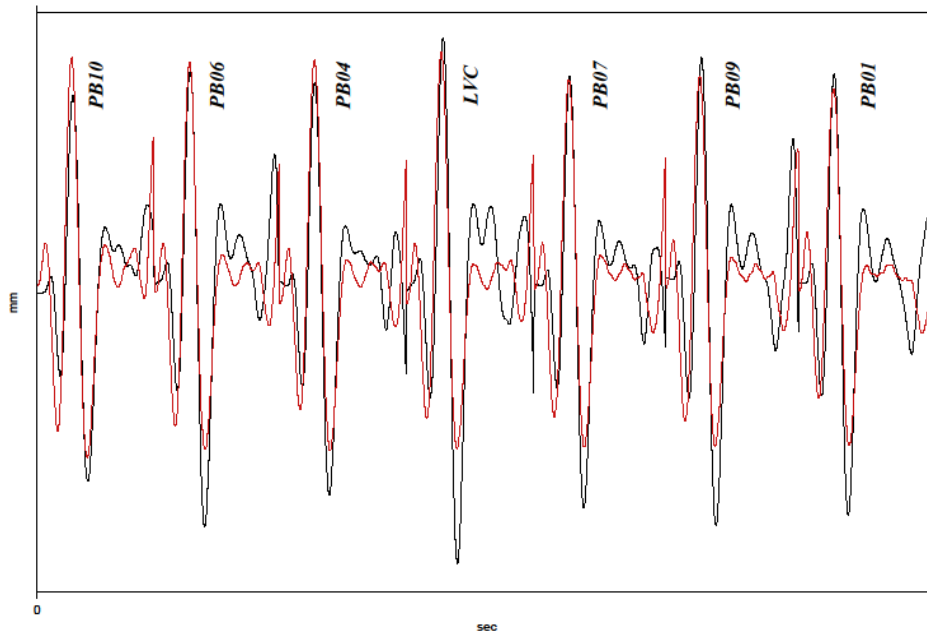


Figura 4.11. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.

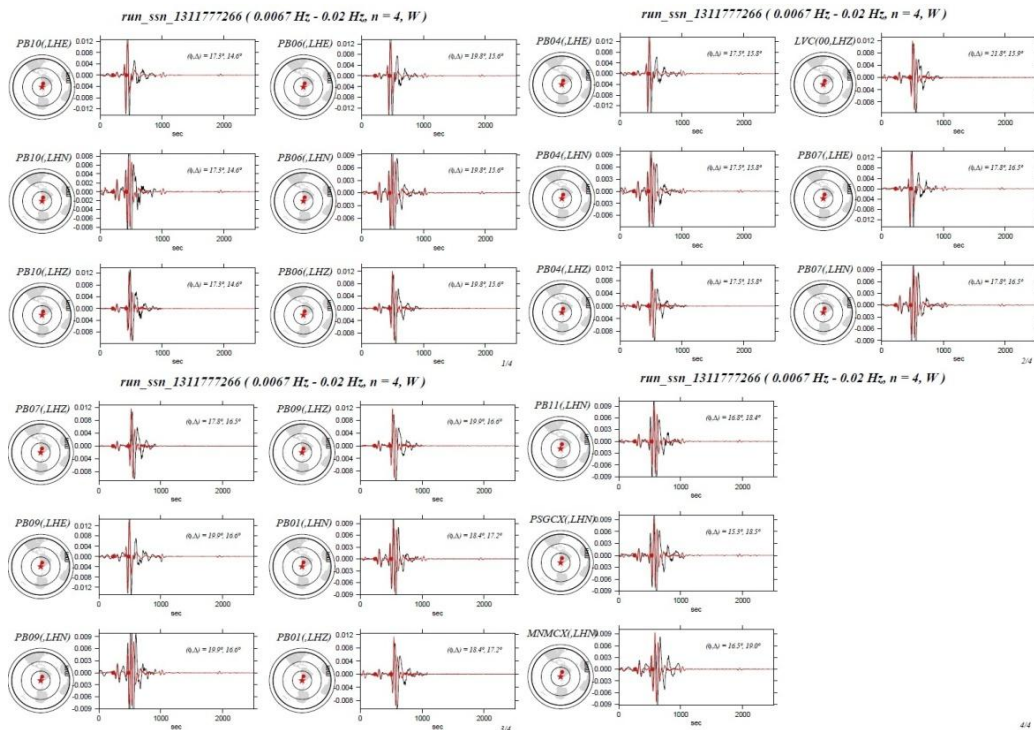


Figura 4.12. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $t_p, t_p + 15\Delta$ ).

#### 4.3.4. Sismo del 20 de Junio del 2011.

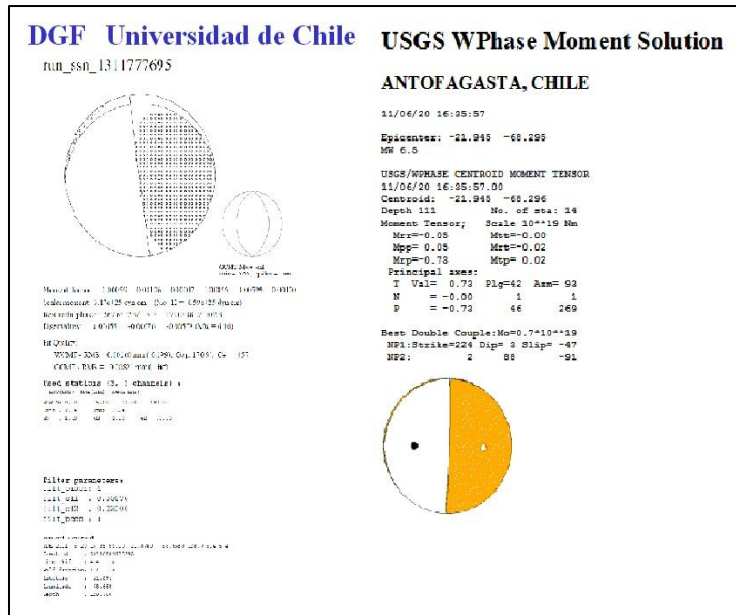


Figura 4.13. A la izquierda, cálculo del mecanismo focal del SSN a la derecha mecanismo focal entregado por el USGS. Los datos de las estaciones del SSN incluyen estaciones que no tiene el USGS. En este se sismo se observa una pequeña diferencia de strike entre las dos soluciones, aunque en ambos se muestra un mecanismo de tipo inverso.

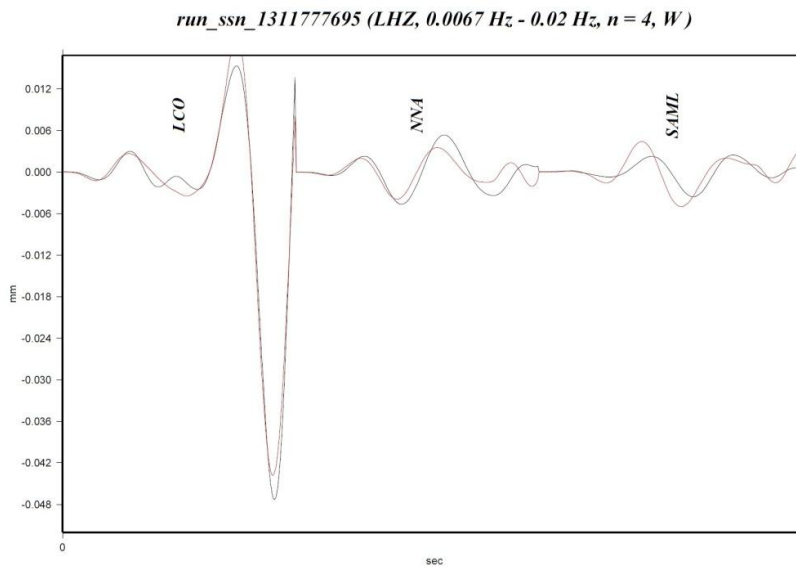
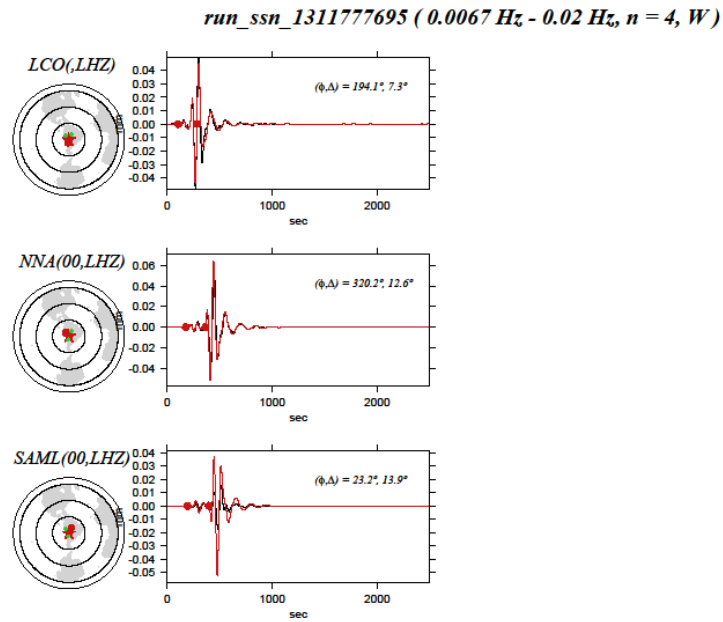


Figura 4.14. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.





1/1

Figura 4.15. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

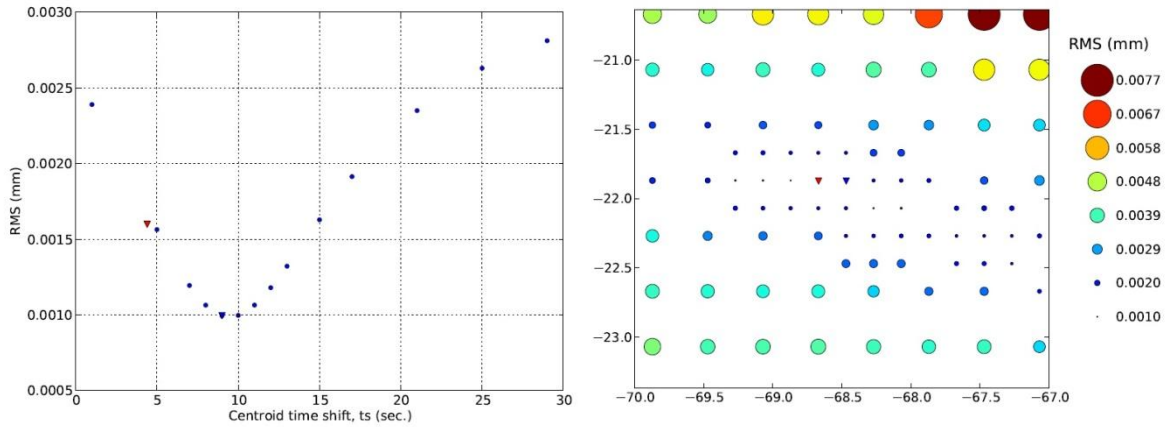
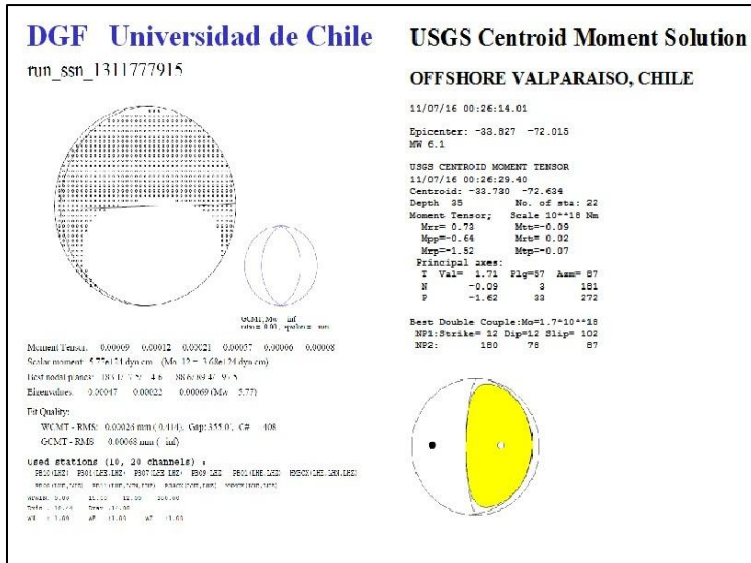


Figura 4.16. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de SSN. Centroide obtenido por la fase W.

### 4.3.5. Sismo del 17 de Julio del 2011





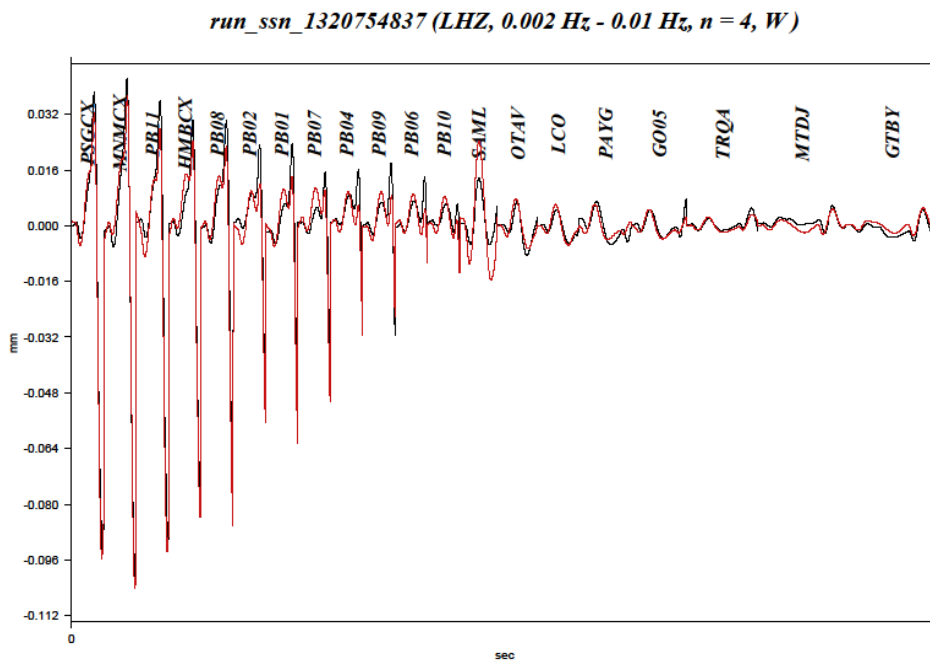
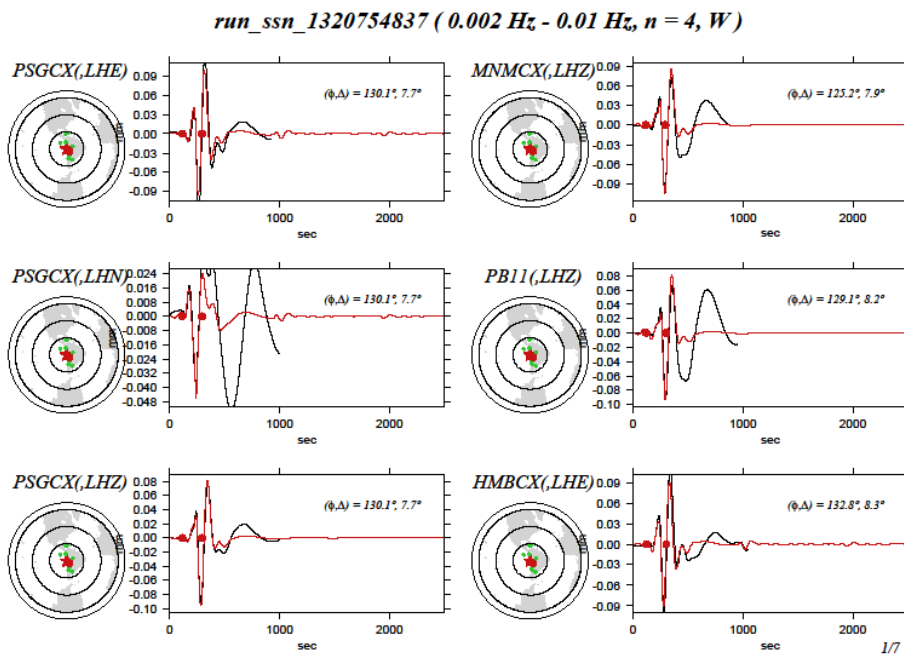


Figura 4.19. Fase W concatenada por estación, en la componente vertical. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados.



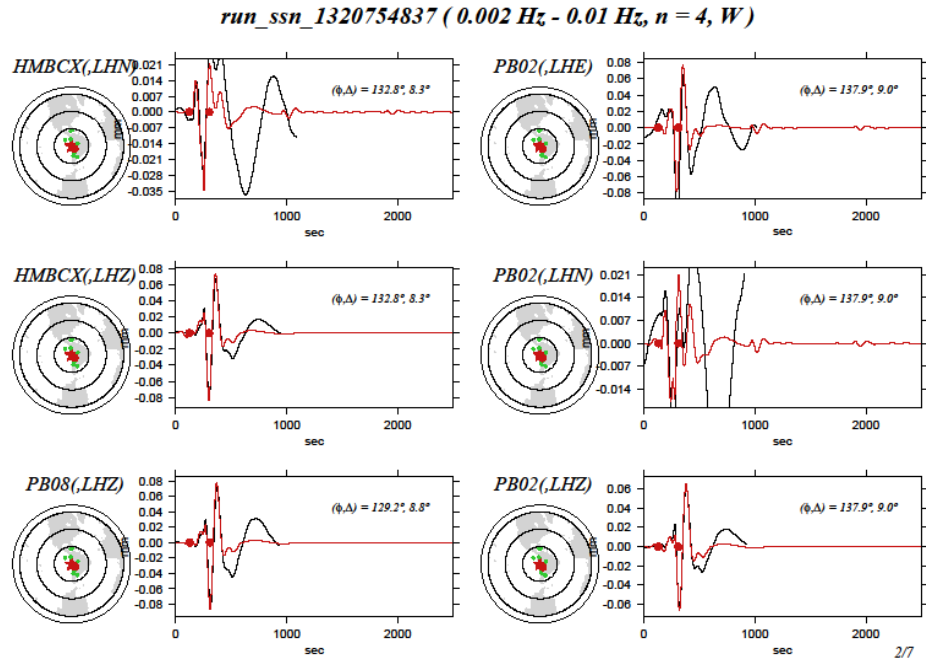


Figura 4.20. Fase W a por estación. En rojo se observan los sismogramas teóricos y en negro los observados. Los dos puntos rojos muestran la ventana de tiempo utilizada ( $tp, tp + 15\Delta$ ).

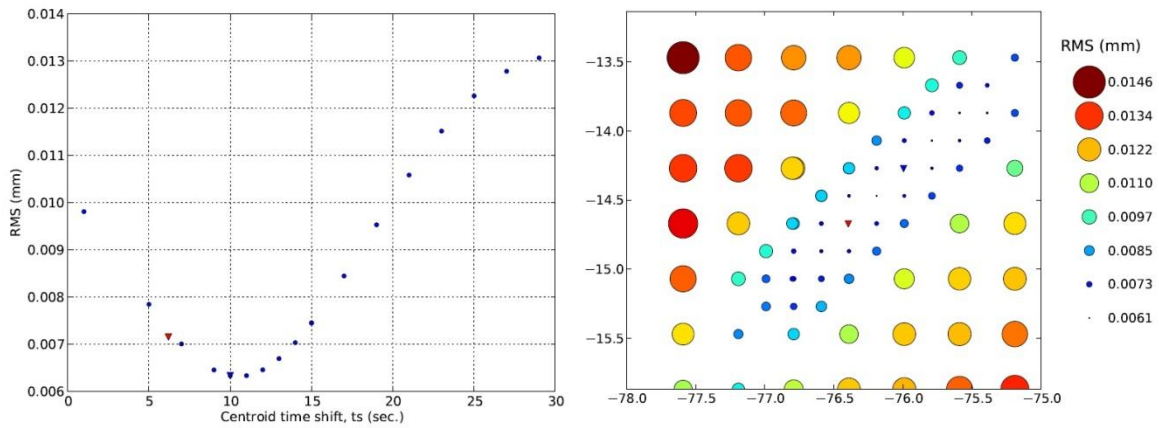


Figura 4.21. Time Shift obtenido por la fase W. en azul el obtenido por la fase W y en rojo el de SSN. Centroide obtenido por la fase W.

#### 4.4. Magnitud Momento fase-W SSN v/s Magnitud Momento GCMT

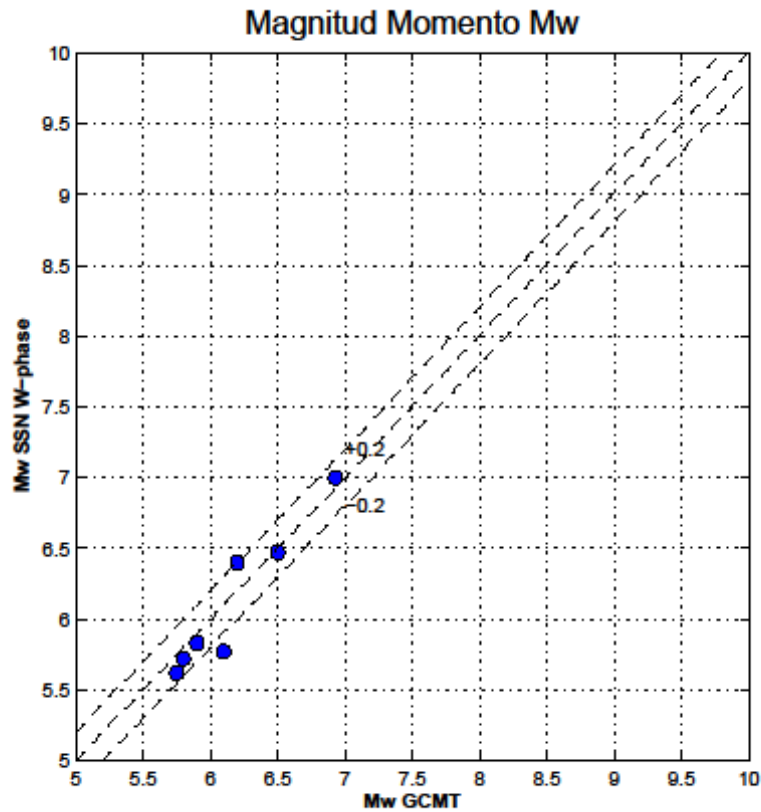


Figura 4.22. Comparación de las Magnitudes Mw entregadas por el Servicio Sismológico (en el eje y) y Harvard (en el eje x), el único punto que está fuera del umbral de  $\pm 0.2$  es el evento que por problemas de variación azimutal y muy lejos respecto de las estaciones del norte grande no cuenta buena solución.

## **5. Fuentes de Tsunamis**

### **5.1. Tsunamis Causados por Terremotos**

#### **5.1.1. Fuentes de Tsunami en un ambiente de subducción**

La mayoría de los terremotos superficiales en las zonas de subducción causan Tsunamis. Se comenzará con dos definiciones terremoto: tsunamigénico si genera tsunami, y se llamará “tsunami earthquake” (Kanamori) si genera un tsunami desproporcionado en comparación con la magnitud medida en ondas superficiales  $M_s$ .

Los terremotos tsunamigénicos y “tsunami earthquake” en un ambiente de subducción pueden ser clasificados en tres tipos dependiendo de la localización de la fuente: el clásico interplacas, los intraplacas y los “tsunami earthquakes”.

Los terremotos megathrust ocurren en la interface entre la placa de subducción y la placa continental sobre esta.

Los terremotos intraplaca ocurren en dos zonas: la primera es fuera de la fosa y por ello son llamados terremotos costa afuera o “outer rise”. Si la localización es en la placa que está en subducción se llamará “slab earthquake”. Los terremotos dentro de la placa pueden ser bastante profundos, sin embargo se consideraran tsunamigenicos aquellos menores a cien kilómetros de profundidad. Si la placa continental está bajo el océano y ocurre un terremoto ahí, puede considerarse como tsunamigénico.

La zona de localización de los “tsunami earthquakes” se encuentra bajo el prisma de acreción.

#### **5.1.2. Terremotos Inter-placa.**

La mayoría de los grandes terremotos interplaca causan tsunamis. Estos son los llamados típicos terremotos de subducción en donde el plano de falla está localizado en la interface entre la placa oceánica y la placa continental-

#### **5.1.3. Extensión de la Zona sismogénica y Deformación Continental**

La zona de contacto entre ambas placas se extiende desde 10 km a 40 km de profundidad. La profundidad está caracterizada por factores geológicos como la temperatura, la composición del material.

Existe una zona asísmica en la cual no se producen terremotos, es una acumulación de sedimentos no consolidados o no totalmente consolidados bajo el prisma de acreción que está en continuo deslizamiento por lo que el movimiento de las placas ahí es estable no causando sismos.

Existen trabajos que dicen que el límite de esta zona está controlado principalmente por la temperatura. El límite frágil dúctil de esta transición estaría en los 350 grados Celsius llegando hasta los 450, donde la placa sería completamente dúctil. Bajo los 350 grados la resistencia de la roca es menor y la velocidad de deslizamiento aumenta y es ahí donde se producirían los grandes terremotos.

La extensión de la fuente de los grandes terremotos interplaca está limitada a la zona sismogénica presentada aquí. Lo que ocurre es que la deformación intersísmica es en el sentido opuesto a la deformación cosísmica donde el fondo marino, sobre la zona sismogénica, se levanta, mientras que la zona sobre el final de la zona sismogénica se hunde (subducta).

El deslizamiento co-sísmico puede ser estimado con GPS y cambios en las líneas de costas.

### **5.1.1.3. Región de la fuente y distribución del deslizamiento**

Los terremotos en la zona de subducción muestran que el deslizamiento no es parejo en la fuente de cada terremoto. Ello que indica que la liberación de energía no es espacialmente uniforme y está concentrada en áreas pequeñas llamadas asperezas. La distribución de asperezas varía de una zona de subducción a otra, incluso cambiando su distribución en el tiempo.

Las zonas de subducción de Alaska- Aleutianas, Sumatra-Andaman, Japón y Chile son típicas zonas de subducción en la cual ocurren grandes terremotos tsunamigénicos a lo largo del tiempo. En el caso de las Aleutianas se observan los siguientes terremotos:

El de Alaska de 1938, el de 1946 en las Aleutianas, 1957 en las Aleutianas, el de 1964 en Alaska y el de 1965 en las islas Rat. En el Norte grande de Chile están los terremotos de 1877 y 1868, en el sur los de 1960 y 2010 que produjeron tsunamis devastadores.

Los Resultados para zonas de subducción es que los deslizamientos tsunamigénicos no son uniformes en todos lados y se encuentran concentrados en las asperezas. También este deslizamiento en algunos puntos de la falla puede ser más lento o más rápido.

### **5.1.2. Terremotos Intraplaca**

Los terremotos que ocurren al interior de la placa ya sean, costa afuera, corticales bajo el océano y en la placa subductante, llamados “slab earthquakes” también pueden generar Tsunamis.

Algunos terremotos “outer rise” pueden causar tsunamis, como el de Sanriku de 1933 de  $M_w = 8.4$ , que generó alturas de más de 10 metros. El terremoto de 1977 Samba

$M_W = 8.3$ , también fue tsunamigenico y se observaron alturas de más de 10 metros también.

Terremotos que ocurren en la corteza de la placa cabalgante también pueden generar tsunamis. El terremoto de Flores de 1992,  $M_W = 7.8$  y el de 1993 de Hokkaido  $M_W = 7.6$  ocurrido en el transarco del magen este del mar de Japón. El terremoto de 1994 de Mindoro en las Filipinas  $M_W = 7.1$ , también generó un tsunami con alturas de 7 metros a pesar de tener un mecanismo focal strike-slip.

Terremotos en la placa subductante como el terremoto de Kuril  $M_W = 8.2$ . Este terremoto ocurrió en la misma región que el de 1969 en Kuril de  $M_W = 8.2$ , por lo que la ocurrencia de otro terremoto dentro de un periodo de 25 años, se estimaba menor al 1 %, sin embargo no fue así.

### **5.1.3. Tsunami Earthquakes**

Un “tsunami earthquake” es aquel que excita un tsunami considerablemente grande en comparación con las ondas superficiales del terremoto. Esta discrepancia puede ser cuantificada de la siguiente manera: Si  $M_t > M_s$  por más de 5 unidades, quiere decir que es un tsunami earthquake. Más adelante en la Tesis se explicará cuales son las magnitudes que se encargan de medir la energía de un tsunami.

Kanamori (1972) explicó que los “tsunami earthquakes” se producen por rupturas lentas y de gran periodo. Fukao (1979) explicó que existe deslizamiento en el prisma de acreción, si el ángulo de subducción es bastante grande puede agrandar el tsunami, sin tener mucho momento sísmico, si el prisma tiene una baja rigidez. Pelayo y Wiens (1992) estudiaron varios terremotos y propusieron que no es que sean anómalos si no que el problema radica en la saturación de  $M_s$  en 7.3 para esos terremotos en el prisma de acreción. Si se compara la Magnitud  $M_t$  con la  $M_w$  no resulta ser extraño tener tsunamis grandes y el problema en realidad no radica en lo extraño del terremoto si no en la magnitud en la cual se está observando. Okal aplicando teoría de modos normales demostró que una capa de roca sedimentaria superficial causa tsunamis mucho más grandes que los generados en roca sólida.

## **5.2. Tsunamis Causados por Landslides.**

Los deslizamientos submarinos y sub-aéreos, si bien tienen un carácter más dispersivo que los tsunamis generados por terremotos, tienen efectos locales concentrados que los hace igualmente devastadores e interesante como objeto de estudio. El año 1992 en la Isla de Flores, Indonesia, en 1998 en Papua Nueva Guinea y Lituya Bay en 1958 en Alaska, ocurrieron a partir de terremotos, pero también pueden ocurrir otros que no

necesariamente necesitan un terremoto para ser gatillados como el de Skagway en Alaska en 1994.

Los tsunamis causados por landslides tienen una generación distinta a la generación de tsunamis causados por un terremoto. Los tsunamis generados por deslizamiento mueven cientos de metros en la componente vertical y horizontalmente algunos kilómetros. Si se piensa en terremotos tsunamigénicos estos mueven solo unos metros en la vertical y el área en la fuente tiene unos cientos de kilómetros.

La diferencia entre los tsunamis producidos por landslides y los producidos por terremotos es que en muchos casos no se cumple la condición de largos de onda muy grandes en comparación con la profundidad. Un deslizamiento puede ocurrir en aguas muy profundas como también en aguas de una profundidad intermedia, que por la extensión en la vertical del movimiento del landslide y la profundidad del agua en ese lugar, dan lugar a tsunamis bastantes dispersivos, observando las grandes diferencias de velocidades de grupo y de las velocidades de fase para los tsunamis en aguas de no profundas, se dará cuenta de mayor efecto de la dispersión. Esto hace que la atenuación ocurra rápidamente y no alcancen grandes distancias, si no que tengan efectos más localizados.

### **5.3. Tsunamis de Origen Volcánico.**

Los Tsunamis de origen volcánico, se pueden clasificar en 5 tipos: Tsunamis Volcanicos debido a terremotos, Tsunamis Volcanicos debido a deslizamientos, Tsunamis volcánicos debido a flujo eyectado, Tsunamis Volcanicos debido a explosiones submarinas, Tsunami Volcanico debido a colapso de la caldera.

Los tsunamis volcánicos acompañados por un terremoto son alrededor de un 22 %, de los tsunamis de origen volcánico. Algunos ejemplos de ellos son Sakurijama en 1914 en Japón, Stromboli en Italia en 1930, Severgin en 1933 en las Islas Kuril.

Los tsunamis volcánicos generados por landslides pueden ser divididos entre avalanchas de roca fría y lahars. Un ejemplo de este tipo ocurrió en Japón el año 1792 en Shimabara, Japón. Mayuyama es un pequeño monte cerca del volcán Unzen. Dada la extensión horizontal de este (3000 mts.) y la profundidad en la Bahía de Ariake-kai, en este caso si se cumplió la aproximación en la cual el largo de onda es mucho mayor que la profundidad y generó olas de hasta 20 metros.

El tercer tipo de tsunamis volcánicos mencionado anteriormente, es el causado por eyección de flujo piroclástico. Según la clasificación de Latter, pueden ser divididos en 4 tipos: lava, avalanchas de roca caliente, aumento de la base, y flujos piroclásticos.

El Krakatoa es un ejemplo de Tsunami producido por flujos piroclasticos, aunque también se cree que el tsunami fue generado por el colapso de la caldera. Otros ejemplos de eyección de flujo son el Monte Pelee en 1902 y San Agustin en Alaska en 1883. Otros



ejemplos de ejección de la base son Taal en las islas Filipinas, avalancha de roca caliente el Stromboli, y Avalancha de Lava en Samoa en 1906-1907.

Los tsunamis volcánicos producidos por explosiones submarinas, son generados por volcanes submarinos en el océano. El volcán submarino Bayonnaize rocks explotó el año 1952. Los mareógrafos registraron este tsunami en las Isla Hachijo pero mostró un periodo bastante corto y un carácter bastante dispersivo.

Finalmente los tsunamis generados por colapso de caldera, en los cuales está el Krakatoa que es bastante debatido y el de la Isla Ritter en 1883.

A modo de ejemplo se presenta la siguiente tabla con tsunamis importantes, a partir de su forma de generación.

Fecha	Terremoto	Fuente	Mw	H[mts]
27-02-2010	Maule	Tsunamigenic	8,8	.
26-12-2004	Sumatra-Andaman	Tsunamigenic Earthquake	9,3	20-30
17-07-1998	Papua Nueva Guinea	Earthquake +landslide	7,1	15
12-07-1993	Hokkaido	Tsunamigenic	7,8	5 a 10
21-05-1960	Valdivia	Tsunamigenic Earthquake	9,5	20
09-07-1958	Lituya Bay	Earthquake + Rockslide	7,9	520 max
01-04-1946	Aleutian	Tsunami Earthquake	7,4	10 avg
15-06-1896	Sanriku	Tsunami Earthquake	7,2	10 avg
26-08-1883	Krakatoa	Volcanic Eruption	-	15 max
12-09-1992	Nicaragua	Tsunami Earthquake	7,6	3 a 8

**Tabla 2. Principales Tsunami ocurridos en el mundo considerando origen de ellos.**

#### **5.4. Tsunamis en Chile**

En Chile la mayoría de los tsunamis han ocurrido por sismos tsunamigenicos. Solo el Terremoto de Aysen que provoco un deslizamiento de roca provoco un tsunami local en el Fiordo. No está claro si es que en Chile pueden existir las condiciones para que ocurran sismos tipo “tsunami earthquake”. Un estudio en profundidad de estas características es necesario.

Un catálogo se encuentra en el apéndice de esta tesis, en la cuál de 39 tsunamis producidos en el país solo uno es producido por un landslide subaereo que fue el de Aisén del año 2007. Del resto que se tiene registro fueron todos producidos por terremotos (ver ANEXO).

## 6. Teoría Clásica de Tsunamis

Para el inicio y propagación de tsunamis es posible hacer una aproximación desacoplada entre las ecuaciones, ya que existe un bajo acoplamiento entre el fondo marino y el océano. Esto se explica de la siguiente manera: en el momento que ocurre un terremoto, la fuente debería propagar ondas en la tierra elástica y en el mar, al propagarse la onda de tsunami y tocar tierra nuevamente, esa onda se propagaría en la tierra. Ello no ocurre por el bajo acoplamiento entre estos dos sistemas, esto radica en el bajo módulo de compresibilidad que presenta el agua. Ward y Okal utilizaron teoría de modos normales y demostraron este hecho, es por ello que es posible modelar tsunamis sin necesidad de utilizar el sistema Tierra-Océano acoplado, si no que primero se calcula la deformación en el fondo marino y esta se utiliza como condición inicial para la propagación del Tsunami, otra alternativa que aquí no se presenta, es que se escoja un perfil inicial de ola y se propague a través del océano.

De esta manera es como se calcula analíticamente la generación y propagación de tsunamis.

### 6.1. Ecuaciones de Movimiento.

En teoría clásica de mecánica de fluidos, es decir en presencia de un campo gravitatorio, un fluido incompresible y no viscoso se tiene:

$$\vec{x} = (x, y, z), \text{ vector posición.}$$

$$\vec{u} = (u, v, w), \text{ velocidad.}$$

$$\vec{f} = \rho \vec{g}, \text{ fuerza de gravedad}$$

Donde  $\rho$  es la densidad y  $g$  es la aceleración de gravedad.

(1)

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0$$

Ecuación de continuidad para un líquido incompresible.

(2)

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - g \hat{k}$$

Ecuación de momentos

(3)

$$\nabla \times \vec{u} = 0$$

Ecuación de flujo irrotacional.

En el caso de un flujo irrotacional la velocidad proviene de un gradiente de potencial, es decir  $\vec{u} = \nabla\phi$ . Reemplazando  $\vec{u} = \nabla\phi$  en la ecuación 2, se tiene.

$$\frac{\partial \nabla\phi}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g \nabla z = 0$$

Utilizando la propiedad

$$\nabla(\vec{u} \cdot \vec{v}) = \vec{u} \times (\nabla \times \vec{v}) + \vec{v} \times (\nabla \times \vec{u}) + (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{v} + (\vec{v} \cdot \nabla) \cdot \vec{u}$$

Reemplazando  $v = u$ , se tiene

$$\nabla(\vec{u} \cdot \vec{u}) = \vec{u} \times (\nabla \times \vec{u}) + \vec{u} \times (\nabla \times \vec{u}) + (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u} + (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u}$$

Luego por la ecuación 3,

$$\nabla(\vec{u} \cdot \vec{u}) = (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u} + (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u}$$

$$\nabla(\vec{u} \cdot \vec{u}) = 2(\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u}$$

$$\frac{\nabla(u^2)}{2} = (\vec{u} \cdot \nabla) \cdot \vec{u}$$

Luego la ecuación 2 se transforma en:

$$\frac{\nabla\phi}{\partial t} + \frac{\nabla(u^2)}{2} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g \nabla z = 0$$

Y ahora integrando:

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} + \frac{u^2}{2} + \frac{p - p_0}{\rho} + gz = 0$$

Donde  $p_0$  es la presión en superficie libre. Además  $\nabla^2\phi = 0$ , por la ecuación de continuidad y de irrotacionalidad del fluido.

### 6.1.1. Condiciones de Borde

Las condiciones de aplicadas en este caso son:

- Superficie Libre. La altura de la superficie libre en un punto  $(x, y)$  dado es función del tiempo  $z = \zeta(x, y, t)$  luego  $f(x, y, z, t) = z - \zeta(x, y, t) = 0$ , derivando respecto al tiempo se tiene que:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t}$$

Luego:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} u + \frac{\partial f}{\partial y} v + \frac{\partial f}{\partial z} w$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = -\frac{\partial \zeta}{\partial x}, \quad \frac{\partial f}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad \frac{\partial f}{\partial z} = 1$$

Reemplazando en la ecuación anterior:

$$0 = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial \zeta}{\partial x} u - \frac{\partial \zeta}{\partial y} v + w$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} u + \frac{\partial \zeta}{\partial y} v$$

Se tiene la ecuación (4):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} u + \frac{\partial \zeta}{\partial y} v$$

Invocando nuevamente la ecuación de movimiento:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{u^2}{2} + \frac{p - p_0}{\rho} + gz = 0$$

Considerando que  $p = p_0$  y  $z = \zeta(x, y, t)$  en superficie libre, se tiene la ecuación (5):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{(\nabla \varphi)^2}{2} + g\zeta = 0$$

La ecuación 4 es una condición cinemática, y la ecuación 5 es una condición dinámica (ec. de momentos)

b) Fondo Marino. El fondo marino esta dado por la batimetría:  $z = -h(x, y)$ , y si no hay fricción la velocidad debe ser paralela al fondo. Luego:

$\hat{n} \cdot \nabla \varphi = 0$ , es decir que la normal desde la superficie en el fondo es perpendicular a la velocidad, y  $\hat{n} = \nabla(h(x, y) + z)$

Luego:

$\nabla(h(x, y) + z) \cdot \nabla \varphi = 0$ , que será la ecuación (6):

$$\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0$$

## 6.2. Teoría de propagación lineal

### 6.2.1. Ecuaciones para pequeña Amplitud

Despreciando los términos no lineales en las ecuaciones 4 y 5, se tiene el siguiente sistema de ecuaciones, con dos incógnitas  $\varphi$  y  $\zeta$ :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + g\zeta = 0$$

En  $z = \zeta(x, y, t)$ . Entre estas dos ecuaciones se puede eliminar  $\zeta$ , y además como  $\zeta$  es pequeño, se pueden escribir las ecuaciones en  $z = 0$ , en lugar de  $z = h$ . Entonces:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0 \text{ multiplicando por } g$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + g\zeta = 0 \text{ derivando respecto al tiempo}$$

Se tiene la siguiente ecuación, en  $z = 0$ .

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0$$

La misma ecuación es válida para la variable  $\zeta$ .

Las tres ecuaciones para  $\varphi$  son:

$$\nabla^2 \varphi = 0 \text{ para } -h < z < \zeta$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0, \text{ en } z = 0$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0, \text{ en } z = -h$$

### 6.2.2. Profundidad constante.

En el caso de profundidad constante las derivadas de la altura  $h$  son nulas, y el sistema de ecuaciones diferenciales tiene coeficientes constantes. Al aplicar Fourier en su forma más simple se tiene que:

$$\begin{aligned}\zeta &= Ae^{i(kx-\omega t)} \\ \varphi &= Z(z) e^{i(kx-\omega t)}\end{aligned}$$

Donde  $k = (k_1, k_2, 0)$ . Reemplazando en el sistema de ecuaciones, se tiene lo siguiente:

$$\begin{aligned}Z''(z) - k^2 Z(z) &= 0 \\ -\omega^2 Z(0) + gZ'(0) &= 0 \\ Z'(-h) &= 0\end{aligned}$$

La primera ecuación tiene por solución del tipo:

$$Z(z) = B \cosh(k(z + h))$$

La segunda ecuación tiene por solución:

$$-\omega^2 B \cosh(kh) + gkB \sinh(kh) = 0$$

o bien:

$$\omega^2 = gk \tanh(kh)$$

Donde  $k$  es el número de onda  $k = 2\pi/\lambda$ ,  $\lambda$  es el largo de onda. Grandes números de onda están asociados con olas pequeñas, y pequeños números de onda están asociados con grandes olas. Como esta sección es de teoría lineal, se asume que  $\lambda$  es mucho más grande que la amplitud de la onda.

Si la longitud de onda es mucho mayor que la profundidad del agua, entonces  $kh \ll 1$ , con ello la  $\tanh(kh) \approx kh$ , luego:

$$\omega^2 = gk^2 h, \text{ ó bien } c = \frac{\omega}{k} = \sqrt{gh}.$$

Estos resultados predicen el comportamiento no dispersivo de la onda. Las ondas en la ventana de tsunami tienen carácter intermedio, comportándose como ondas superficiales en sus periodos más largos y como ondas profundas en sus periodos más pequeños.

Ahora haciendo cálculos simples, asumiendo que  $g = 10 \text{ m/s}^2$  y  $h = 4 \text{ km}$ , se tiene que:

$c = \sqrt{10 \cdot 4000} = 200 \text{ mt/s} = 720 \text{ km/hr}$ , aproximadamente la velocidad de un avión.

Cuando la onda se aproxima a la costa la profundidad disminuye, frenando, lo que provoca un aumento de la amplitud y ya no se pueden despreciar los términos no lineales.

La tercera ecuación del sistema de ecuaciones se satisface idénticamente pues:

$$Z'(z) = Bk \sinh(k(z+h)) \Rightarrow Z'(-h) = 0$$

Para calcular la amplitud se utiliza la ecuación

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \text{ en } z = 0$$

Luego  $-i\omega A = Bk \sinh(kh)$

$$\frac{-i\omega A}{k \sinh(kh)} = B$$

Por lo tanto

$$\varphi = \frac{-i\omega A}{k \sinh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

$$\varphi = -\frac{iAg}{\omega \cosh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

Para tener la velocidad en ambas dimensiones se deriva respecto a la posición:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{Agk}{\omega \cosh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = -\frac{iAgk}{\omega \cosh(kh)} \sinh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

Y los desplazamientos en ambas coordenadas, no es más que la integral en el tiempo, o dividir por  $-i\omega$ :

$$u_x(\omega, z) = \frac{iAgk}{\omega^2 \cosh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

$$u_z(\omega, z) = \frac{Agk}{\omega^2 \cosh(kh)} \sinh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

Finalmente la segunda ecuación del sistema permite calcular la altura de la ola:

$$\zeta = -\frac{\partial \varphi}{\partial t} \frac{1}{g} = \frac{A}{\cosh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

Finalmente:

$$\zeta = \frac{A}{\cosh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

Acá se observa que la amplitud de la ola está filtrada por un  $\cosh(kh)$ , que puede ser escrito como,  $\cosh\left(\frac{2\pi}{\lambda}h\right)$  luego si  $\lambda \gg h$ ,  $\cosh\left(\frac{2\pi}{\lambda}h\right) = 1$  y la amplitud es igual a  $A$ .

### 6.3. Análisis de la deformación del Suelo Marino.

Considerando la siguiente solución para la altura de la ola:

$$\zeta = \frac{A}{\cosh(kh)} \cosh(k(z+h)) e^{i(kx-\omega t)}$$

Después de ocurrido un evento, es posible decir que el océano en superficie replica de manera casi exacta la deformación del fondo marino. Por lo tanto es equivalente usar una deformación de 2 metros en el fondo marino o generar una ola de 2 metros en la superficie del mar y posteriormente propagar el tsunami. Además tomando la formulación propuesta por Okada (Okada, 1985), es posible determinar la deformación del suelo marino y con ello inferir como será la propagación del tsunami. Para ver esto de mejor manera es posible mostrar el plano de falla para diferentes magnitudes y medir la deformación del suelo marino.

Para magnitudes desde 7.5 Mw hasta 9.5 Mw, en intervalos de 0.5, se hizo el cálculo considerando un plano de subducción típico de Chile strike norte sur, dip de 20 grados y un rake de 90 grados. Las figuras a continuación muestran la deformación del suelo marino por cada una de las fallas y por consiguiente la altura de ola esperable para un terremoto determinado.

Los resultados muestran que la deformación que ocurra en el suelo marino depende principalmente del desplazamiento de la falla y de la profundidad del plano de falla respecto al fondo marino.



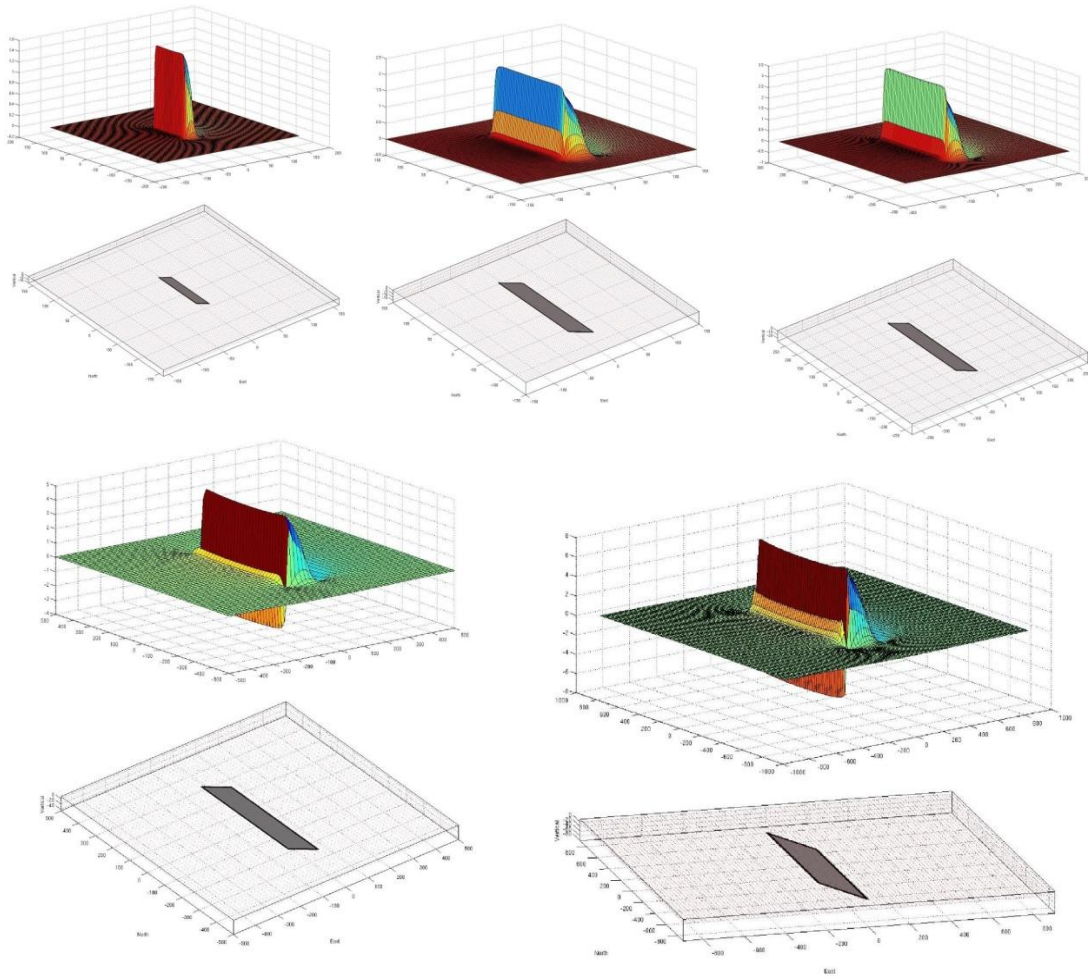


Figura 6.1. Deformación de Okada en el fondo marino. La figuras muestran desde planos de falla de 7.5 Mw hasta 9.5 Mw con intervalo de magnitud de 0.5. La deformación está controlada principalmente por la profundidad del plano de falla y por el deslizamiento en el plano.

### 6.3.1. Zona de Ruptura y Generación.

Un punto importante a analizar es hasta que profundidad llega la ruptura del sismo, ello determina la generación o no de tsunami. Para graficar esto se puede citar el caso de Nicaragua en el cuál la zona de ruptura llegó hasta la fosa, sin embargo en los terremotos de Antofagasta de 1995 y Tocopilla del año 2007 teniendo una magnitud incluso mayor que el terremoto de Nicaragua ello no fue así.

El terremoto de Antofagasta del año 1995 alcanzó una magnitud de 8.1 y el de Tocopilla del año 2007 7.7, sin embargo en el de Nicaragua 1992 fue 7.6. Si bien estos terremotos son comparables en dimensiones y tienen el mismo mecanismo de foco la diferencia más marcada está dada por el límite superior de la ruptura.

En el caso de Nicaragua el límite superior está en los 7 km de profundidad. Para el caso de Antofagasta y Tocopilla el límite está a 20 y 30 km respectivamente, lo que inmediatamente hace más difícil excitar un tsunami por el bajo módulo de compresibilidad que presenta el agua.

Utilizando el perfil realizado por Sallares y Ranero en el Norte Grande, se puede realizar el siguiente ejercicio teórico de fijar un plano de falla e ir moviéndolo a distintas profundidades siguiendo la geometría de la placa en subducción, para observar cuán importante es la hipótesis de la importancia que el terremoto llegue hasta la fosa para generar un tsunami de importancia.

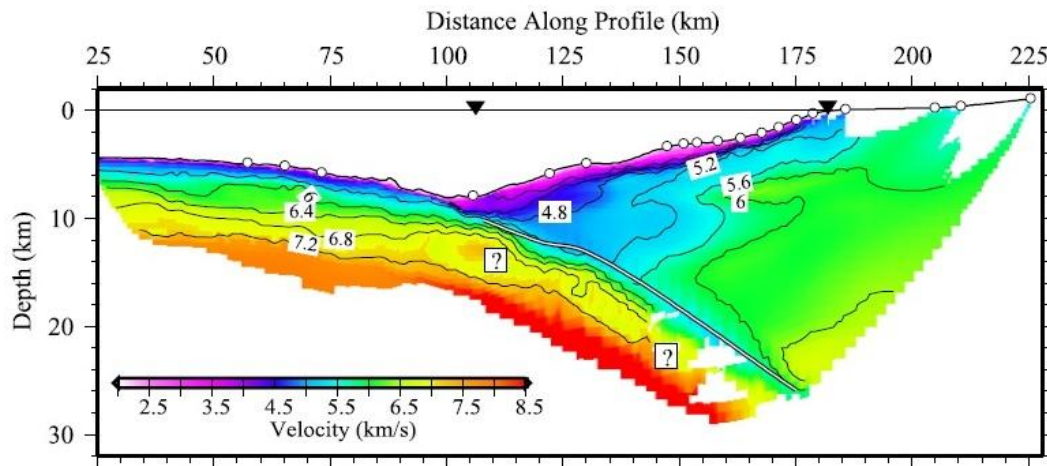
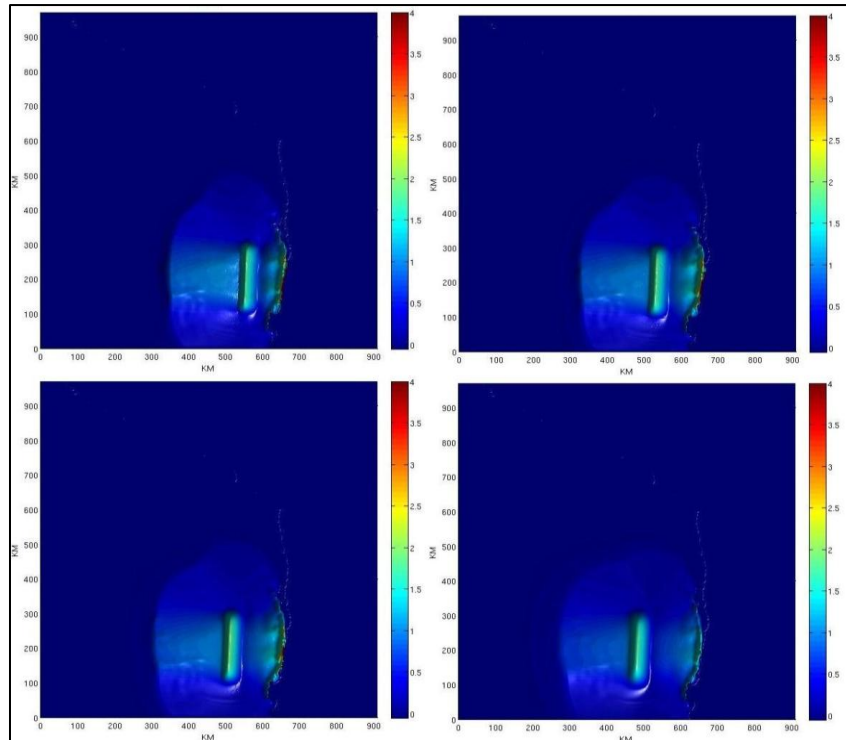


Figura 6.2. Fuente, Sallares y Ranero 2005. Norte de Chile a los 23.5°S. Se observa un perfil de refracción sísmica tomado a los 23N, con este perfil se reconstruyó un plano de falla variando la profundidad siguiendo la trayectoria de subducción de la placa de Nazca.

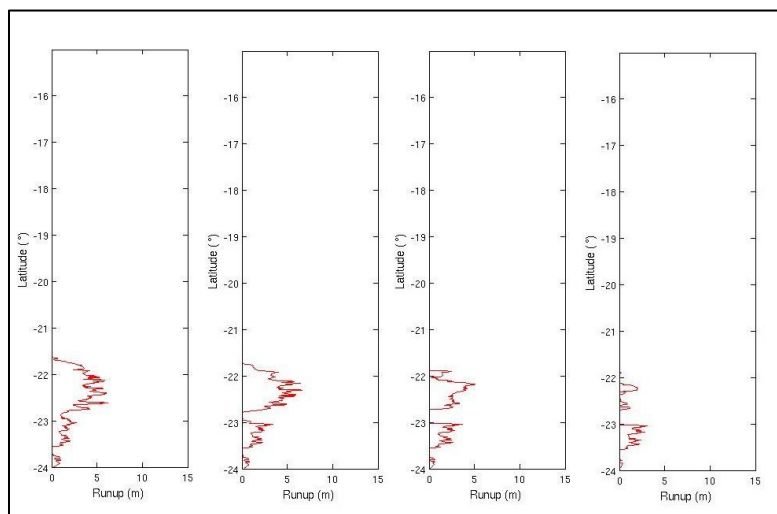
Escenario	Latitud	Punto de Referencia [Km]
a	71.25 W	7
b	71.43 W	13
c	71.61 W	16
d	71.85 W	25

De esta manera se generaron 4 escenarios de terremoto con un largo de 200 km un ancho de 50, desplazamiento de 5 metros, un dip de 20 grados, dirección norte sur y rake de 90 grados, es decir una falla inversa pura, típica de zona de subducción que generan tsunamis de mayor tamaño (Ward, 2010).



**Figura 6.3. Amplitudes calculadas para un sismo magnitud 8 que llega desde 7 hasta 25 kms. de profundidad respecto al fondo del marino. Las amplitudes máximas disminuyen en función de esta profundidad.**

En esta figura se observa como el run-up decae a medida que la profundidad del plano de falla aumenta. Como lo demuestra Ward, los tsunamis tienen mayores amplitudes mientras el plano de falla este más cerca del fondo marino, y un factor clave para la generación de tsunamis que produzcan daños considerables, es que el plano de falla llegue hasta la fosa.



**Figura 6.4. run-up calculados para un sismo magnitud 8 que llega desde 7 hasta 25 kms. de profundidad respecto al fondo del marino. Los run-up disminuyen en función de la profundidad del evento**

### 6.3.2. Parámetros importantes del Tsunami.

En esta sección se explicarán los parámetros que distinguen a los tsunamis respecto de las olas comunes, a partir de los resultados obtenidos en la sección 3.1.1, periodo, velocidad y largo de onda.

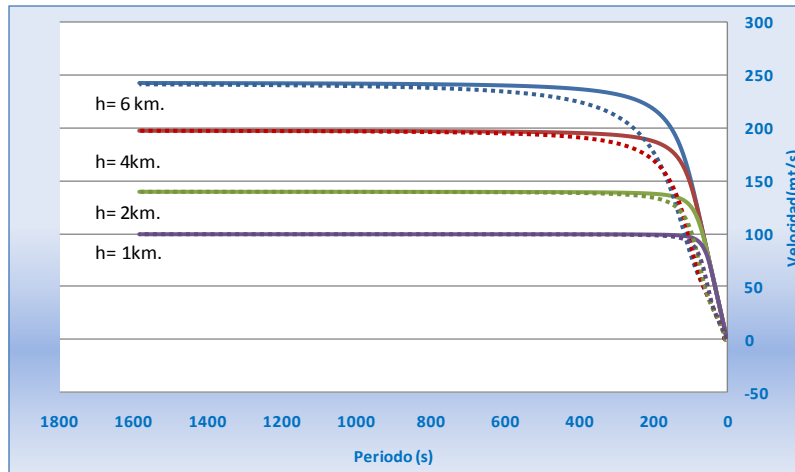
El período de un tsunami es el tiempo que demora en pasar de una cresta a otra. Para tener una idea, el periodo de las olas que llegan a la orilla de la playa es de alrededor de 10 segundos. Un tsunami que se genera a partir de un terremoto, deslizamiento submarino, o volcán, tiene periodos que van desde los 70 a 2000 segundos, es decir las ondas del tsunami continúan llegando por varios minutos, mientras la de las olas solo lo hacen en periodos mucho más pequeños.

Como ya se demostró en la sección anterior, la velocidad del tsunami en un océano de profundidad constante es:

$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{\sqrt{gk \tanh(kh)}}{k} = \sqrt{\frac{gk \tanh(kh)}{kh}}$$
$$u(\omega) = \sqrt{\frac{gh \tanh(k(\omega)h)}{k(\omega)h}} \left[ \frac{1}{2} + \frac{k(\omega)h}{\sinh(2k(\omega)h)} \right] = c(\omega) \left[ \frac{1}{2} + \frac{k(\omega)h}{\sinh(2k(\omega)h)} \right]$$

Donde  $g$  es la aceleración de gravedad,  $k$  el numero de onda y  $h$  la profundidad del fondo marino. El numero de onda  $k$  esta asociado con una frecuencia  $\omega = 2\pi/T$ . El largo de onda se conecta con el numero de onda como  $\lambda(\omega) = 2\pi/k(\omega)$  y a la velocidad de fase como  $c(\omega) = \omega/k(\omega)$ , y  $\omega^2 = gk(\omega) \tanh(k(\omega)h)$ .

Si se compara las olas que llegan a la orilla de la playa con las de un tsunami, en el primer caso se tiene que alcanzan una velocidad de 15 m/seg alrededor de unos 50 km/hr, en cambio las olas del tsunami, dado que tienen un periodo mucho más largo, viajan mucho más rápido desde 160 m/seg a 250 m/seg, unos 600 a 900 km/hr en mar abierto. La velocidad de las ondas varia con la frecuencia, existe dispersión (que será explicada a continuación), ello implica que el pulso original se comienza a separar dependiendo de la frecuencia. En la siguiente figura se observan velocidades de fase y grupo para diferentes profundidades del fondo marino.



**Figura 6.5.** En esta figura se muestran las velocidades de fase y de grupo, para distintas profundidades. Se debe notar que  $u=c$  en la primera parte (lado derecho de la figura), dado que se cumple que  $\lambda \gg h$ . En la segunda parte del gráfico  $c = 2u$ , dado que  $\lambda \ll h$ .

El largo de onda de un tsunami, mide la distancia entre la cresta de una ola y otra, el largo de onda es  $\lambda(\omega) = c(\omega)T$ . Si se compara el largo de onda de las ondas de la playa con las ondas de un tsunami, las primeras tienen 100 metros de longitud, mientras que las otras desde 10 hasta 100 kilómetros, es decir que si un observador estuviera parado en la cresta de una ola la siguiente sería vista a 100 km distancia. Con estos largos de onda la amplitud del tsunami es muy pequeña en mar abierto, es decir que si un barco se encuentra en mar abierto el tsunami pasa completamente desapercibido.

Por lo general las discusiones sobre ondas generadas por un tsunami, incluyen dos aproximaciones. La primera dice que la longitud de onda es mucho mayor que la profundidad ( $\lambda \gg h$ ), y la segunda es que la profundidad es mucho mayor que la longitud de onda ( $\lambda \ll h$ ).

Bajo el primer supuesto se tiene que  $c(\omega) = u(\omega) = \sqrt{gh}$ , (velocidad de fase es igual a la velocidad de grupo) [ $kh \rightarrow 0, \tanh(kh) \rightarrow kh, \sinh(2kh) \rightarrow 2kh$ ], cuando el largo de onda comienza a disminuir se pasa a la otra aproximación en la cuál la velocidad de fase es la mitad de la velocidad de grupo, [ $kh \rightarrow \infty, \tanh kh \rightarrow 1, \sinh kh \rightarrow \infty$ ]  $c(\omega) = 2u(\omega) = gT/2\pi$ .

Las ondas de Tsunami tienen características intermedias, comportándose como ondas superficiales en sus periodos más largos y como ondas profundas en sus periodos más cortos. Ninguna de las dos simplificaciones sirve adecuadamente para el estudio de Tsunamis, por el carácter intermedio ya mencionado.

Un punto importante es que para se genere un Tsunami, se necesita un cierto periodo de excitación que guarda relación con las ondas producidas por el terremoto y sus periodos.

Como ejemplo se tiene la siguiente suposición: se tiene un sismo de subducción en 4 km de profundidad del mar frente a Chile y que el ancho de la zona de elevación es de 150 km. Teniendo esta configuración el tsunami quiere oscilar (dado que  $\lambda = T\sqrt{gh}$ ) a 750 segundos aproximadamente, es decir, 12 minutos aproximadamente. Por lo tanto el tamaño del tsunami dependerá de la energía liberada por el terremoto a 750 segundos. Por ejemplo el terremoto de Sumatra de Marzo del 2005, no generó Tsunami porque el periodo de liberación de energía fue de 2000 segundos, demasiado lento para generar un tsunami.

También es posible que un sismo tenga muy baja energía sísmica en periodos de 10 a 60 segundos, pero en periodos largos puede que este sismo tenga mucha energía y genere un tsunami.

La idea es que excita una correlación entre el largo de onda generado por la falla y la liberación de energía del terremoto en los periodos que eventualmente podrían generar tsunami. Kajiura en el año 1970 examinó el intercambio de energía entre la tierra y el océano por tsunamis generados por deformaciones del fondo marino en un tiempo finito. El demostró que si la duración es lo suficientemente corta comparada con el tiempo que le toma al tsunami al viajar por la fuente, la eficiencia energética de un tsunami definida como la proporción entre la energía dinámica y la energía estática, sería cercana a 1. Por ejemplo si se tiene un sismo magnitud 9, con un largo de falla de 500 km el tiempo de viaje para ese tsunami será alrededor de 35 minutos. Si la duración fue mucho más corta por ejemplo el caso de Sumatra un minuto en promedio, es muy pequeño comparado con los 35 minutos mostrados anteriormente. Lo que significa que la generación del tsunami puede ser considerada instantánea de cualquier manera.

## 6.4. Dispersión

La relación  $\omega = \omega(k)$  implica que cada frecuencia viaja con una velocidad de fase diferente, lo que indica la existencia de dispersión. Para entender la dispersión, se necesitan dos conceptos necesarios para explicar la dispersión: velocidad de grupo y velocidad de fase.

Para ello se considerara el siguiente ejemplo, suponga que se tiene el desplazamiento como la suma de dos armónicos simples, con pequeñas diferencias en sus frecuencias y sus números de onda.

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x)$$

Sea  $\omega_1 = \omega + \partial\omega$ ,  $k_1 = k + \partial k$ ,  $\omega_2 = \omega - \partial\omega$ ,  $k_2 = k - \partial k$

Reemplazando estos valores en la ecuación anterior se obtiene:

$$u(x, t) = \cos(\omega t + \partial\omega t - kx - \partial kx) + \cos(\omega t - \partial\omega t - kx + \partial kx)$$

$$u(x, t) = 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\partial\omega t - \partial kx)$$

La suma de los dos armónicos es el producto de dos cosenos. Sus argumentos dicen que corresponden a ondas armónicas. Como  $\partial\omega$  es menor que  $\omega$ , el segundo término es más lento en frecuencia, por lo tanto varía más lentamente que el primero. Similarmente como  $\partial k$  es menor que  $k$ , el segundo término varía más lentamente en el espacio. Por lo tanto se tiene un portador con frecuencia  $\omega$  y número de onda  $k$  variando, envuelto por otro más lento con frecuencia angular  $\partial\omega$  y número de onda  $\partial k$ , que está superpuesto.

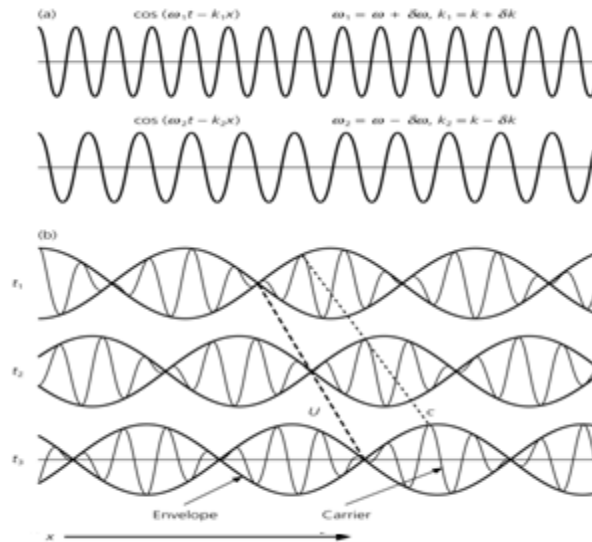
Cuando la fase permanece constante muestra que cada onda viaja con una diferente velocidad. La envoltura se propaga con una velocidad de grupo. Definida por:

$$u = \frac{\partial\omega}{\partial k}$$

Y el transportador se mueve con velocidad de fase:

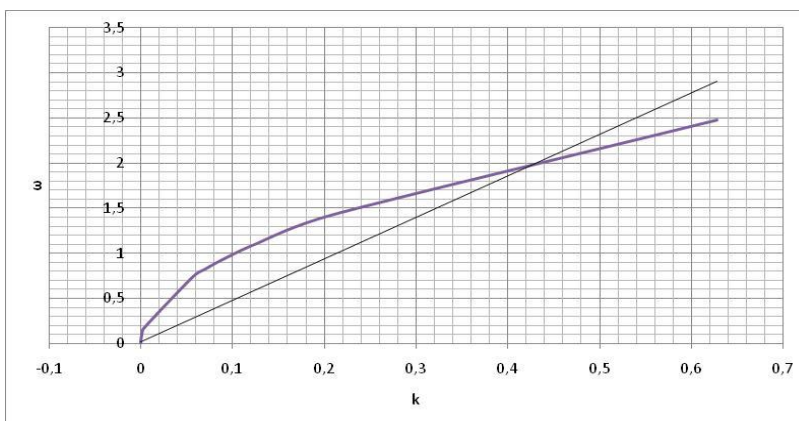
$$c = \frac{\omega}{k}$$

Para ilustrar esto de mejor manera, la siguiente figura.



**Figura 2.** En esta figura se muestran las velocidades de fase y de grupo. Note que la velocidad de grupo es la envoltura de la velocidad de fase.

Lo que ocurre en un medio dispersivo como el agua, es que las ondas viajan con su velocidad de fase que depende de la frecuencia. En cambio la velocidad de grupo es la envolvente de la velocidad de fase para cada frecuencia, por lo tanto en la parte no dispersiva las velocidades de fase y de grupo son iguales, como se explica a continuación.



**Figura 6.7.** El gráfico muestra la frecuencia en función del número de onda. En la línea púrpura se observa dispersión, ya que la velocidad de grupo varía punto a punto ( $u = \frac{\partial \omega}{\partial k}$ ),  $c (\omega/k)$ . En la línea negra que representa una recta, se muestra el caso no dispersivo donde  $u = c$ .

En el caso límite, en que la longitud de onda es muy grande comparada con la profundidad de líquido, la velocidad es constante, como hemos visto:

Si  $kh = \frac{2\pi h}{\lambda} \ll 1$ , entonces:

$$\omega^2 = k^2 gh \text{ y } c = \sqrt{gh}$$

Y como la ecuación de dispersión es  $\omega = \pm ck$ , tenemos dos ondas que viajan en sentido contrario con velocidad  $c$ . Para propagación unidimensional en dirección  $x$ .

$$\zeta = \int_{-\infty}^{\infty} F(k)e^{ik(x-ct)} dk + \int_{-\infty}^{\infty} G(k)e^{ik(x+ct)} dk$$

Es decir

$$\zeta = f(x - ct) + g(x + ct)$$

Que obedece a la ecuación de ondas:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0$$



### 6.4.1. Segunda Aproximación

Si se toma el segundo término del desarrollo de Taylor de  $\tanh(kh)$ ,  $\omega$  queda de la siguiente manera:

$$\omega^2 = gk(kh - \frac{1}{3}k^3h^3)$$

Ahora utilizando la transformada de Fourier, donde  $\frac{\partial}{\partial t} \Rightarrow -i\omega$  y  $\frac{\partial}{\partial x} \Rightarrow ik$ , se puede escribir como una ecuación diferencial en el espacio físico, de la siguiente forma:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{1}{3}c^2h^2 \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^4}$$

Si ahora se toma  $\omega$  que solo se propaga en la dirección positiva de las  $x$ , obtenemos:

$$\omega = c \sqrt{1 - \frac{1}{3}k^2h^2} \approx ck - \frac{1}{6}ch^2k^3$$

Y nuevamente llevándola al espacio físico se obtiene la siguiente ecuación diferencial:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -c \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{6}ch^2 \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3}$$

Conocida como la ecuación de Korteweg-De Vries.

Si se observa la ecuación numero un problema surge cuando  $k^2h^2 > 3$ ,  $\omega$  se hace imaginaria, lo que puede producir divergencias exponenciales en los cálculos numéricos.

En este caso conviene reemplazar  $k^2$  en el segundo termino de la ecuación numero por la expresión de dispersión  $k^2 = \frac{\omega^2}{c^2}$ , con  $c = \sqrt{gh}$ , obteniendo la aproximación

$\omega = c^2k^2 - \frac{1}{3}h^2\omega^2k^2$ , que representa en el espacio físico la ecuación de Boussinesq:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{1}{3}h^2 \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^2 \partial t^2}$$

Donde  $\omega = \frac{ck}{\sqrt{(1 + \frac{1}{3}h^2k^2)}}$ , que es siempre real y en primera aproximación es:

$$\omega \sim ck(1 - \frac{1}{6}h^2k^2)$$

Que coincide con la ecuación de Korteweg De Vries en el espacio dual.

### 6.4.2. Problema con las condiciones iniciales

Hay dos direcciones de propagación en el problema unidimensional:

$$\omega = \pm \sqrt{gk \tanh(kh)}$$

Esta expresión es analítica si  $k$  es real, pues los puntos singulares son las raíces  $kh = \pm n\pi i$ , y los infinitos de la  $\tanh(kh)$ ,  $kh = \pm \left(n + \frac{1}{2}\right)\pi i$ . Si damos como condiciones iniciales,  $t=0$ :

$$\frac{\partial \zeta(x, 0)}{\partial t} = 0$$

$$\zeta(x, 0) = \zeta_0(x)$$

la solución es de la forma:

$$\zeta(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ik(x-ct)} dk + \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ik(x+ct)} dk$$

Donde  $\zeta(x, 0) = \zeta_0 = 2 \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ikx} dk$

E invirtiendo esta integral de Fourier:  $F(k) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \zeta_0(x) e^{ikx} dx$ , si el perfil inicial es una delta:

$$\zeta_0(x) = \delta(x), \quad F(k) = \frac{1}{4\pi}, \text{ y de aquí:}$$

$$\zeta(x, t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \cosh(kx) \cos(\omega t) dk, \text{ con } \omega = \sqrt{gk \tanh(kh)}.$$

### 6.4.3. Desarrollo Asintótico

La zona de transición, donde se pasa de comportamiento sinusoidal a exponencial, corresponde a  $k$  pequeño, además utilizando  $\gamma = \frac{1}{6} h^2 c$ ,  $\omega$  queda como:

$$\omega \sim ck - \gamma k^3$$

Considerando que la onda viaja solo en el sentido positivo de las  $x$  se tiene:

$$\zeta(x, t) \sim \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{ik(x-ct) + i\gamma k^3} dk$$

Pero la Integral de Airy es:

$$A_i(\theta) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(s\theta + \frac{s^3}{3})} ds$$

Para resolver esta ecuación se debe utilizar el método del punto de ensilladura. Lo primero es saber la fórmula general para integrales Gaussianas:

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-Ax^2} dx = \sqrt{\frac{\pi}{A}}$$

A continuación se aplicará el método de punto de ensilladura:

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} e^{f(s)} ds$$

$$f(s) = f(s_0) + f'(s_0)(s - s_0) + \frac{f''(s_0)}{2}(s - s_0)^2 + \dots, \text{ ahora si } f'(s_0) = 0.$$

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} e^{f(s_0) + \frac{f''(s_0)}{2}(s-s_0)^2} ds$$

$I = e^{f(s_0)} \int_{-\infty}^{\infty} e^{\frac{f''(s_0)}{2}(s-s_0)^2} ds$ , utilizando la fórmula para integrales Gaussianas se tiene que:

$$I = e^{f(s_0)} \sqrt{-\frac{2\pi}{f''(s_0)}}$$

Aplicando lo mismo para la integral de Airy:

$$s\theta = k(x - ct) \Rightarrow \theta = \frac{x - ct}{\sqrt[3]{3\gamma t}}$$

$$\gamma k^3 t = \frac{s^3}{3} \Rightarrow s = k\sqrt[3]{3\gamma t}$$

De donde:

$$\zeta(x, t) = \frac{1}{2\sqrt[3]{3\gamma t}} A_i\left(\frac{x - ct}{\sqrt[3]{3\gamma t}}\right)$$

El desarrollo asintótico de la función de Airy es:

$$A_i(\theta) \sim \frac{1}{2\sqrt{\pi^4\sqrt{\theta}}} e^{-\frac{2\theta^{\frac{3}{2}}}{3}}$$

$$A_i(\theta) \sim \frac{1}{\sqrt{\pi^4\sqrt{\theta}}} \sin\left(\frac{2}{3} |\theta|^{\frac{3}{2}} + \frac{\pi}{4}\right)$$

## 6.5. Teoría de propagación No lineal

### 6.5.1. Transformación de la ecuación de la divergencia

Otra forma de la ecuación de continuidad se obtiene integrando la divergencia de la velocidad en profundidad ( $h_0 = \text{cte}$ ).

$$0 = \int_{-h_0}^{\zeta} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz = w(\zeta) - w(-h_0) + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h_0}^{\zeta} u dz - u(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

Además por la ecuación (4) en  $z = \zeta$ ,

$$w(\zeta) - u(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

Como  $u$  no depende de  $z$ ,  $u$  puede considerarse como constantes y la integral  $\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h_0}^{\zeta} u dz - u(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (u(h_0 + \zeta))$ , y por la ecuación anterior se obtiene que:

$$\frac{\partial}{\partial x} (u(h_0 + \zeta)) + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0$$

Y de la ecuación de momentos derivando con respecto a  $x$ :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{(\nabla \varphi)^2}{2} + g\zeta \right) = 0$$

Se tiene que:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0$$

### 6.5.2. Integración por características

Definimos la velocidad local de la onda por la expresión:  $c^2 = (h_0 + \zeta)g$ , con esto se pueden transformar las ecuaciones reemplazando  $\zeta$  por  $c$  y se tiene lo siguiente.

$$c^2 \frac{\partial u}{\partial x} + u 2c \frac{\partial c}{\partial x} + 2c \frac{\partial c}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + 2c \frac{\partial c}{\partial x} = 0$$

Y al restarlas se obtiene la onda que se propaga hacia la derecha:

$\frac{\partial(u-2c)}{\partial t} + u \frac{\partial(u-2c)}{\partial x} - c \frac{\partial(u-2c)}{\partial x} = 0$ , ó bien  $\left(\frac{\partial}{\partial t} + (u-c) \frac{\partial}{\partial x}\right)(u-2c) = 0$ , es decir que la expresión  $u - 2c$ , es constante sobre la dirección característica

$$u - 2c = cte = -2c_0$$

Para  $u=0$ ,  $c=c_0=\sqrt{gh_0}$  y reemplazando en 17:  $u = 2(c - c_0)$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(2(c-c_0)(h+\zeta))}{\partial x} = 0 \text{ o bien, } \frac{\partial \zeta}{\partial t} + 2(c - c_0) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + 2(h_0 + \zeta) \frac{1}{2} \frac{g}{\sqrt{g(h_0+\zeta)}} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0$$

Reemplazando  $3c - 2c_0 = c_0 \left(3\frac{c}{c_0} - 2\right) = c_0 \left(3\sqrt{1 + \frac{\zeta}{h_0}} - 2\right)$ , por la aproximación de primer orden en  $\frac{\zeta}{h_0}$ .

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + c_0 \left(1 + \frac{3}{2} \frac{\zeta}{h_0}\right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0$$

Esta ecuación contiene la perturbación no lineal debida a la amplitud  $\zeta$  de la onda. Por otra parte, la ecuación de Korteweg De Vries, en su versión linearizada, contiene el término dispersivo de primer orden  $\frac{h_0^2}{\lambda^2}$ .

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \gamma \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} = 0 \quad (\gamma = \frac{1}{6} h_0^2 c_0)$$

La ecuación de Korteweg de Vries con contribución no lineal y dispersiva de primer orden es:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + c_0 \left(1 + \frac{3}{2} \frac{\zeta}{h_0}\right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \gamma \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} = 0$$

## 6.6. Solución de la ecuación de Korteweg de Vries.

Hemos visto que la ecuación de Korteweg de Vries en el caso lineal es:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \gamma \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} = 0$$

Restituyendo el término no lineal resulta:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + c_0 \left( 1 + \frac{3}{2} \frac{\zeta}{h_0} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \gamma \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} = 0$$

Vamos a ver que la introducción del término no-lineal permite eliminar la dispersión de la onda. En efecto, si se prueba una solución no dispersa:

$$\zeta = h_0 Z(x - Ut) = h_0 Z(X)$$

Donde U es constante, y  $X = x - Ut$ . Sustituyendo en la ecuación se tiene:

$$-UZ' + c_0 \left( 1 + \frac{3}{2} Z \right) Z' + \gamma Z''' = 0$$

e integrando:

$$-UZ + c_0 \left( 1 + \frac{3}{4} Z^2 \right) + \gamma Z'' = 0, \text{ multiplicando por } Z' \text{ e integrando nuevamente:}$$

$$-U \frac{Z^2}{2} + c_0 \left( \frac{Z^2}{2} + \frac{Z^3}{4} \right) + \gamma \frac{Z'^2}{2} = 0$$

Colocando  $Z = 2(U - c_0)Y$ , se obtiene:

$$\frac{2\gamma}{U - c_0} Y'^2 = Y^2(1 - Y) = (\alpha Y^2); \quad \alpha = \sqrt{\frac{2\gamma}{U - c_0}}$$

Cuya solución exacta es  $Y = \operatorname{sech}^2\left(\frac{X}{2\alpha}\right)$

Finalmente:

$$\zeta = 2h_0 (U - c) \operatorname{sech}^2\left(\frac{x - Ut}{2\sqrt{\frac{2\gamma}{U - c_0}}}\right)$$

## 6.7. Amplificación Costera, Ley de Green e Integral de Run-Up

Cuando un tsunami llega a la costa ocurre la transferencia de Energía. La columna de agua que viaja a velocidades superiores a los 700 km/hr en aguas profundas, al acercarse a la costa comienza a viajar más lentamente, como la energía en este proceso se conserva, la amplitud de la onda comienza a aumentar por la compresión del suelo, la disminución de la velocidad, y el tren de ondas que empuja desde atrás a esta columna de agua. Lo mismo ocurre una y otra vez hasta que el sistema vuelve a equilibrarse.

Para calcular la altura máxima que puede alcanzar un tsunami en tierra, existen varias formas, acá se presentarán solo dos de ellas por estar más presentes en la literatura y por ser las que en experimentos han sido las que teóricamente han ajustado de mejor manera a los valores que en la realidad se obtienen, estas son: la ley de Green y la integral de Run-up (Synolakis, 1987).

### 6.7.1. Ley de Green

La ley de Green no es más que la aplicación de conservación de la energía entre dos rayos. La energía/unidad de superficie horizontal (manto) de una onda progresiva superficial de marea de amplitud pequeña  $a$ , incidente en la boca del canal, si  $\rho$  es la densidad del agua y  $g$  la aceleración de gravedad, es:

$$E = \frac{1}{2} \rho g a^2$$

Por las suposiciones anteriores, la energía total ( $E_x$  superficie del manto horizontal) se conserva al propagarse la onda desde la boca (posición  $x = l$ ) a una sección cualesquiera (posición  $x = x$ )

$$b_0 l_0 E_0 = b_x l_x E_x$$

Reemplazando la Energía en la primera ecuación

$$b_0 l_0 \frac{1}{2} \rho g a_0^2 = b_x l_x \frac{1}{2} \rho g a_x^2$$

$$\frac{b_0 l_0}{b_x l_x} = \left( \frac{a_x}{a_0} \right)^2$$

Pero como el periodo de una onda al propagarse no varía  $C = L/T = \sqrt{gh}$

$$\frac{l_0}{l_x} = \sqrt{\frac{h_0}{h_x}}$$

Finalmente

$$\frac{a_x}{a_0} = \left( \frac{b_0}{b_x} \right)^{\frac{1}{2}} \left( \frac{h_0}{h_x} \right)^{\frac{1}{4}}$$

La mayoría de las veces en que se han realizado estudios de campo de tsunamis, la ley de Green entrega buenos resultados, pero solo para la primera llegada (Comunicación

personal con Costas Synolakis). Existen dos problemas con la ley de Green. El primero es que no incluye la no-linearidad del tsunami al llegar a la costa y el segundo es que no incluye reflexiones ni efectos de resonancia en bahías. Sin embargo es bastante práctica desde el punto de vista de la estimación del daño de un tsunami determinado.

### 6.7.2. Integral de Run-Up.

La Integral de Run-up es otra forma de calcular la altura máxima que alcanza un tsunami en tierra definida por Synolakis en 1987.

Utilizando el siguiente esquema de una bahía con pendiente, se puede plantear el siguiente sistema de ecuaciones.

$$\tilde{x} = xd, \tilde{h}_0 = h_0d, \tilde{\eta} = \eta d, \tilde{u} = u\sqrt{gd}, \tilde{t} = t\sqrt{d/g}$$

Donde  $\eta$  es la amplitud,  $u$  es la velocidad de fase promedio,  $h_0$  es la profundidad del fondo marino, y  $h_0$ , queda descrita de la siguiente manera:

$$h_0 = x \tan(\beta) \text{ si } x \leq \cot(\beta)$$

$$h_0 = 1 \text{ si } x > \cot(\beta)$$

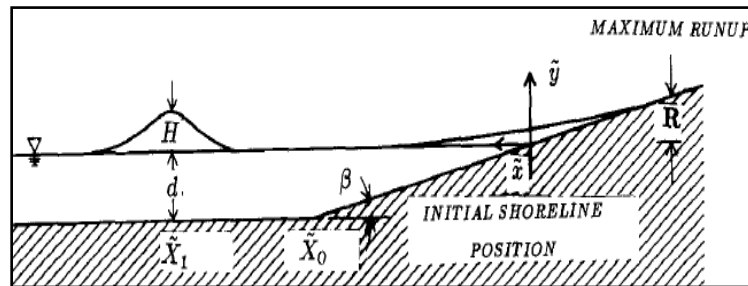


Figura 6.8. Fuente Synolakis 1987. Sistema de referencia para la solución de la integral de run-up.

$$h_t + (hu)_x = 0$$

$$u_t + uu_x + \eta_x = 0$$

Con  $h(x, t) = h_0(x) + \eta(x, t)$

Para el caso linear se tiene que:

$$h_t = \eta_t$$

$$\eta_t + [(h + \eta)u]_x = 0$$

$$u_t + \eta_x = 0$$



De lo anterior se puede deducir que:  $u_t = -\eta_x$  (\*)

$$\eta_{tt} + \eta_{xt}u + (h_{0x} + \eta_x)u_t + \eta_t u_x + (h_0 + \eta)u_{xt} = 0$$

Reemplazando (\*):

$$\eta_{tt} + \eta_{xt}u - (h_{0x} + \eta_x)\eta_x + \eta_t u_x - (h_0 + \eta)\eta_{xx} = 0$$

Despreciando los términos no lineales:

$$\eta_{tt} - h_{0x}\eta_x - h_0\eta_{xx} = 0$$

$$\eta_{tt} - [h_0\eta_x]_x = 0$$

Para el primer caso a profundidad constante, la ecuación queda como:

$$\eta_{tt} - \eta_{xx} = 0$$

Que tiene como solución:  $\eta(x, t) = A_i e^{-ik(x+ct)} + A_r e^{ik(x-ct)}$

Para el caso con pendiente, resolviendo mediante separación de variables:

$$\eta(x, t) = X(x)T(t)$$

Queda:

$$\eta_{tt} - [x \tan(\beta)\eta_x]_x = 0$$

$$\eta_{tt} - \tan(\beta)\eta_x - x \tan(\beta)\eta_{xx} = 0$$

$$X(x)T''(t) - \tan(\beta)X'(x)T(t) - x \tan(\beta)X''(x)T(t) = 0$$

$$X(x)T''(t) = \tan(\beta)X'(x)T(t) + x \tan(\beta)X''(x)T(t)$$

$$\frac{T''(t)}{T(t)} = \frac{1}{X(x)} (\tan(\beta)X'(x) + x \tan(\beta)X''(x))$$

$$-\omega^2 = \frac{1}{X(x)} (\tan(\beta)X'(x) + x \tan(\beta)X''(x))$$

Ahora la nueva ecuación es:

$$xX'''(x) + X'(x) + \cotan(\beta)\omega^2 X(x) = 0$$

Para resolver esta ecuación se puede utilizar el siguiente cambio de variable.

$$z = \lambda\sqrt{x}, X(x) = Y(z)$$

Se tiene que:

$$z' = \frac{\lambda}{2\sqrt{x}} = \frac{\lambda^2}{2z}$$

$$z'' = -\frac{\lambda^2}{2z} z' = -\frac{\lambda^4}{4z^3}$$

$$X'(x) = Y' z'$$

$$X'' = Y''(z')^2 + Y' z''$$

$$\left(\frac{z}{\lambda}\right)^4 \left( \left(\frac{\lambda^2}{2z}\right)^2 Y'' - \frac{\lambda^4}{4z^3} Y' \right) + \left(\frac{z}{\lambda}\right)^2 \frac{\lambda^2}{2z} Y' + \left(\frac{z}{\lambda}\right)^2 k^2 x_0 Y = 0$$

$$z^2 Y'' + z Y' + \left(\frac{2\sqrt{x_0} k}{\lambda}\right)^2 z^2 Y = 0$$

Eligiendo  $\lambda = 2\sqrt{x_0} k$

$$z^2 Y'' + z Y' + z^2 Y = 0$$

Que corresponde a una ecuación de Bessel de orden cero, que tiene como soluciones funciones de Bessel y Neumann, la solución de Neumann se descarta pues diverge en el origen.

$$Y(z) = J_0(z), N_0(z)$$

$$X(x) = Y(z) = J_0(z)$$

$$X(x) = J_0(2k\sqrt{xx_0})$$

Finalmente el término de amplitud

$$\eta(x, t) = J_0(2k\sqrt{xx_0}) e^{-i\omega t}$$

Con ello se calcula la amplitud de run-up en dos dimensiones. Actualmente existe otra tesis en desarrollo, que en el futuro mostrará el pasaje a 3 dimensiones.

## 6.8. Tiempo de llegada de la primera Ola.

Para estimar el tiempo de llegada de la primera ola de un tsunami, se puede hacer un cálculo muy simple pero muy ilustrativo. Considerando el mismo modelo propuesto en la sección anterior.

Donde  $L$  es la distancia de la costa a la fosa,  $g$  es la gravedad y  $h$  es la profundidad de la fosa.

El tiempo de viaje de la primera ola (o de cualquier ola), se puede escribir como:

$$T = \int_0^L \frac{dx}{c(x)} = \int_0^L \frac{dx}{\sqrt{\frac{ghx}{L}}} = 2 \frac{L}{\sqrt{gh}}$$

Que para el caso de Chile ubicando la fosa a 100 kilómetros el tiempo es aproximadamente 17 minutos. Para el caso de Japón es aproximadamente el doble.

## 6.9. Magnitud e Intensidad

Es necesario cuantificar este fenómeno de tal forma que sea posible medir su energía. Para esto, de la misma manera como se hace con los terremotos existen intensidades y magnitudes para los tsunamis. Las intensidades que buscan medir el daño y las magnitudes que intentan dar una medida de la energía liberada.

Ambas al utilizar como valor de referencia alturas máximas o promedios, no son puramente magnitudes o intensidades (no al menos como se entiende en sismología) ya que al ser la altura la información que se utiliza para la medición se cae entre un híbrido entre intensidad y magnitud. Primero, porque como se demostró, la batimetría de un lugar puede cambiar notablemente las condiciones en las que el tsunami arriba a la costa. Segundo puede existir un cambio de altura en la costa, producto de la deformación cosísmica. Además pueden existir efectos de resonancia que amplifiquen las alturas debido a la forma de la costa y no necesariamente sea puramente efecto del tamaño del tsunami.

Sin embargo en términos generales, tomando el promedio de la altura de run-up, el tamaño del tsunami está asociado al tipo y tamaño de terremoto (Abe, 1979).

## 7. Modelos Numéricos de Tsunamis

Para el modelamiento numérico de tsunamis se utilizará el software NEOWAVE creado por el Dr. Yoshiki Yamazaki de la Universidad de Hawaii.

Este Software funciona con un esquema de grillas anidadas, dentro de las cuáles es posible aumentar la resolución de modo de ver detalles en ciertos lugares de interés. Además es software incluye un esquema de diferencias finitas, no linealidad, resonancia en las bahías, dispersión y conservación de flujos a través de las grillas.

Todos los modelos salvo el para el terremoto de Maule del 2010, fueron modelados con batimetría de 30 segundos, que es la mejor batimetría abierta que está disponible y entrega muy buenos resultados como una primera aproximación. Esta batimetría tiene puntos cada un kilometro, lo que permite ver efectos globales de tsunamis.

Todos los tsunamis modelados fueron comparados con sus respectivos run-up dado que es la única fuente disponible para la mayoría de los tsunamis. Además al no contar con un modelo de falla finita si no que solamente 4 sub fallas, no es posible considerar ciertos efectos de directividad y ciertos tiempos de arribo en algunas localidades, y generar artefactos que no corresponden a la fuente que resulta de una inversión.

### 7.1. Tsunami de Nicaragua 1992

El *tsunami* de Nicaragua fue el primer tsunami earthquake registrado por instrumentos banda ancha. La fuente sísmica encontrada a partir de datos sismológicos propone un Largo de 200 km y un ancho de 100 km con un deslizamiento de 1 metro, con su respectivo momento sísmico de  $3 \times 10^{20} N - mt$ . Satake sin embargo propone una fuente de 250 km de largo y 40 km de ancho con un deslizamiento de 3 metros y una rigides de  $1 \times 10^{10} N/mt^2$ , este modelo calza con la magnitud y run up observado, el anterior igualmente pero aumenta un orden en la magnitud de la fuente lo que parece extraño.

Fault Parameters	Nicaragua	Fuente
Rupture Time(s)	100	Satake 1994
Initial Time(s)	0	
Slip(mt)	3	
lonR	273,45	
latR	10,16	
dR	0	
L(km)	250	
W(km)	40	
Strike	315	
Dip	15	
Rake	91	

Tabla 4. Parametros focales para el terremoto de Nicaragua de 1992.

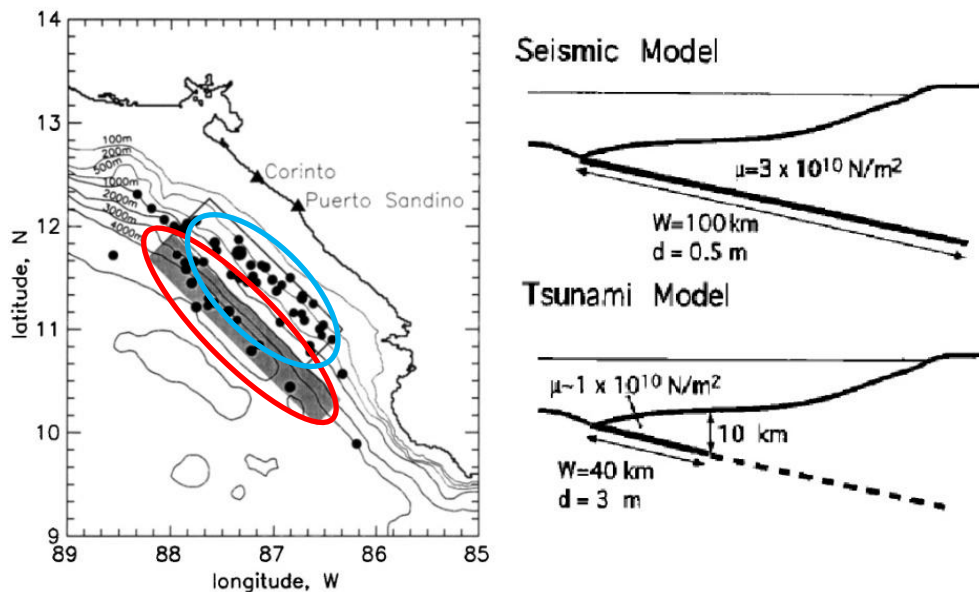


Figura 7.1. Fuente Satake 1994. Diferencia entre el modelo de fuente sísmica y de tsunami, para el terremoto de Nicaragua, en color rojo la fuente tsunamigenica, en celeste la fuente sísmica.

Utilizando la fuente propuesta por Satake para este terremoto, el modelo de amplitudes y run up, efectivamente entrega alturas desproporcionadas para la magnitud de este terremoto, por ejemplo si se lo compara con el de Tocopilla, pero la cercanía a la fosa del plano de falla y las ondas de largo periodo que logró excitar, explican la diferencia respecto a este.

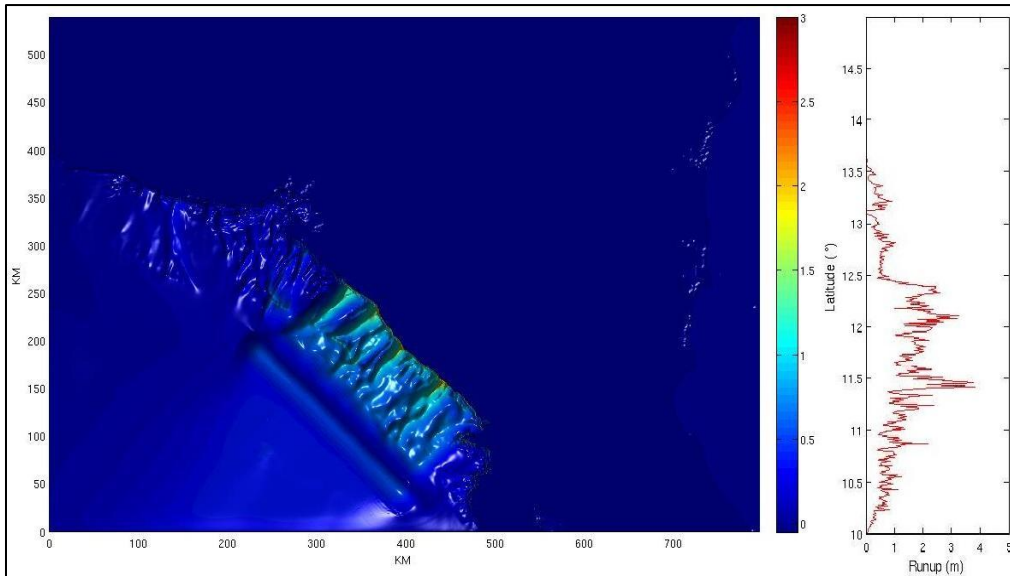


Figura 7.2. A la izquierda, amplitudes máximas para el tsunami de Nicaragua de 1992. A la derecha run up del tsunami. Ambos cálculos se realizaron con la fuente propuesta por Satake.

Si se compara el run-up calculado por Satake, se observa cierta correlación en los datos aunque no se llega al run-up real en ese trabajo. Este run-up es ligeramente más cercano al run-up real pero el hecho de no tener batimetría fina (Satake, 1994) en este caso parece ser un factor clave, para no poder calcular el run-up real mediante un modelo numérico. En definitiva ninguno de los dos modelos numéricos ajustan a los datos reales.

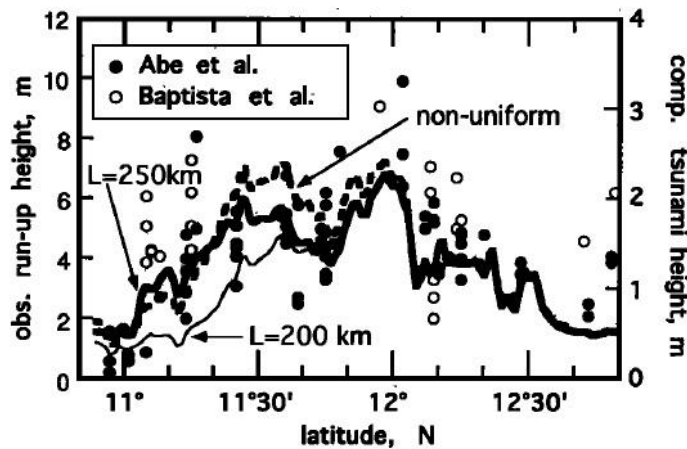


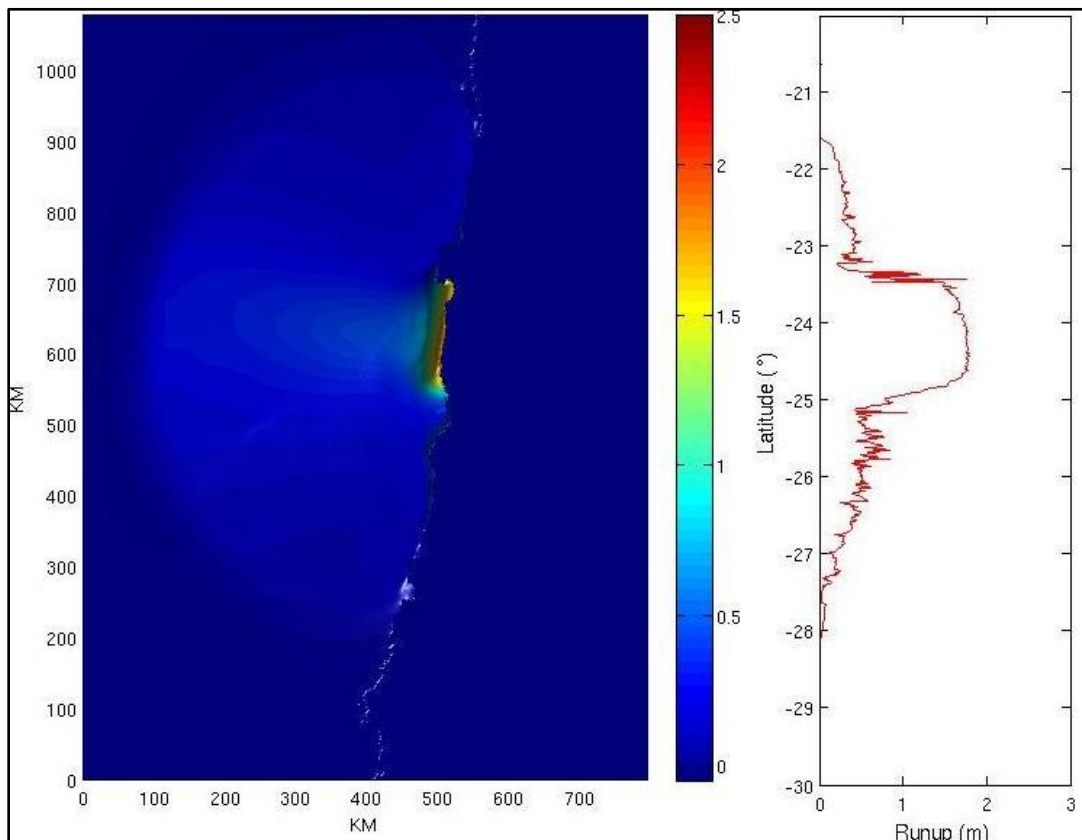
Figura 7.3. En línea continua run-up calculado por Satake. En puntos run-up obtenidos por Abe y Baptista respectivamente. El run-up calculado numéricamente no ajusta con el run-up real.

## 7.2. Tsunami de Antofagasta 1995

Este terremoto no produjo un mayor tsunami, para probar esto se utilizará la fuente propuesta Ruegg et. al. ya que la fuente de Ji, propone un plano que llega hasta la fosa lo que sobrestima el tamaño del tsunami. El modelo de Ruegg et. al. propone un modelo que llega hasta los 20 km de profundidad como tope superior, lo que sería más realista dado el pequeño tsunami que se generó al sur de la península de Mejillones.

Fault Parameters	Antofagasta	Fuente
Rupture Time(s)	65	Ruegg et al., 1995
Initial Time(s)	0	
Slip(mt)	5	
lonR	289	
latR	-25	
dR	22	
L(km)	180	
W(km)	60	
Strike	8	
Dip	19	
Rake	110	

Tabla 5. Parametros focales para el terremoto de Antofagasta de 1995.



**Figura 7.4. A la izquierda, amplitudes máximas para el tsunami de local de Antofagasta de 1995. A la derecha run up del tsunami. Ambos cálculos se realizaron con la fuente propuesta por Ruegg et al.**

Lamentablemente no existe información disponible de run-up en toda la costa, y la información batimétrica con la que cuenta en SHOA aún no es lo suficientemente fina para poder hacer un estudio con más detalle, salvo ciertos puertos principales.

Según Ramirez et al. el run-up máximo se alcanzó en Caleta blanco con 2.4 mts, lo que calza bastante bien con el run-up promedio de este modelo alrededor de 2 mts. A este tsunami le tomó solo 2 minutos alcanzar caleta blanco, 4 minutos Antofagasta y 14 minutos Tocopilla, lo que calza bastante bien con la fuente en donde el limite superior del plano de falla se sitúa cerca de la línea de costa a unos 28 kms. de profundidad.

### **7.3. Tsunami de Sumatra 2004.**

El Terremoto de Sumatra tuvo una componente de tsunami earthquake (Lay et al., 2005), es decir de ruptura lenta que igualmente generó tsunami hacia el norte de la ruptura. Además las observaciones de modos normales de este terremoto, cambian el centroide en más de 3 grados hacia el norte (Park et al. , 2005), como las observaciones de modos normales están dadas por largos periodos desde 54 minutos hacia abajo, es posible encontrar cierta coherencia entre estas observaciones y los daños que produjo el Tsunami hacia el norte de la ruptura. La ruptura alcanzó 1200 a 1300 kms. siguiendo la línea de la fosa de la placa de india con la placa de eurasia, y por lo tanto no fue una ruptura con un strike homogéneo como el caso de los grandes terremotos ocurridos en el sur de Chile o en Japón, lo que es necesario considerar en lugares como en la fosa Chile-Perú donde puede o no generar una ruptura con strike variable.

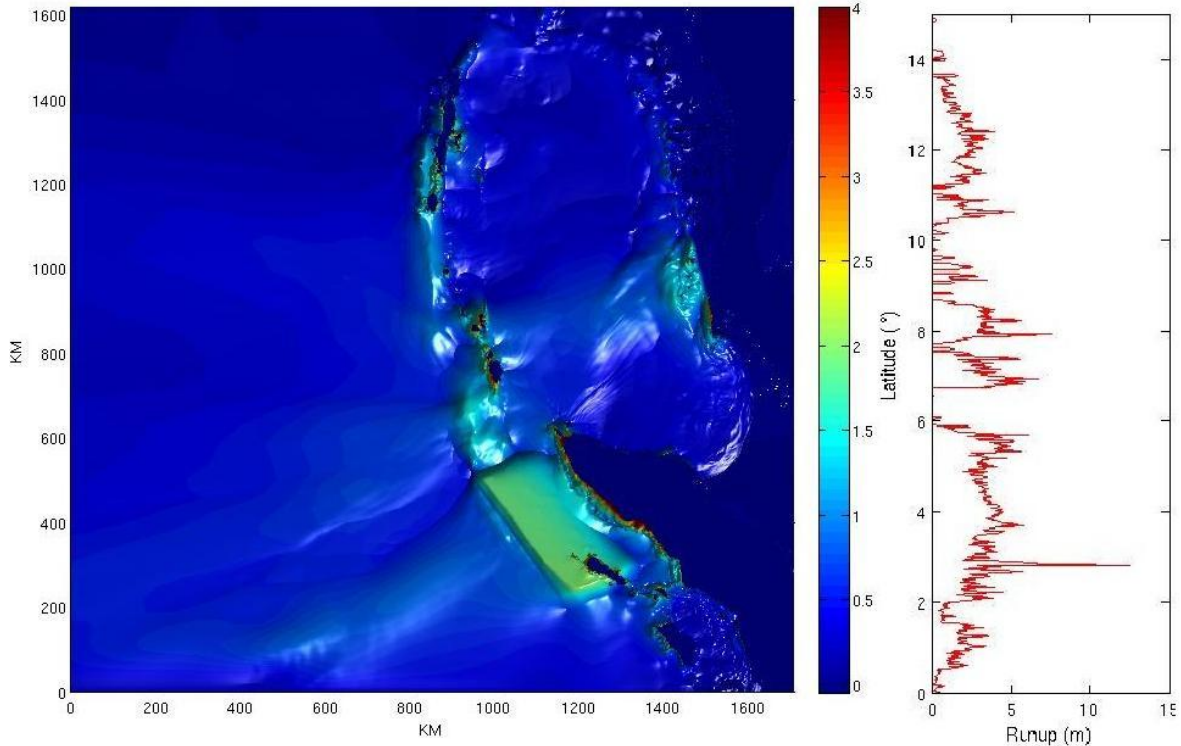
<b>Fault Parameters</b>	<b>Sumatra 1</b>	<b>Sumatra 2</b>	<b>Sumatra 3</b>	<b>Fuente</b>
Rupture Time(s)	180	2000	600	Lay et al., 2005
Initial Time(s)	0	200	350	
Slip(mt)	10	5	7	
lonR	95	93,233	91,8	
latR	1,8	4,75	7,28	
dR	0	0	0	
L(km)	400	325	570	
W(km)	240	170	160	
Strike	325	330	2	
Dip	11	15	18	



Rake	110	120	140
------	-----	-----	-----

**Tabla 7. Parametros focales para el terremoto de Sumatra de 2004.**

Por el largo, la complejidad de la ruptura y la componente de tsunami earthquake hacia el norte de este terremoto resulta muy compleja su modelación, por lo que en este caso los resultados no concuerdan con las mediciones obtenidas del run up en el terreno (Borrero et al., 2005).



**Figura 7.6. a la derecha Amplitudes máximas para el tsunami de Sumatra del 2004, a la izquierda run-up.**

#### 7.4. Tsunami del Maule 2010

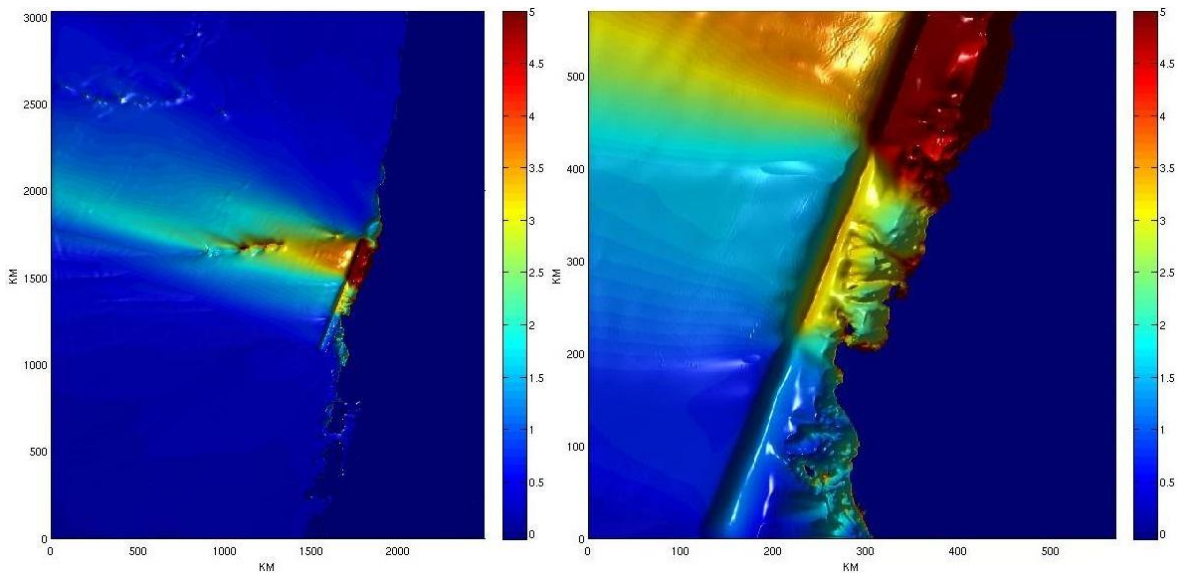
Para modelar este tsunami se utilizaron dos modelos, primero el del USGS y luego el de Lay et al. Para el modelo del USGS se utilizaron dos subfallas con idéntico mecanismo focal, para el de Lay et al. se utilizaron 3 sub fallas determinadas por la inversión telesísmica realizada por los autores.

Se utilizó el mecanismo encontrado por la fase-W, con un dip de 18 un strike de 18 y un rake de 112, con un largo de ruptura de 550 kms de largo por 120 de ancho, propagando la ruptura 10 kilómetros más abajo de la fosa, siguiendo el trabajo de Moscoso

et al., el deslizamiento promedio utilizado fue de 5 metros, llegando hasta 20 en la parte norte de la ruptura.

<b>Fault Parameters</b>	<b>Maule 1</b>	<b>Maule 2</b>	<b>Maule 3</b>	<b>Fuente</b>
Rupture Time	100	80	80	Lay et al., 2010
Initial Time	0	0	0	
Slip	4	9	20	
lonR	285,1486	285,9428	-286,6857	
latR	-39	-37	-35,2	
dR	10	10	5	
L	239	216	255	
W	60	110	110	
Strike	17,5	17,5	17,5	
Dip	18	18	18	
Rake	108,3	108,3	108,3	

**Tabla 8. Parámetros focales para el terremoto del Maule 2010**



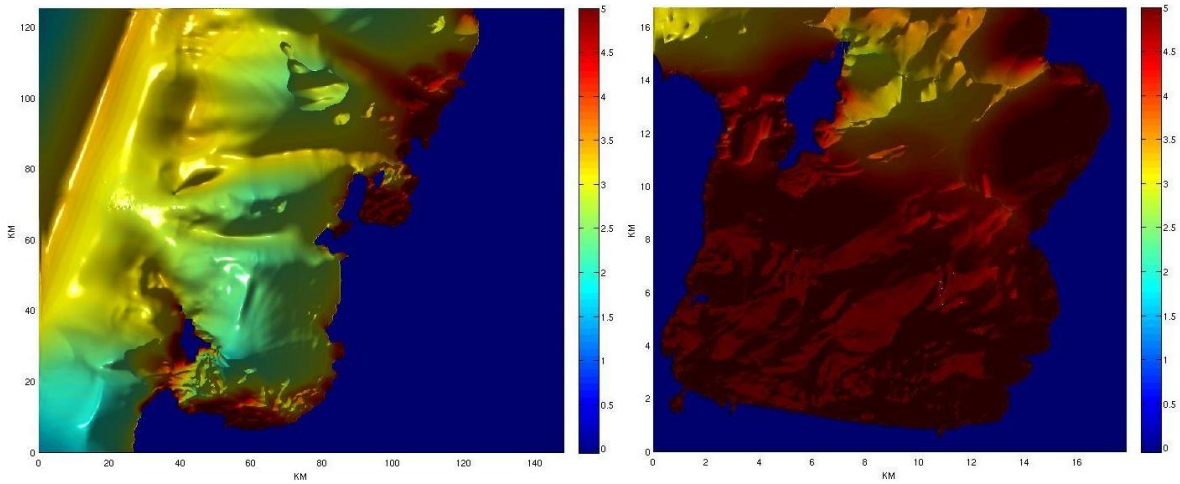


Figura 7.7. Amplitudes máximas calculadas para el terremoto de Maule del 2010, en las 4 grillas anidadas.

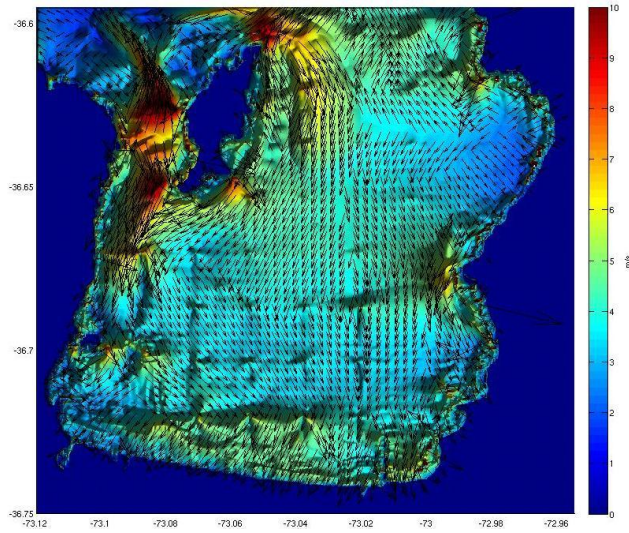


Figura 7.8. Campo de velocidades para el terremoto de Maule en la cuarta grilla que corresponde a la Bahía de Talcahuano. Además se plotean el campo de velocidades y las direcciones de este.

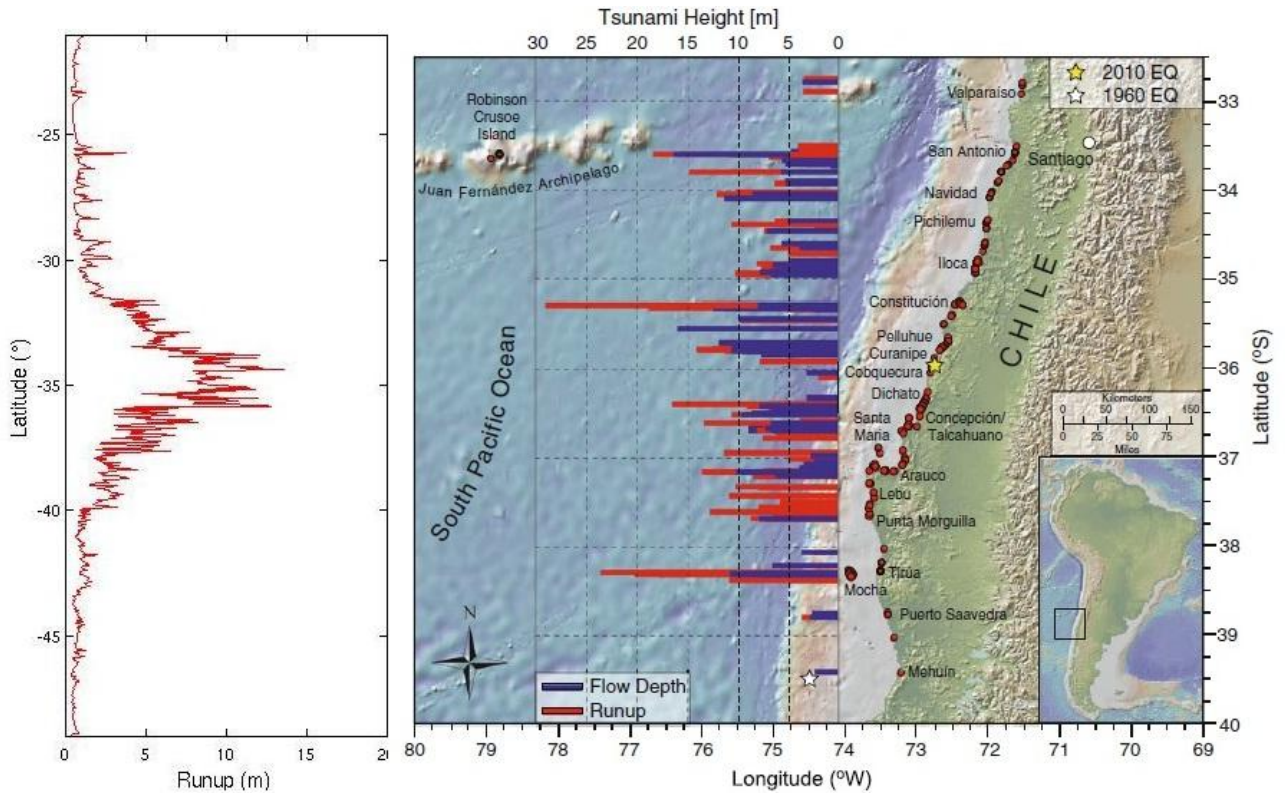


Figura 7.9. Run-up para el terremoto de Maule. Fuente Fritz et al. Se observa la correlación con la mayor liberación de energía del terremoto, en la zona de Constitución.

## 7.5. Tsunami de Japón 2011

El Terremoto de Tohoku es uno de los más grandes de los que se tiene registro hasta ahora. Se cree que hace más de 1000 años no ocurría un terremoto con posterior tsunami de esas características, lo que hace pensar que ciertos terremotos especialmente los megaeventos tendrían periodos de recurrencia más largos.

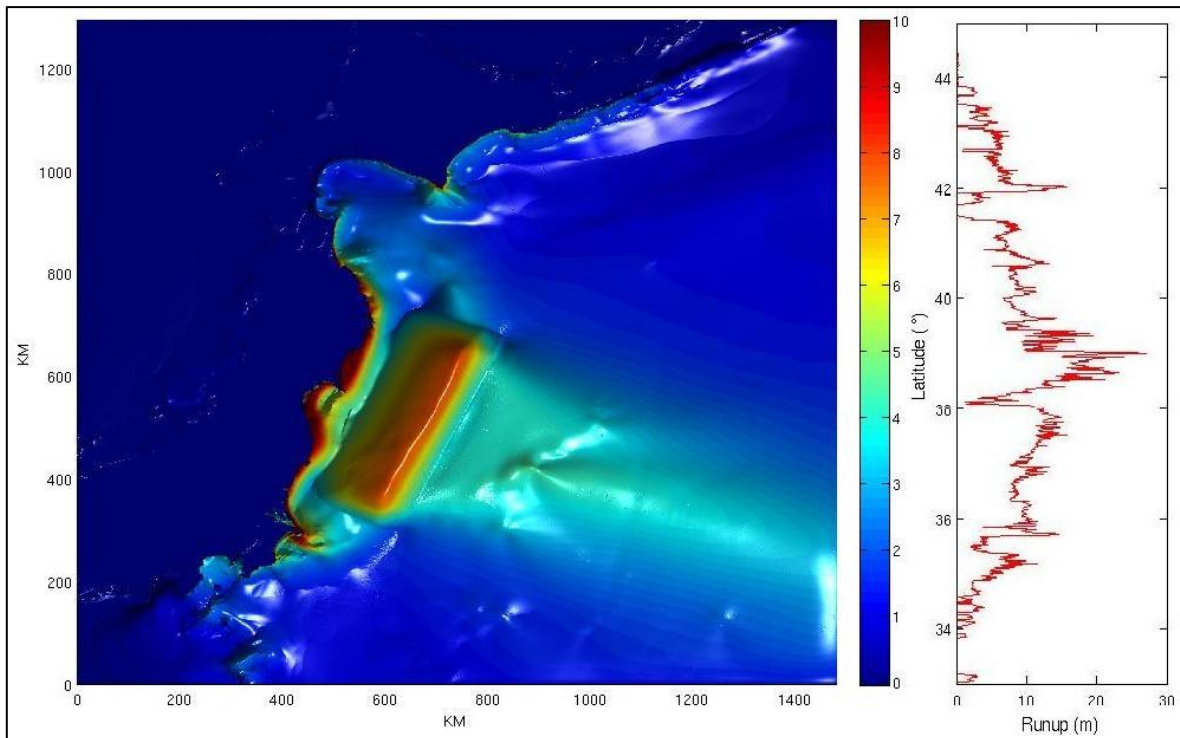
Utilizando el modelo propuesto por Ammon et al. una falla de 400 km por 120 de ancho con un desplazamiento medio de 30 a 35 metros, alcanzando como máximo 40 metros, y el mecanismo focal calculado por la fase-W, con un dip de 12.9 un strike de 202 y un rake de 91, ajusta bastante bien con los datos de run-up, obtenidos en el trabajo de Mori et al.



Fault Parameters	Tohoku	Fuente
Rupture Time	180	Ammon et al.,2011
Initial Time	0	
Slip	35	
lonR	144	
latR	39	
dR	0	
L	417	
W	200	
Strike	202	
Dip	12,9	
Rake	92,5	

**Tabla 9. Parametros focales para el terremoto de Tohoku 2011.**

El modelo calculado calza bastante bien con las observaciones encontradas en este trabajo, siendo siempre una limitante el no poder contar con batimetría fina para estos casos y con una fuente finita, donde los deslizamientos no son parejos a lo largo del plano de falla.



**Figura 7.10. A la izquierda amplitudes máximas calculadas para el terremoto de Tohoku. A la derecha run-up calculado con un modelo de falla simple con mecanismo focal dado por la fase-w y dimensiones de la falla por Ammon et al.**

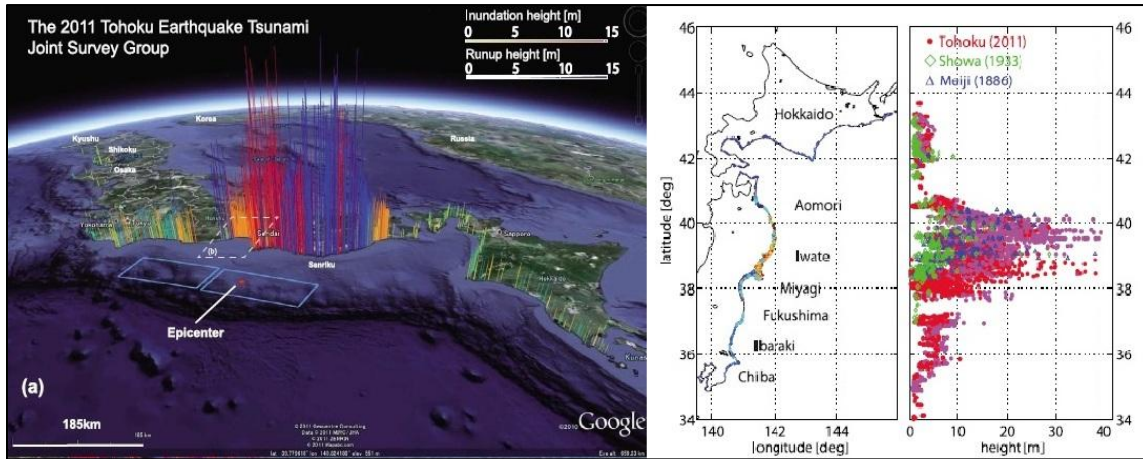


Figura 7.11. Run-up para el terremoto de Tohoku. Fuente Mori et al. Se observa la correlación con la mayor liberación de energía del terremoto.

Además las observaciones confirman los discriminantes para campo cercano obtenidos por Okal y Synolakis, en los cuáles se observa que la altura máxima de run-up, tiene una correlación positiva con los mayores deslizamientos en el plano de falla que justamente se localizan entre los 38 y 40 grados norte disminuyendo hacia los bordes.

## 7.6. Laguna Sísmica y Potencial Tsunami del Norte Grande

Muchos autores han estudiado esta zona del país (Delouis et al., Dorbath et al., Kausel, Comte y Pardo, Abe), se postulan dos zonas básicamente. La primera es una zona de 400 km partiendo desde el límite norte marcado por la ruptura del terremoto de Tocopilla del año 2007, hasta Ilo en Perú. La segunda incluye un area que iria desde la parte más superficial de zona acoplada entre el norte de la península de mejillones hasta Ilo en Perú, lo que entrega un largo de 550 kms.

Para el terremoto de 1877 se proponen varias magnitudes; Kausel lo estima en un  $M_w = 8.9$ , basado en información histórica, escala de intensidades e isosistas, Lomnitz propone un  $M_w = 8.0$ , considerando alturas de tsunami e información historica, Comte y Pardo, utilizando isosistas proponen  $M_w = 8.8$ , Abe estima este terremoto como un  $M_w = 9.0$ , utilizando la Magnitud Tsunami  $M_t$ , pero estas estimaciones no incluyen la parte al norte de Arica, es decir todas estas magnitudes carecen de 150 km de largo a la hora de calcular el momento sísmico respectivo y en consecuencia la magnitud correspondiente. En el año 2001 ocurrió el terremoto de Perú que rompió hasta Ilo y que no rompió el area demarcada por el terremoto de 1868. Esto quiere decir que existe un déficit de momento sísmico que debe liberarse, y que por las velocidades de las placas en el norte grande ya se habría acumulado un desplazamiento de más de 10 metros en toda la zona disponible para generar un gran terremoto. Considerando que el periodo de retorno para este terremoto es

de  $111 \pm 33$  años (Comte y Pardo, 1991) y considerando un alto nivel de acoplamiento sísmico, ello indicaría que este terremoto estaría próximo a ocurrir. Luego también al área de 1877 hay que agregarle 150 kms más.

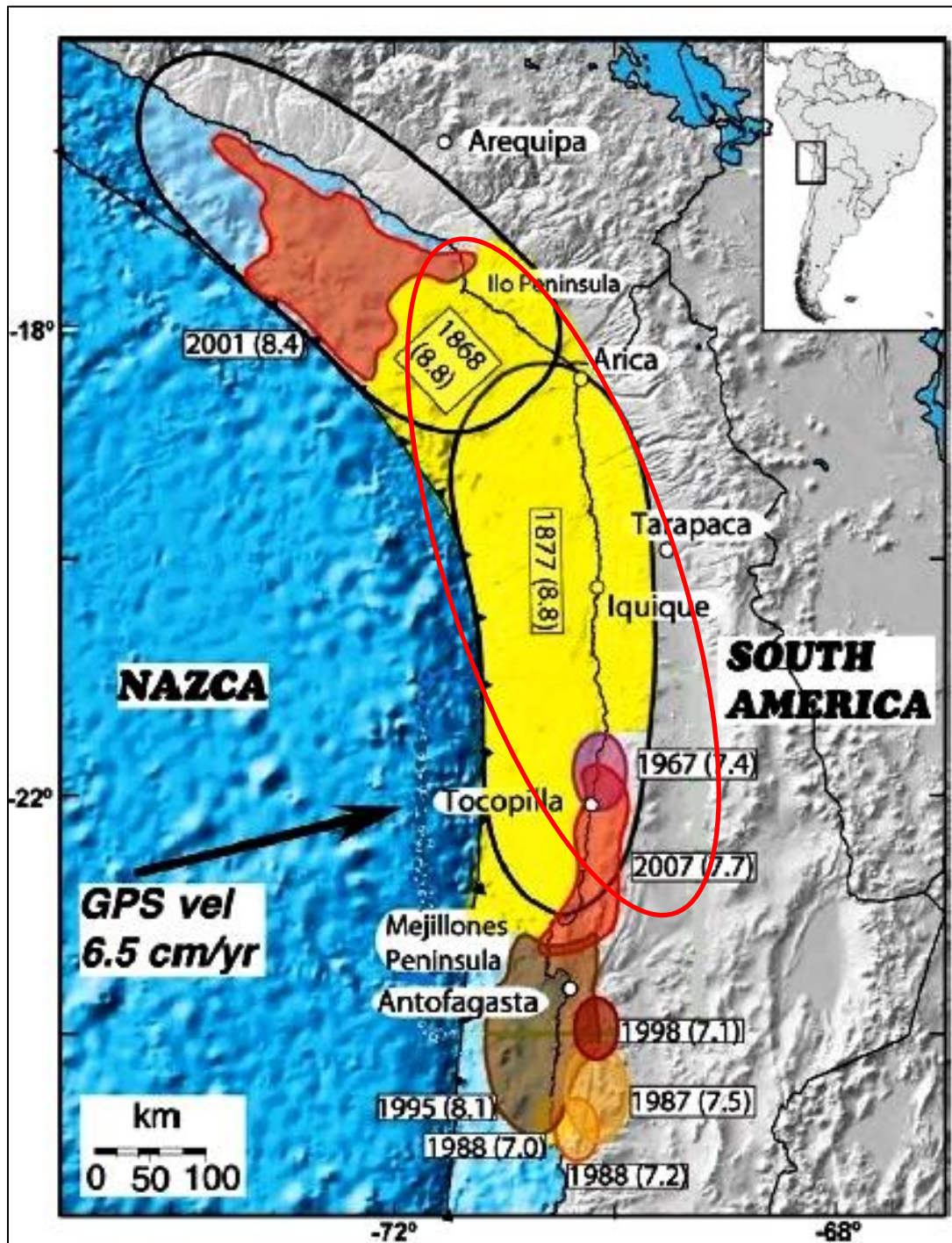


Figura 7.12. Fuente Bejar-Pizarro et al. 2010. Se muestra la zona acoplada en el norte grande. La velocidad de la placa de Nazca es de 6.5 cm/año lo que indica una acumulación de deslizamiento de más de 10 metros. También se muestran los terremotos ocurridos en años anteriores que ya habría liberado parte de la energía potencial acumulada ahí.

Considerando lo expuesto anteriormente, como peor escenario, ello no implica, que no ocurra un escenario “más favorable” como que esta energía se liberara de otra manera con algún terremoto de menor magnitud cercana a 8 y posteriormente se liberaría el resto de la energía.

En la parte superior de la placa en la zona de Tocopilla, sigue energía sin liberarse (Bejar-Pizarro et al, 2010, Peyrat et al, 2010, Delouis et al., 2009, Ruegg et al. 2009, Chileh et al 2009). Si bien para el caso de Chile se espera un gran Terremoto es posible que solo rompa la parte superior de la placa desde el norte de la península de Mejillones, hasta el norte de Tocopilla. Considerando un escenario como ese, es posible decir que para Chile este sería el “mejor” caso, ya que no se está considerando toda la zona de ruptura que involucra desde el norte de Tocopilla hasta Ilo en Perú.

Modelando solamente este escenario, se observa que igualmente es posible tener un tsunami importante, en el cuál la proximidad a la fosa y el deslizamiento en el plano de falla estarían determinando el tamaño de este eventual tsunami.

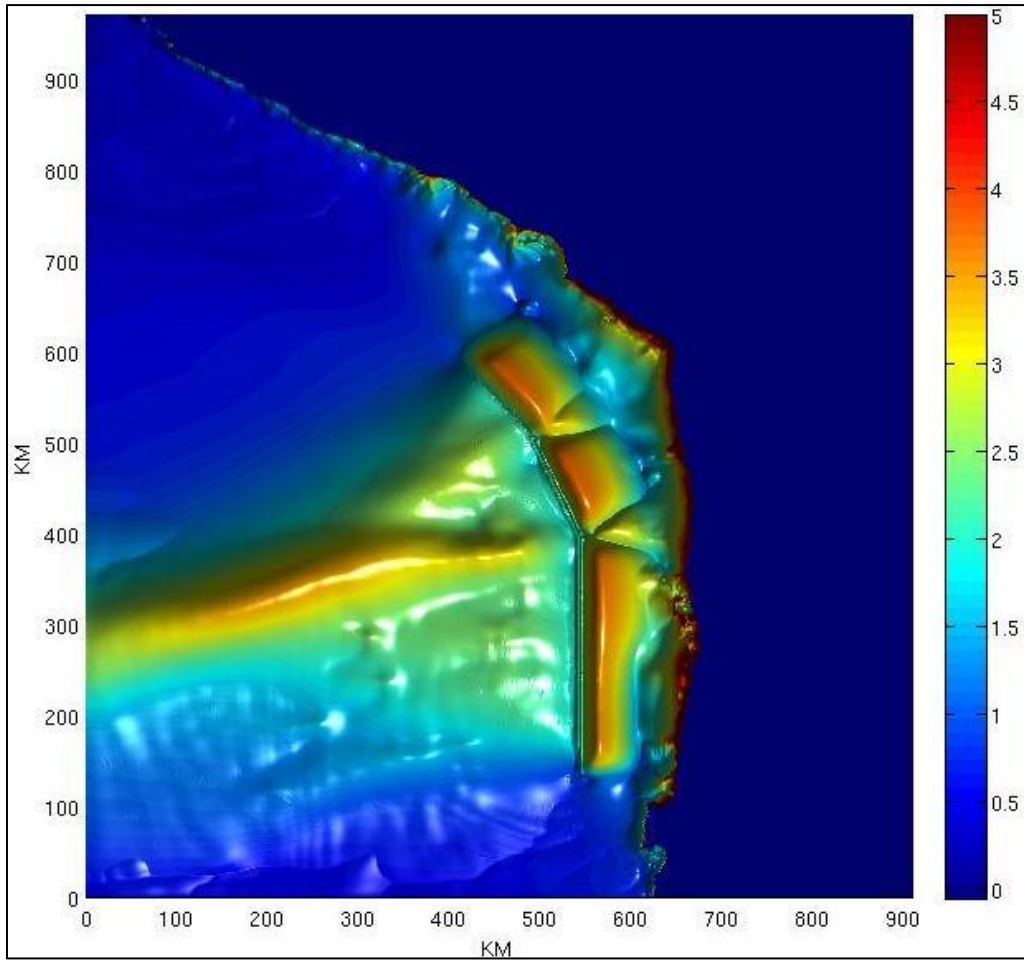
El peor caso en donde el área de acoplamiento sísmico considera desde el norte de la península de Mejillones hasta Ilo en Perú, tiene como resultado un terremoto magnitud 8.8 o 8.9 dependiendo del déficit de slip acumulado en esa zona determinado principalmente por las velocidades relativas entre la placa sudamericana y la placa de Nazca.

Asumiendo una velocidad de relativa entre las placas se tiene un slip acumulado de 8 a 12 metros en promedio. Otro punto importante es que la ruptura llegaría hasta la fosa, ello basado en los perfiles sísmicos realizados en esa zona que muestran que a diferencia del sur de Chile donde se tiene un margen sedimentario, en el norte se tiene un margen erosivo lo cuál indicaría que las rocas no están lo suficientemente fragmentadas para elevar la presión de poros y disminuir el esfuerzo normal en la zona acoplada, y por lo tanto se espera que la ruptura llegue hasta la fosa, haciendo de este potencial terremoto, un escenario tsunamigénico.

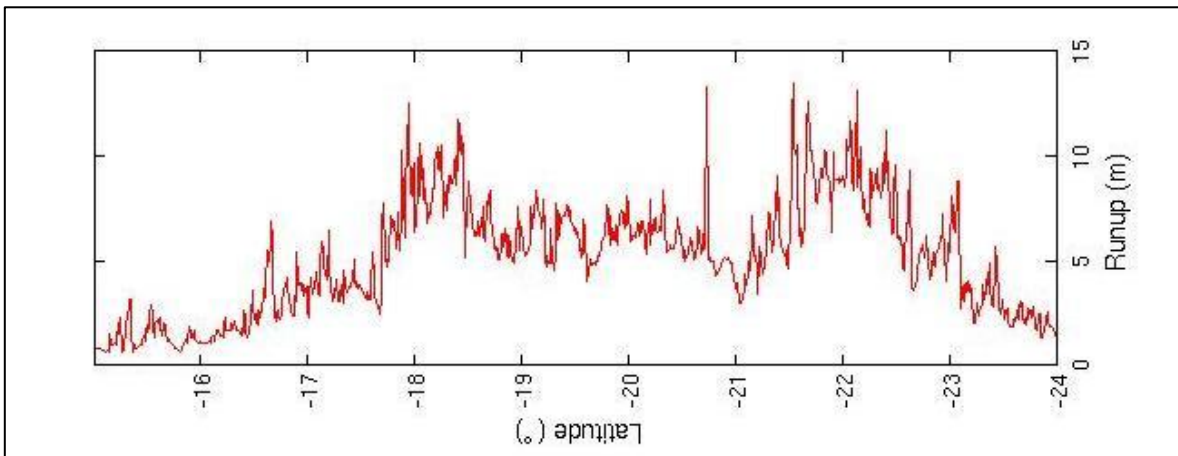
Un reciente trabajo de Scholz y Campos (Scholz y Campos, 2011), muestra que el acoplamiento sísmico de esa zona es 1, es decir acoplamiento sísmico máximo y si bien no se puede predecir cuándo ocurrirá un evento de estas características, lo que si se puede decir es que en esa zona se debe liberar esa energía de diferentes formas. Puede ser que ocurran varios eventos magnitud 8 (conversación personal con Raúl Madariaga) o un evento muy cercano a 9 que libere la energía acumulada de una sola vez como evento principal.







**Figura 7.14.** Peor escenario de Tsunami para el norte grande de Chile. La ruptura abarca des el puerto de Ilo hasta el norte de la península de mejillones. Se observan amplitudes máximas en la fosa y en la costa.



**Figura 7.15.** Peor escenario de ru-nup para el norte grande de Chile. Las alturas promedio alcanzan los 10 metros con peaks de 15 metros a la altura de Tocopilla.

El otro caso que debe ser considerado es el area de ruptura sobre la zona de Tocopilla que si o sí, debe romper sobre los 30 kilometros, y la parte que incluye a la ruptura estaría en los primeros 20 kilometros pudiendo alcanzar la fosa generando con tsunami con una magnitud no muy elevada.

## 8. Conclusiones

La fase W ya está implementada dentro del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Actualmente se encuentra funcionando con 20 estaciones banda ancha dentro de Chile pero se espera que ese número llegue a 35 estaciones en Chile.

Al ser una onda de largo periodo y por lo tanto gran longitud de onda, no se ve afectada por las heterogeneidades de la corteza. Para el caso regional en Chile el factor más importante es el área azimutal en el cual se encuentran las estaciones, y eso eventualmente afecta el cálculo del tensor de momento. Actualmente es posible calcular el mecanismo focal dentro de 10 a 25 minutos después de ocurrido un evento dependiendo del lugar. Es de esperar que con la instalación de nuevas estaciones este tiempo llegue a 6 minutos.

Las funciones de Green están pre-calculadas por lo que no se pierde tiempo en este proceso.

Comparado con otros métodos la fase-W tiene una velocidad de grupo que varía de 9 km/seg a 4.5 km/seg y por lo tanto es más rápido que otros métodos como el CMT del NEIC. Estos métodos calculan el tensor de momento en base a ondas superficiales de 20 a 100 segundos de periodo que demoran más en llegar al sismómetro. Existe un método de ondas de cuerpo para calcular el tensor de momento, pero no está hecho para terremotos grandes por el periodo de esas ondas. Una de las ventajas respecto a estos métodos es que no se necesita un modelo regional de velocidades por capa, si no que basta con el modelo PREM, ya que por su largo periodo no se ve afectada por heterogeneidades de la corteza.

El método de la fase-W puede ser aplicado hasta terremotos magnitud 5.8, lo que incluye terremotos tsunamigénicos o tsunami earthquakes.

La estimación de la magnitud e hipocentro preliminares resulta bastante confiable, como primera aproximación de la magnitud  $M_w$  y del centroide, calculados por la fase-W.

Se necesita un mínimo de 10 estaciones en la solución para que el cálculo del tensor de momento sísmico sea correcto. Es decir 10 registros que tengan bajo ruido y bajo rms, es decir que, además de las estaciones banda ancha ya instaladas deben llegar 10 registros de estaciones muy buenos para que este cálculo sea óptimo.

Es necesario construir aún una red más densa de sismómetros a lo largo de todo el país con el fin de realizar este cálculo seis minutos después de ocurrido el evento.

Como en cualquier método de inversión que minimice error cuadrático medio entre las formas teóricas y observadas, la calidad de las formas de onda observada es clave, para un cálculo preciso del mecanismo focal de un terremoto.

Hay un problema que puede ocurrir si ocurre un precursor de gran energía el día anterior a la ocurrencia del evento principal y es que quedan periodos de ese terremoto en el registro y que no es posible limpiar de la señal para el cálculo del tensor de momento sísmico del gran evento.

Los tsunamis son un problema recurrente en Chile, ocurren 3 por cada siglo aproximadamente determinados por la zona de subducción en Chile y los periodos de recurrencia de los grandes terremotos.

Es posible reproducir un tsunami, con condición de borde en la fuente dinámica o estática y se obtienen los mismos resultados, como demostró Kajiura, el tiempo de ruptura de un terremoto se puede considerar instantáneo respecto al tiempo de generación de un tsunami.

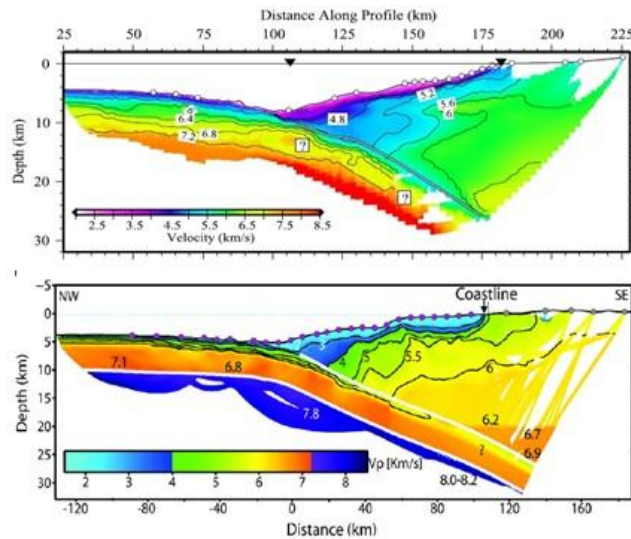
Los elementos claves en el modelamiento de tsunamis, resultan ser la batimetría, su resolución, la fuente y la resolución de esta. Una batimetría de baja resolución puede generar artefactos, sobreestimar o subestimar alturas de run-up. Una fuente de solo un plano de falla promedio, no puede mostrar los deslizamientos máximos y variables en una extensión grande, generando errores en la estimación del run-up. Las mayores alturas de run-up de tsunami tienden a concentrarse donde hubo un mayor desplazamiento en la falla y por lo tanto es posible calibrar terremotos a partir del run-up en una zona determinada (Okal y Synolakis, 2004), con ello estimar el tamaño del sismo, y además discriminar si fue producido por un landslide submarino o terremoto local. Se observa la forma de “Campana” encontrada por Synolakis y Okal en todos los Tsunamis estudiados, ya que todos fueron producidos por terremotos.

Trabajos de Synolakis (1987 y 1994) y Ward (2002, Tsunami a la Ward) demuestran que la aproximación lineal y no lineal se comportan de manera muy similar y no existen grandes diferencias aplicando la integral de *run-up* de Synolakis o la ley de Green modificada de Ward.

La forma de generación de los tsunamis en Chile principalmente es por terremotos de subducción, y algunos tsunamis ocurridos en el sur de Chile por deslizamiento subaereo. Tampoco es posible descartar la posibilidad de un *tsunami earthquake* o un *landslide* submarino gatillado por algún terremoto en el futuro.

El tamaño de un terremoto, la deformación del fondo marino, y cuán cerca este la falla de la fosa son la clave para estimar el potencial tsunamigenico de un terremoto y al parecer el tiempo de ruptura de un sismo solo seria indicativo del largo de la falla y estaría relacionado con los *tsunami earthquakes*. La condición de cercanía o no a la fosa estaría determinada por la presión de poros, la cual aumenta en la medida que existan más fluidos y por lo tanto disminuiría el esfuerzo total aplicado en esas zonas. Para el caso del sur de Chile se observa un margen sedimentario, es decir roca que se encuentra mucho más

fragmentada y por ende tiene un esfuerzo total menor hasta la zona de la fosa y el límite de ruptura o *backstop* estaría a unos 13 kilómetros de la fosa. En el norte Grande se tiene en cambio un margen erosivo, dada la baja presión de poros encontrada en esa zona, por lo tanto la ruptura si podría llegar hasta la fosa, lo que podría generar tsunamis de mayor tamaño en el norte de Chile.



**Figura 8.1. Comparación entre perfiles de refracción sísmica a los 23 S (arriba) y 35 S (abajo). El del norte determina un perfil erosivo y el del sur un perfil sedimentario, donde la potencial ruptura no llegaría hasta la fosa.**

En Chile existen zonas de subducción disponibles para generar nuevos terremotos, como el caso del norte grande o a la altura de Illapel que posiblemente rompa el área de ruptura del año 1922.

Las soluciones obtenidas en tiempo real son bastante exactas y alentadoras para un sistema de alerta temprana, sin embargo, es de una necesidad imperiosa la instalación de sismómetros de banda ancha y un sistema de comunicaciones robusto para cualquier tipo de alerta temprana, basado en datos sísmológicos. Hasta el minuto son los datos sísmológicos más rápidos de observar y de procesar para estimar el potencial de tsunami de un terremoto.

## 9. Apéndice

### 9.1. Catalogo de Tsunamis para Chile.

Fuente	Fecha	m	M	Lugar
Terremoto	16-08-1906	1	8.5	Valparaíso
Terremoto	18-12-1918	2	7.5	Atacama
Terremoto	10-11-1922	3	8.5	Atacama
Terremoto	04-05-1923	1	7	Atacama
Terremoto	21-11-1927	1	7.1	Aisén
Terremoto	01-12-1928	1	8.4	Maule
Terremoto	06-04-1943	1	8.3	Coquimbo
Terremoto	07-12-1949	1	7.5	Punta Arenas
Terremoto	12-04-1955	1	7.1	Coquimbo
Terremoto	22-05-1960	4	9.5	Valdivia
Terremoto	20-07-1995	1	8.1	Antofagasta
Landslide	21-04-2007	3	6.2	Aisén
Terremoto	14-11-2007	4	7.7	Tocopilla
Terremoto	27-02-2010	4	8.8	Maule
Terremoto	02-11-1879	1	7.5	Punta Arenas
Terremoto	05-10-1859	2	7.7	Atacama
Terremoto	07-07-1836	1	7.5	Tarapacá
Terremoto	07-11-1837	3	8	Los Lagos
Terremoto	08-02-1570	3	8.5	Bío-Bío
Terremoto	08-07-1730	4	8.7	Valparaíso
Terremoto	09-05-1877	4	8.5	Tarapacá
Terremoto	10-03-1681	1	7.5	Tarapacá
Terremoto	11-04-1819	3	8.5	Atacama
Terremoto	13-08-1868	4	8.5	Bío-Bío
Terremoto	15-03-1657	3	8	Bío-Bío
Terremoto	16-09-1615	1	7.5	Tarapacá
Terremoto	16-12-1575	3	8.5	Los Lagos
Terremoto	17-11-1849	2	7.5	Coquimbo
Terremoto	19-08-1869	1	7.7	Tarapacá
Terremoto	19-11-1822	2	8.5	Valparaíso
Terremoto	20-02-1835	3	8.5	Bío-Bío
Terremoto	22-08-1715	2	7.5	Tarapacá
Terremoto	23-05-1751	3	8.5	Bío-Bío
Terremoto	24-08-1869	1	7.5	Tarapacá
Terremoto	24-11-1604	3	8.5	Tarapacá
Terremoto	24-12-1737	1	8	Los Lagos
Terremoto	25-03-1871	1	7.5	Valparaíso
Terremoto	26-05-1851	1	7.5	Atacama
Terremoto	28-10-1562	3	8.5	Bío-Bío

## 10. Referencias

- Abe, K. (1979), Size of Great Earthquakes of 1837-1974 Inferred from Tsunami Data, *Journal of Geophysical Research*, 84, 1561-1568.
- Alterman Z. Et. Al. 1959, Oscillations of the Earth. *Proc. R. Soc. Lond.*, 252no. 1268, 80-95.
- Ammon, C.J. *et al.*, 2005. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, **308**, 1133–1139.
- Ammon, C. J., T. Lay, H. Kanamori, and M. Cleveland (2011), A rupture model of the great 2011 Tohoku earthquake, *Earth, Planets and Space*.
- Borrero, J. C., 2005. Field survey of northern Sumatra and Banda Aceh, Indonesia after the tsunami and earthquake of 26 December 2004, *Seismol. Res. Lett.* **75** \_3\_, 312–320.
- Cisternas A., 2003. Apuntes sobre tsunamis. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Bejar-Pizarro, M., et al. (2010), Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data, *Geophysical Journal International*, 183, 390-406.
- Comte D., Pardo M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Natural Hazards*, 4, 23-44.
- Dahlen, F. A. and J. Tromp (1998). *Theoretical Global Seismology*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., Monfret, T. 2008. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake Of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic Gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface.
- Z. Duputel, L. Rivera, H. Kanamori, G.P. Hayes, B. Hirsorn and S. Weinstein 2011. Real-time W Phase inversions during the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Earth, Planets and Space*, v. 63, no. 7, p.535-539.
- Z. Duputel, L. Rivera and H. Kanamori. Validation of the W-phase fast source inversion for moderate to large earthquakes (Mw  $\geq$  6.5, 1990 - 2010). ESC 32nd General Assembly, 2010.
- Z. Duputel, L. Rivera and H. Kanamori. W-Phase: Lessons from the February 27, 2010 Chilean Earthquake. 2010 SSA Annual Meeting.
- Z. Duputel, L. Rivera and H. Kanamori, S. Weinstein, B. Hirshorn, H. Vindell. The Mw8.8 Chile earthquake of February 27, 2010: source inversion from the W-Phase for tsunami warning. American Geophysical Union, Chapman conference 2010 in Chile.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A. & Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. geophys. Res.*, 86, 2825-2852.



- Ekstrom, G., Dziewonski, A.M., Maternovskaya N.N. & Nettles, M., 2005. Global seismicity of 2003: centroid-moment-tensor solutions for 1087 earthquakes, *Phys. Earth planet. Inter.*, **148**(1–2), 327–351.
- Gilbert, F., 1971. Excitation of the Normal Modes of the Earth by Earthquake Sources, *Geophysical Journal International* 22, 223–2286.
- Hayes, G.P., Rivera, L. & Kanamori, H., 2009. Source Inversion of the W-phase: Real Time Implementation and Extension to Low Magnitudes, *Seismol. Res. Lett.*, 80, 817–822.
- Kajiura K, 1963. The leading wave of a tsunami. Bulletin of the Earthquake Research Institute (University of Tokyo) 41: 535–571.
- Kajiura K , 1970. Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. Bulletin of the Earthquake Research Institute (University of Tokyo) 48: 835–869.
- Kanamori, H., 1972, Mechanism of Tsunami earthquakes: *Phys. Earth Planet. Int.*, 6, 346–359.
- Kanamori, H., 1993, W Phase: *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1691–1694.
- Kanamori, H., and Kikuchi, M., 1993, The 1992 Nicaragua Earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments: *Nature*, v. 361, 714–716.
- Kanamori, H. and Rivera, L., 2008, Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning: *Geophysical Journal International* 175, 222–238
- Kausel , E., 1986 "Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile". Boletín de la Academia Chilena de Ciencias; Instituto de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, V. 3, N° 1, pp. 8 – 13
- Latter J.H., 1981. Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. Bulletin of Volcanology 44: 467–490.
- Lay, T., Ammon, C.J., Kanamori, H., Koper, K.D., Sufri, O. & Hutko, A.R., 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13301.
- Lomnitz, C., 2004, Major Earthquakes of Chile: A Historical Survey, 1535–1960: *Seismological Research Letters*, v. 75 , no. 3, p. 368–378.
- Monge, J. Estudio de riesgo de tsunami en costas Chilena. Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica.
- Moscoso, E., I. Grevemeyer., Contreras-Reyes, E., E.R. Flueh, Y. Dzierma., W. Rabbel., and M. Thorwart, 2011, Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile Earthquake (Mw=8.8) using wide angle seismic data, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 307, 1–2, 147–155.
- Park, J., T. R. Song, J. Tromp, E. Okal, S. Stein, G. Roullet, E. Clevede, G. Laske, H. Kanamori, P. Davis, J. Berger, C. Braitenberg, M. Van Camp, X. Lei, H. Sun, H. Xu, and S. Rosat, Earth's Free Oscillations Excited by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman Earthquake, *Science*, 308, 1139–1144, 2005.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn E., Campos, J., Asch, G. and Vilotte, J.P. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophys. J. Int.* 182, 1411–1430, 2010.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135–1154.

- Okal, E.A., and Synolakis, C.E., 2004, Source discriminants for nearfield tsunamis, *Geophysical Journal International*, **158**, 899-912.
- L. Rivera, Z. Duputel and H. Kanamori. Recent developments in source inversion by using the W-phase 2010 SSA Annual Meeting.
- Ruegg, et al., The Mw--8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995: First Results from Teleseismic and Geodetic Data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, No. 9, 917-920, 1996.
- Sallarès, V. and C.R. Ranero. (2005). Structure and tectonics of the erosional convergent margin off. Antofagasta, NorthChile (23°30' S), *J. Geophys. Res.*, 110,B6, 6101
- Satake K, 1988. Effects of Bathymetry on Tsunami Propagation Application of Ray Tracing to Tsunamis. *Pure and Applied Geophysics* 126: 27–36.
- Satake, K. Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 21, NO. 23, PAGES 2519-2522, NOVEMBER 15, 1994
- Satake, K., and Y. Tanioka, 1999, Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, 154, 467-483
- Satake, K. 2007, Tsunamis, in *Treatise on Geophysics*, vol. 4, Elsevier, 483-511.
- Scholz, Ch., and Campos, J., "On the Mechanism of Seismic Decoupling and Back arc Spreading at Subduction Zones", *Journal of Geophysical Research*, 100, 22,103-22,115, November 10, 1995
- Scholz, Ch., and Campos, J., The Seismic Coupling of Subduction Zones Revisited
- Synolakis, C. 1987 The Run-up of Solitary Waves. *Journal of Fluids Mechanics*, 185, 523-545.
- Tanioka Y. and Satake K., 1996, Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophysical Research Letters* 23: 861–864
- Ward, S. N., 1980. Relationships of tsunami generation and an earthquake source, *J. Phys. Earth*, 28, 441-474.
- Ward, S. N., 1981. On tsunami nucleation: I. A point source, *J. Geophys. Res.*, 86, 7895-7900.
- Ward, S. N., 1982. On tsunami nucleation: II. An instantaneous modulated line source, *Phys. Earth Planet. Int.*, 27, 273-285.
- Yamazaki, Y., Wei, Y., Cheung, K.F., and Curtis, G.D. (2006). Forecast of tsunamis generated at the Japan-Kuril-Kamchatka source region. *Natural Hazards*, 38(3), 411-435.
- Yamazaki Y, Kowalik Z, Cheung KF. Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and runup. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 2009; 61,473–497.