

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



Análisis del rol temporal de una fuente sísmica en el tsunami generado utilizando  
cuatro casos específicos.

Angela Cristina Carrillo Ponce

Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico

2018



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

Análisis del rol temporal de una fuente sísmica en el tsunami generado utilizando  
cuatro casos específicos.

Angela Cristina Carrillo Ponce

Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico

Profesor guía:  
Dra. M. Ignacia Calisto Burgos

Comisión:  
Dr. J. Arturo Belmonte-Pool Villanueva  
Dr. Andrés Tassara Oddo



Enero, 2018



# Dedicatoria

*A mis padres Javier y María Cristina, por su apoyo incondicional y por siempre alentarme a seguir mis sueños.*



# Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a mi profesora guía, Ignacia, por toda su ayuda brindada durante este tiempo. Haberla elegido como profesora guía fue sin duda la mejor decisión que pude haber tomado.

Quisiera mencionar a mi familia para agradecer todo el apoyo entregado, especialmente a mis padres Javier y María Cristina y a mi hermano Francisco. Fue de vital importancia tener cada abrazo, cada visita, cada palabra de aliento, pero lo más importante, que hayan confiado en mí. Por último pero no menos importante, agradezco a Claudio por haberse cruzado en mi camino, por disfrutar este camino universitario juntos, por cada baile y por estar siempre ahí para sostenerme cuando ya no podía continuar. Espero seguir caminando juntos hacia nuevos destinos.

Quiero agradecer a Thorne Lay y a Marcos Moreno por facilitarme las distribuciones de deslizamiento utilizadas en esta investigación, y al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile por facilitarme datos de batimetría.

Este trabajo es parte de "Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones" (CYCLO), financiado por ICM NC160025.



# Resumen

Existen dos tipos de simulación de tsunami generado por terremotos submarinos, el estático y el temporal. En el estático se simula la liberación de toda la energía de la deformación en un mismo instante, mientras que en el temporal se considera el tiempo de ruptura de cada subfalla del modelo heterogéneo de deformación, por lo que se analiza si la componente temporal juega un rol en la generación del tsunami. Para esto se utilizan tres terremotos tsunami (Nicaragua en 1992, Java en 1994 y Java en 2006) y un terremoto de larga duración (Valdivia en 1960). Los terremotos tsunami son elegidos debido a que en *Todorovska y Trifunac, 2001* se muestra que los terremotos que poseen baja velocidad de ruptura son capaces de lograr tsunami que sufren amplificación de olas durante su propagación. Valdivia fue elegido porque en *Cifuentes y Silver, 1989* se muestra su función temporal de deslizamiento mostrando una ruptura de 1500 segundos, por lo que se analiza si la larga duración afecta a la interferencia de ondas al considerar el modelo temporal. La simulaciones se logran con datos de *Ye et al., 2016* y *Moreno et al., 2009*.

La primera parte de esta investigación correspondiente a los terremotos tsunami muestra que ellos no presentan diferencias significativas entre ambas señales dado que las rupturas son cortas tanto espacial como temporalmente, con diferencias de amplitud máximas de 1 centímetro y diferencias de tiempos de llegada de máximo 2.7 minutos. Además, los registros no reproducen el mismo orden de magnitud registrado por lo que se infiere que la causa probable de los grandes registros de los terremotos tsunami no tiene relación con la velocidad lenta de ruptura sino que puede tener relación con el tipo de margen en que se llevan a cabo dando paso a algún mecanismo generador como deslizamientos de tierra submarinos, splay faults, entre otros.

La segunda parte de la investigación se basa en el tsunami generado por el terremoto de Valdivia, cuya distribución de deslizamiento temporal es construida a partir de la función temporal entregada por *Cifuentes y Silver, 1989*. En este caso el modelo temporal sí muestra diferencias significativas tanto en amplitud y hora de llegada. Hacia el norte y sur de la falla los mareogramas muestran amplitudes máximas muy similares entre señales y las diferencias que hay con los registros alcanzan hasta alrededor de un metro de amplitud, mientras que los ubicados al centro de la falla alcanzan diferencias en amplitud de hasta 7 metros con la observación, y hasta 70 centímetros entre señales.

La tercera y última parte de la investigación consiste en propagar el tsunami de Valdivia hasta las islas de Hawaii para comparar las horas de llegada de cada modelo de ruptura con las horas registradas por mareógrafos operativos en ese momento publicados por *Symons y Zetler, 1960*. En este caso el modelo temporal reproduce mucho mejor los resultados que el estático, alcanzando diferencias de a lo más 11 minutos, mientras que el modelo estático alcanza diferencias de incluso 32 minutos. Las máximas amplitudes muestran que en los primeros dos mareógrafos el modelo estático tiene menor diferencia con los registros y el modelo temporal tiene menor diferencia para los últimos dos mareógrafos.



# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.0.1. Hipótesis . . . . .	2
1.0.2. Objetivos . . . . .	2
<b>2. Marco teórico</b>	<b>3</b>
2.1. Terremotos . . . . .	3
2.1.1. Terremotos lentos . . . . .	3
2.1.2. Terremotos tsunami . . . . .	4
2.1.3. Terremotos $M > 9$ . . . . .	8
2.2. Tsunami . . . . .	11
2.2.1. Generación . . . . .	11
2.2.2. Propagación . . . . .	13
2.2.3. Inundación . . . . .	14
<b>3. Metodología</b>	<b>17</b>
3.1. Datos y software utilizado . . . . .	17
3.2. Construcción de la fuente sísmica . . . . .	17
3.2.1. Asignación de parámetros . . . . .	19
3.3. Grillas . . . . .	22
<b>4. Resultados</b>	<b>25</b>
4.1. Terremotos tsunami . . . . .	25
4.2. Terremoto de Valdivia . . . . .	36
4.2.1. Campo cercano . . . . .	37
4.2.2. Campo lejano . . . . .	47
<b>5. Discusión</b>	<b>53</b>
<b>6. Conclusiones</b>	<b>57</b>



# Capítulo 1

## Introducción

Un tsunami es un fenómeno no ajeno a la sociedad, debido a la gran ocurrencia de ellos alrededor del mundo. Existen diversas zonas más propensas que otras a presenciar este tipo de eventos por el hecho de que se generan con mayor probabilidad a causa de terremotos, y nuestro planeta tiene una corteza compuesta de placas tectónicas cuyos bordes convergentes colisionan constantemente. Un tsunami es una ola de mar de origen local o distante que resulta de desplazamientos del fondo oceánico de gran escala asociados con grandes terremotos, deslizamientos o explosiones de islas volcánicas. Es decir, se genera por perturbaciones del fondo oceánico que impulsan y desplazan verticalmente una columna de agua dando origen a un frente de ondas, cuyas longitudes son del orden de cientos de kilómetros y tienen alturas menores a un metro en agua profunda. Los períodos varían desde minutos hasta la hora, se propagan a gran velocidad en todas las direcciones desde la zona de origen, y al acercarse a la costa, las alturas pueden ser muy grandes (*Wiegel, 1970; Satake, 2002*). La forma con la que llega un tsunami a la costa depende de varios factores como lo son la magnitud del fenómeno causante, la dimensión y período de las olas, la configuración que tenga dicha costa, la batimetría del medio de propagación, la topografía de la superficie que alcanza, obstáculos, etc, pues todo eso influye en el impacto que tenga el mencionado frente de ondas al llegar a la costa.

Para la simulación de tsunamis generados por terremotos se utilizan dos tipos de modelo, el estático y el temporal. La diferencia radica en que el modelo estático considera una ruptura de la falla de manera instantánea a lo largo de toda el área de ruptura mientras que el modelo temporal considera el tiempo de ruptura de cada subfalla que comprende a la falla general. Además, el modelo estático es ampliamente utilizado ya que necesita mucho menos recursos computacionales y se puede realizar con la primera solución de la fuente sísmica.

En la literatura se han encontrado algunos casos donde la forma de onda del tsunami se comporta de una manera distinta a la esperada, por ejemplo, el terremoto de Nicaragua en 1992 (*Kanamori y Kikuchi, 1993*). *Todorovska y Trifunac, 2001* mostraron simulaciones numéricas de una fuente virtual en la que una ola de tsunami puede presentar amplificación en su propagación alcanzando mayor altura que la esperada de sus ondas sísmicas. Han habido casos en donde las olas generadas son muy grandes para la cantidad de energía liberada en el terremoto, por ejemplo, Java en 1994 (*Abercrombie et al., 2001*), lo cual será analizado con el propósito de ver si las velocidades lentas de ruptura juegan algún rol en las alturas de ola alcanzadas. Además, se incorporará el estudio de si el hecho de que la fuente sísmica sea de larga duración aporta alguna diferencia entre modelos estáticos y temporales. Para lo último se analizará como caso específico el terremoto de Valdivia de 1960.

### 1.0.1. Hipótesis

La hipótesis de esta investigación es que las olas de tsunami se verán afectadas por diferentes características del evento en términos de velocidades y duración de la ruptura. Para los terremotos tsunami, las olas del tsunami generado bajo el modelo temporal de ruptura serán diferentes debido a amplificaciones de ola producto de que las velocidades de tsunami y las de deformación serán similares. En el terremoto de larga duración, las olas del tsunami generado bajo el modelo temporal de ruptura serán diferentes debido a interferencias producto de las rupturas tardías.

### 1.0.2. Objetivos

#### Objetivo general

- Analizar el cambio en la señal del tsunami al considerar los factores de velocidad de ruptura y duración de ruptura en un modelo temporal y compararlo con un modelo estático utilizando los terremotos de Nicaragua en 1992, Java en 2004, Java en 2006 y Valdivia en 1960.

#### Objetivos específicos

- Simular tres tsunamis producidos por los terremotos tsunami de Nicaragua en 1992, Java en 1994 y Java en 2006 utilizando el modelo estático y el modelo temporal de ruptura.
- Simular el tsunami de larga duración de Valdivia en 1960 utilizando el modelo estático y el modelo temporal de ruptura.
- Hacer una comparación de amplitudes modeladas con observaciones para cada uno de los tsunamis simulados.
- Propagar el tsunami de Valdivia hasta Hawaii para comparar las horas de llegada con registros reales.

# Capítulo 2

## Marco teórico

### 2.1. Terremotos

Un terremoto es una ruptura repentina de una falla incrustada en la corteza. Esta ruptura hace que se radién ondas elásticas hacia la superficie de la tierra haciendo vibrar el suelo. La vibración asociada tiene un espectro de frecuencias muy amplio, yendo desde decenas de hertz a cientos de segundos. En el registro de esta vibración, las componentes de períodos mayores son menos visibles y no son reconocibles. Dependiendo del tipo de ruptura, el contenido de frecuencia predominante es diferente. Existen tipos de ruptura que tienen componente predominante en el sismograma de largo período, y estos tipos de ruptura son denominados *terremotos lentos*, los cuales tienen una duración mucho mayor que un terremoto normal y radían mucho menos energía (*Kato, 1989*).

#### 2.1.1. Terremotos lentos

Existe una clasificación de terremotos relacionada directamente con su velocidad de ruptura. Los terremotos comunes poseen una velocidad en el rango de 1 km/s y 10 km/s. En este caso las dislocaciones asociadas se propagan con velocidades aproximadas a las de cizalle en el medio. Cuando la velocidad del terremoto está en el rango de 0.1 km/s y 1 km/s se dice que el terremoto es lento (*Ide et al., 2007; Todorovska y Trifunac, 2001*), el cual puede consistir de uno o varios eventos de alta velocidad (lo cual produce el tren usual de ondas de alta frecuencia) con largos retrasos entre eventos sucesivos acompañados de deslizamiento que puede contribuir a altas amplitudes. Cuando la velocidad de ruptura está bajo los 0.1 km/s y sobre 0.01 km/s se dice que el terremoto es silencioso (*Ide et al., 2007; Todorovska y Trifunac, 2001*).

Una prueba de la existencia de estos eventos fue realizada comparando la tasa de liberación de momento en zonas de subducción. Si todo el esfuerzo acumulado a lo largo de la interfaz de la placa es liberado mediante energía sísmica, entonces lo lógico sería que el momento liberado al ocurrir un terremoto sea igual al momento acumulado. Para esto, en un estudio se examinó dicha hipótesis encontrando que el momento total liberado por terremotos a lo largo de la interfaz de la placa es mucho menor que el momento total acumulado en el período intersísmico, lo cual significa que existen otros procesos lentos desconocidos que liberan el momento restante (*Kawasaki et al., 2001*). Cuando estos procesos lentos ocurren en el fondo marino y son capaces de generar un tsunami mucho más grande que el esperado de sus ondas sísmicas se denominan *terremotos tsunami* (*Kanamori, 1972*).

## 2.1.2. Terremotos tsunami

El concepto de *terremotos tsunami* fue introducido en la literatura por H. Kanamori en el año 1972, cuando publicó una investigación acerca del mecanismo de este tipo de terremotos. Este concepto es definido como un terremoto que excita tsunami mucho más grandes que los esperados de sus ondas sísmicas. Una forma de clasificar un terremoto como terremoto tsunami es cuando existe una diferencia significativa entre la magnitud de momento  $M_w$  y la magnitud de superficie  $M_s$ , donde  $M_w$  se relaciona con la cantidad de energía liberada mientras que  $M_s$  tiene que ver directamente con la amplitud de la onda superficial (*Kanamori, 1972*). Kanamori indicó que la gran discrepancia entre ondas sísmicas y de tsunami puede deberse a procesos de ruptura largos y lentos. La deformación lenta anormal en la fuente de este tipo de eventos podría ser una manifestación de viscoelasticidad de una zona débil bajo el margen interno de las fosas (*Kanamori, 1972*).

Cuando los terremotos tsunami fueron por primera vez reconocidos, se pensó que la causa de la deficiencia de energía de corto período era el deslizamiento lento en las interfaces de subducción (*Kanamori, 1972*), pero más tarde se sugirió que una causa de estos eventos fuese una falla con alto dip ubicada en el prisma de acreción (*Fukao, 1979*), pues el deslizamiento vertical en una falla empinada se considera más favorable para la generación de un tsunami.

De los registros de terremotos tsunami la mayoría se pensaba en tener relación con presencia de sedimentos en el prisma de acreción (el prisma de acreción corresponde a la capa superior de material en una placa tectónica, con sedimentos que se acumulan y deforman donde las placas continental y oceánica colisionan. Estos sedimentos son arrastrados de la parte superior de la corteza oceánica subductante y son adheridos al borde la placa continental (<https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=accretionary%20wedge>)), pero se descubrió que en otros terremotos tsunami había una ausencia de sedimentos en sus fosas respectivas (*Kanamori y Kikuchi, 1993*). Es por esto que se han sugerido dos tipos de terremotos tsunami (ver Figura 2.1):

- **De margen acrecionario:** El primer tipo corresponde a aquellos que ocurren en fosas con grandes montos de sedimento y en el prisma de acreción. En este caso, aunque la ruptura pueda no alcanzar el fondo oceánico, un hundimiento ocasional podría ser el responsable de causar un terremoto tsunami tan grande.
- **De margen no-acreccionario:** El segundo tipo es el que ocurre en zonas de subducción sin grandes montos de sedimento. En estas zonas los sedimentos están completamente subducidos y la interfaz de placa está llena de sedimentos suaves (*Von Huene y Scholl, 1991*). En este caso, el slip puede extenderse hasta la superficie, rompiendo a través de una interfaz de placa relativamente débil llena de sedimentos.

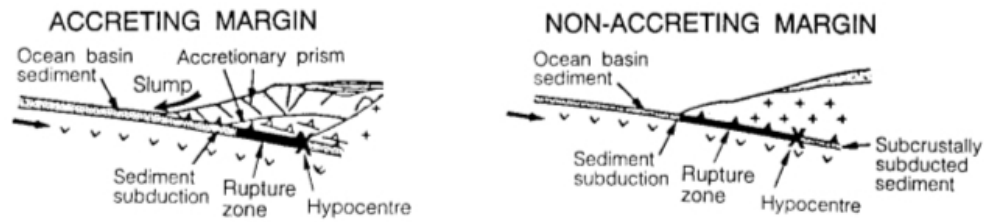


Figura 2.1: Se muestran los dos tipos de lugares donde podrían ocurrir terremotos tsunamis, un margen acrecionario (izquierda) y un margen no acrecionario (derecha). En el margen acrecionario los terremotos inversos pueden no romper completamente debido a la presencia de sedimentos, pero tal como se ilustra, puede haber un hundimiento de estos sedimentos que cause grandes tsunamis. En el margen no acrecionario se ve que los sedimentos están completamente subducidos en la corteza continental, por lo que la causa de los tsunamis es la ruptura lenta que se extiende por toda la falla hasta el final de la fosa (*Kanamori y Kikuchi, 1993*).

Dentro de los casos que cumplen con la clasificación de terremotos lentos y terremotos tsunami están el terremoto de Nicaragua de 1992 y los de la zona de Java de los años 1994 y 2006. Estos eventos fueron elegidos debido a la rápida disponibilidad de datos y serán parte del análisis del rol de las rupturas dependientes del tiempo para ver si efectivamente es la ruptura lenta lo que podría estar gatillando un tsunami tan grande. A continuación se revisarán los detalles y características más importantes de los eventos mencionados.

## Nicaragua 1992

El 02 de septiembre de 1992 a las 00 : 16 horas UTC (18 : 16 hora local) un terremoto de magnitud  $M_w$  7.6 afectó la zona de Nicaragua. Se le estimó una ruptura de 100 segundos con velocidad de ruptura alrededor de  $1.6 \text{ km/s}$  (*Ye et al., 2016*). El terremoto fue de nivel moderado y alrededor de 45 minutos después un devastador tsunami con alturas entre 4 y 10 metros alcanzó las costas de dicha zona provocando grandes daños (<http://web-geofisica.ineter.gob.ni/tsunami/tsu-nic92.html>). Esta magnitud de altura de olas fue mucho mayor que la esperada para un terremoto de tal magnitud sísmica, y la gran diferencia entre  $M_w$  y  $M_s$  lo clasifica como un terremoto tsunami. Al momento del terremoto no existía aún la red sísmica INETER (Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales) y las únicas dos estaciones sísmicas existentes detectaron el terremoto pero no había personal presente para procesar la información (<http://web-geofisica.ineter.gob.ni/tsunami/tsu-nic92.html>). Se tiene en los datos al menos 168 personas fallecidas y 68 perdidas. A lo largo de la costa se estiman al menos 1300 casas y 185 botes de pesca destruidos con un daño total estimado entre 20 y 30 millones de dólares ([https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1992\\_09\\_02.php](https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1992_09_02.php)).

Fue un proceso inverso ocurrido en la zona de subducción formada por las placas Cocos y Norteamericana (ver Figura 2.2). La ausencia de sedimentos en la interfaz de placas permitió que el deslizamiento se propague por toda la falla en dirección del dip hasta alcanzar la superficie del suelo oceánico y genere un gran tsunami. Si bien había ausencia de sedimentos en la interfaz, existían sedimentos subducidos en la placa Norteamericana. Estos sedimentos incrustados fueron responsables de la lenta ruptura (*Kanamori y Kikuchi, 1993*). Una característica importante de este evento es que fue el primer terremoto tsunami capturado por redes sísmicas modernas de banda ancha. En el Cuadro 2.1 se especifican los parámetros más relevantes del terremoto entregados por el catálogo Global CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>).

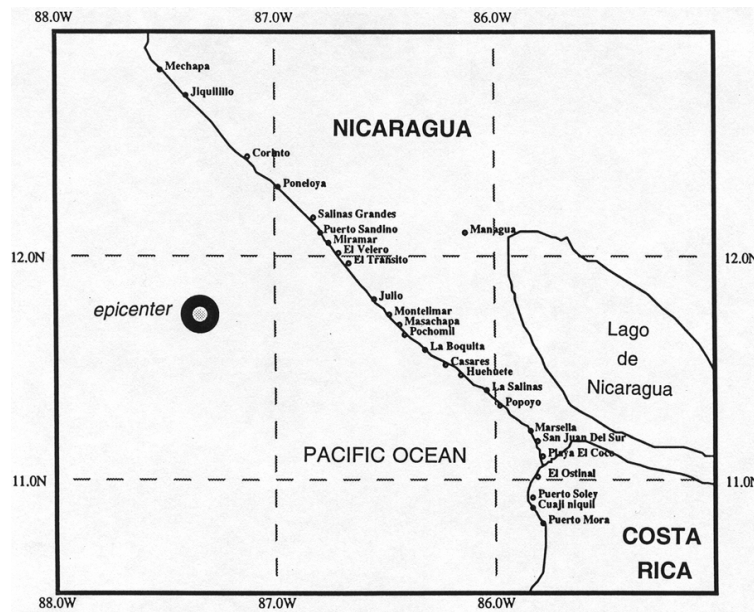


Figura 2.2: En la imagen se muestra un mapa con la ubicación de la zona donde ocurrió el terremoto de Nicaragua de 1992. El círculo grande muestra el epicentro del evento. (Imagen: <http://www.drgeorgepc.com/Tsunami1992Nicaragua.html>).

Parámetros	Valor
Latitud	11,2°N
Longitud	272,19°
Mw	7,6
Ms	7,2
Strike	303°
Dip	12°
Rake	91°
Profundidad	15 km

Cuadro 2.1: Parámetros asociados a la falla del terremoto de Nicaragua en 1992. Los parámetros han sido extraídos del catálogo Harvard Centroid Moment Tensor (CMT). (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)

## Java 1994

El 2 de junio de 1994 a las 18 : 18 horas UTC (3 de junio, 1 : 18 hora local) ocurrió un terremoto en la costa suroeste de Java, cercano al final de la fosa de Java en el océano Índico. A partir de ésto se generó un devastador tsunami que golpeó la zona sureste de Java y se extendió hacia el suroeste de Bali (ver Figura 2.3). La duración de ruptura se estimó en 85 segundos y una velocidad de ruptura de 2 km/s (Ye et al., 2016). Una característica de este evento es que no tuvo un movimiento fuerte del suelo por lo cual los residentes locales no tuvieron ningún previo aviso de la catástrofe que estaba por venir. El runup (concepto que será explicado en el siguiente capítulo) medido a lo largo de la costa sureste de Java tiene un rango entre 1 y 14 metros, mientras que el runup medido a lo largo de la costa suroeste de Bali varía entre 1 y 5 metros (<https://earthweb.ess.washington.edu>).

En el Cuadro 2.2 se puede ver la gran diferencia entre  $M_w$  y  $M_s$  (lo cual cataloga el evento como un terremoto tsunami) además de los parámetros más relevantes del terremoto entregados por el catálogo Global CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). El tsunami costó la vida de alrededor de 200 personas, dejó a 400 heridos y 1000 casas destruidas (*Synolakis et al., 1995*). Con respecto al proceso sísmico involucrado, éste fue un terremoto inverso ocurrido en la zona de subducción formada por las placas Australiana y Sunda.

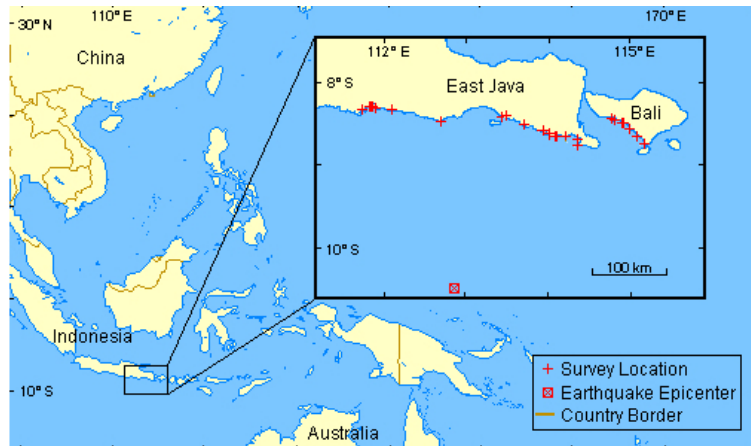


Figura 2.3: Zona de Java. En la imagen se ve un acercamiento al área, donde las cruces en rojo indican ubicaciones donde se han hecho estudios relacionados al trabajo del equipo (*Synolakis et al., 1995*). (Imagen: <https://earthweb.ess.washington.edu/tsunami/specialized/events/eastjava/eastjava.html>).

Parámetros	Valor
Latitud	10,75° S
Longitud	113,14°
M <sub>w</sub>	7,8
M <sub>s</sub>	7,2
Strike	278°
Dip	7°
Rake	89°
Profundidad	15 km

Cuadro 2.2: Parámetros asociados a la falla del terremoto de Java en 1994. La longitud está en el formato de 0° a 360°. Los parámetros han sido extraídos del catálogo Harvard Centroid Moment Tensor (CMT). (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)

## Java 2006

Este terremoto tuvo lugar el 17 de julio del 2006 a las 2 : 19 horas UTC (15 : 19 hora local) en la fosa de Java. El proceso sísmico involucrado fue de tipo inverso ocurrido en la zona de subducción formada por las placas Australiana y Sunda. La ruptura se dio en la parte más superficial del borde de placa, alrededor de unos 50 kilómetros al norte de la fosa de Java (ver Figura 2.4.) La velocidad de ruptura fue de aproximadamente 1.25 *km/s*, teniendo una duración de 185 segundos (*Ye et al., 2016*). El tsunami generado por este terremoto tuvo altura de runup entre 5 y 8 metros,

lo cual en comparación a su magnitud  $M_s$  de 7.2 lo clasifica en un terremoto tsunami (*Ammon et al., 2006*). En el Cuadro 2.3 se especifican los parámetros más relevantes del terremoto entregados por el catálogo Global CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>).

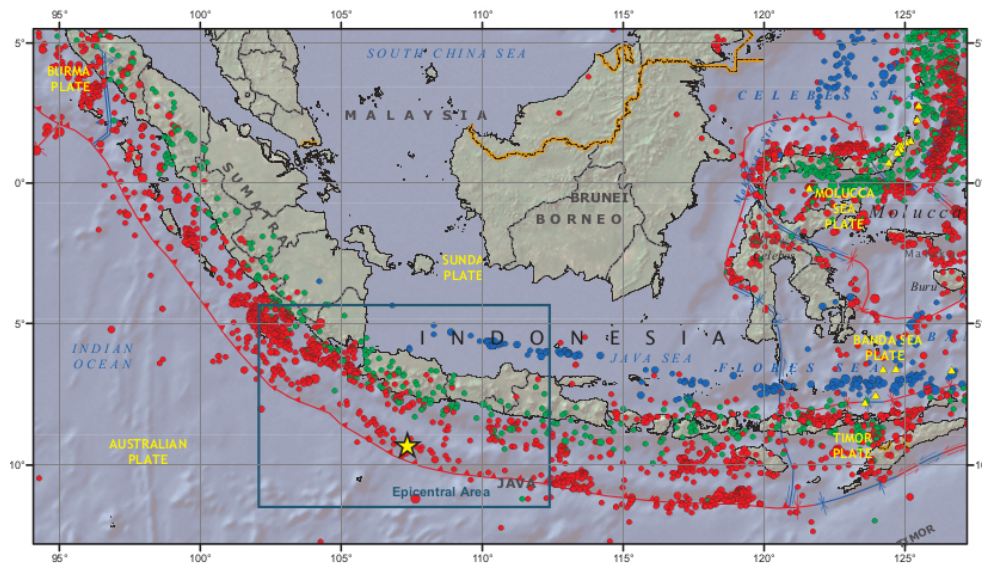


Figura 2.4: Mapa de la zona de Indonesia junto con la sismicidad regional. El cuadro azul indica el área de ruptura mientras que la estrella es el epicentro. (Imagen: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2006/20060717.php>).

Parámetros	Valor
Latitud	10,28°S
Longitud	107,78°
Mw	7,7
Ms	7,2
Strike	290°
Dip	10°
Rake	102°
Profundidad	20 km

Cuadro 2.3: Parámetros asociados a la falla del terremoto de Java en 2006. La longitud está en el formato de 0° a 360°. Los parámetros han sido extraídos del catálogo Harvard Centroid Moment Tensor (CMT). (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)

### 2.1.3. Terremotos $M > 9$

Debido a su gran liberación abrupta de energía son la fuente tsunamigénica más probable. Los terremotos de este tamaño tienen una duración de ruptura mucho mayor por lo que la fuente sísmica temporal puede jugar un rol muy importante en el tsunami generado.

## Valdivia 1960

Conocido como el mayor terremoto registrado en el mundo, tuvo lugar el 22 de mayo de 1960 en el sur de Chile. Su proceso sísmico estuvo relacionado con la subducción entre las placas Nazca y Sudamericana. Tuvo una magnitud de momento de 9.5 y una profundidad de 25 km ([www.earthquake.usgs.gov/earthquakes/](http://www.earthquake.usgs.gov/earthquakes/)). Este evento tuvo un precursor de baja frecuencia 1150 segundos antes del golpe principal. Dicho antecedente fue publicado por [Cifuentes y Silver, 1989](#), quienes analizaron 8 sismogramas de largo período con componentes verticales, registrados en estaciones de Pasadena y Berkeley, California. La estrategia de ellos fue comenzar asumiendo que el evento no es distinto a otros, excepto por su tamaño. Así, se adoptó un modelo de fuente simple basado en el modelo de Haskell, el cual ha sido muy exitoso en la caracterización de las propiedades cinemáticas de muchos terremotos. Considerando entonces 10 fuentes puntuales equiespaciadas y situadas de norte a sur se encuentra la distribución de deslizamiento mediante una inversión de mínimos cuadrados para estimar los 10 momentos  $M_n$  de las fuentes puntuales. Mediante una variación de velocidad de ruptura promedio se llegó a que la que daba mejor resultado (tenía menor varianza) fue la velocidad de 3.5 km/s. El deslizamiento asociado con cada fuente puntual es directamente proporcional al momento, dado que se asumió un mecanismo de fuente, área de ruptura y módulo de cizalle igual para todas las fuentes. La distribución entonces indica que el deslizamiento es aproximadamente constante en la mitad norte de la falla y que aumenta en la mitad sur de la misma. Además, el deslizamiento parece decrecer al final sur de la falla, el cual está cerca de la intersección de la dorsal de Chile con la fosa Perú-Chile.

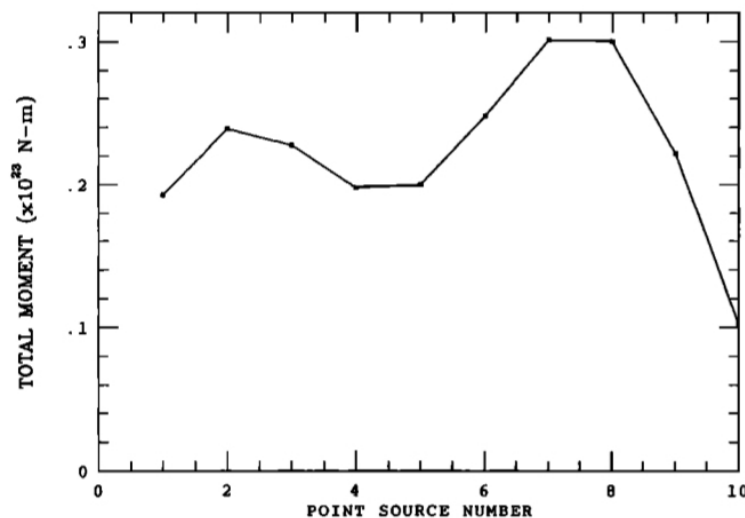


Figura 2.5: Distribución de deslizamiento obtenida de la inversión: momentos de las fuentes puntuales individuales. Tomando en cuenta que las fallas puntuales desde 1 a 10 están situadas en dirección norte a sur, se ve que en la mitad norte de la falla el deslizamiento es aproximadamente constante y aumenta en la mitad hacia el sur. La disminución del deslizamiento hacia el final sur de la falla se atribuye a la presencia del punto triple ([Cifuentes y Silver, 1989](#)).

Para reproducir la función temporal de deslizamiento es necesario tener una función que indique el tiempo de ruptura de los deslizamientos involucrados. El modelo de Haskell se ajusta a las características generales de amplitud y espectro de fase pero no muy bien a las discontinuidades de la señal. Es por esto que [Cifuentes y Silver, 1989](#) concluyeron que la única manera de

considerar estas características es permitiendo a la función temporal incluir episodios discretos de deslizamiento. El modelo más exitoso indica que el terremoto de Valdivia de 1960 se compuso de tres distintos eventos: un precursor con momento sísmico de  $1,9 \times 10^{23} Nm$ , tiempo de inicio de 1150 segundos antes del golpe principal, un golpe principal de momento  $3,2 \times 10^{23} Nm$  y un evento afterslip con momento  $0,4 \times 10^{23} Nm$  comenzando 350 segundos después del golpe principal. La mayoría de la radiación de baja frecuencia durante el golpe principal comenzó unos 50 segundos después del tiempo de origen de corto período, aunque el modelo indica que un pequeño monto de deslizamiento observado sólo a bajas frecuencias pudo haber comenzado 150 segundos más temprano.

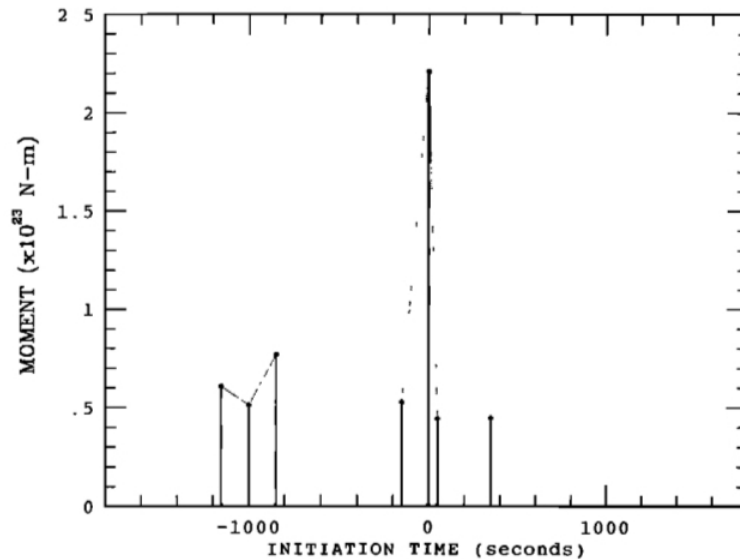


Figura 2.6: Proceso de fuente del golpe principal del gran terremoto de Valdivia, 1960: Precursor, golpe principal y afterslip. Aquí se muestran los tiempos asociados a cada evento que compone el terremoto, siendo el tiempo cero el correspondiente al golpe principal (*Cifuentes y Silver, 1989*).

De los resultados de este estudio se tiene que los tres eventos encontrados tienen una duración de 1500 segundos (desde el precursor hasta el afterslip) y que el precursor ocurrió dentro de un área ubicada en el norte de la falla, la cual corresponde a la intersección de la falla del terremoto del 22 de mayo de Valdivia en 1960 con la falla del terremoto del 21 de mayo del mismo año ocurrido cerca de Concepción (*Cifuentes, 1989*). Además, el golpe principal comenzó al norte de la falla, es decir, en el mismo lugar donde se gatilló el evento precursor. Luego del golpe principal se observa además un aftershock 350 segundos después (*Cifuentes, 1989; Cifuentes y Silver, 1989*) pero no se posee información del lugar en que ocurrió. Como el aporte en momento sísmico es bajo, y por consecuencia el deslizamiento es bajo, no se le asociará un proceso temporal específico como fue hecho para el precursor del evento. A partir de esta información se construirá el modelo de fuente temporal para poder simular el tsunami, pero los detalles serán explicados en el siguiente capítulo.

## Sumatra 2004

El 26 de diciembre de 2004 ocurrió un terremoto de magnitud de momento 9.1 producto de la subducción entre las placas Indoaustraliana y las microplacas Burma y Sunda. Este evento tuvo una ruptura que comenzó con una lenta propagación (aproximadamente 1.3 km/s) y que luego aceleró llegando a la cifra de 3.3 km/s cerca de las islas Nicobar (*Ammon et al., 2005*). Otra característica importante es que la duración de la ruptura fue de alrededor de 600 segundos, lo cual lo cataloga dentro de los terremotos más largos registrados (*Ammon et al., 2005*). Estos antecedentes pueden ser clave al momento de comparar los modelos estáticos y temporales. El análisis de este evento en particular queda como sugerencia para una próxima investigación.

## 2.2. Tsunami

Los tsunamis son ondas de mar de largo período causadas por un movimiento abrupto del fondo marino. La vida de un tsunami consta de tres fases o procesos que son la generación, propagación e inundación. A continuación se describe lo más importante de cada una de estas fases.

### 2.2.1. Generación

Si bien un tsunami tiene diversas causas, como deslizamientos de tierra e incluso explosiones volcánicas, los terremotos submarinos son la fuente más probable. En el ciclo sísmico existe un período de acumulación de esfuerzo en el borde de las placas. Cuando ese esfuerzo ya no puede ser contenido se produce una ruptura de la falla, lo cual hace que el suelo oceánico sufra levantamiento o subsidencia, entonces parte de la energía sísmica se transfiere a una columna de agua y por ende, a la superficie del agua creando un tsunami. Considerando entonces a los terremotos submarinos como fuente generadora, la deformación repentina del fondo oceánico es calculada a partir de los parámetros de la fuente sísmica (*Okada, 1985*).

### Modelo de falla elástico

*Okada, 1985* presentó un modelo en base a la teoría elástica. El modelo describe cuáles son las observaciones de desplazamiento en superficie que se obtendrían si se generase un movimiento en profundidad debido a una dislocación elástica, donde los movimientos generados por dicha dislocación se propagan en un semiespacio elástico homogéneo. Considerando la Figura 2.7, la falla tiene un largo  $L$  y un ancho  $W$ . El strike corresponde al ángulo horario con respecto al norte, el dip es el ángulo que define la inclinación de la falla y el rake es el ángulo antihorario medido con respecto al strike y apunta hacia el vector de deslizamiento llamado vector de Burger. Dicho vector corresponde a la composición de las 3 componentes del deslizamiento,  $U_1$  que es la componente strike-slip,  $U_2$  correspondiendo a dip-slip y  $U_3$  a la componente ténsil. Cabe mencionar que la componente ténsil es normal al plano de falla. Por lo tanto, una dislocación queda determinada por cuatro ángulos, strike ( $\phi$ ), dip ( $\delta$ ), rake ( $\theta$ ) y el ángulo entre el vector de Burger y el plano de falla ( $\gamma$ ).

$$\begin{aligned} U_1 &= |\vec{D}| \cos(\gamma) \cos(\theta) \\ U_2 &= |\vec{D}| \cos(\gamma) \sin(\theta) \\ U_3 &= |\vec{D}| \sin(\gamma) \end{aligned}$$

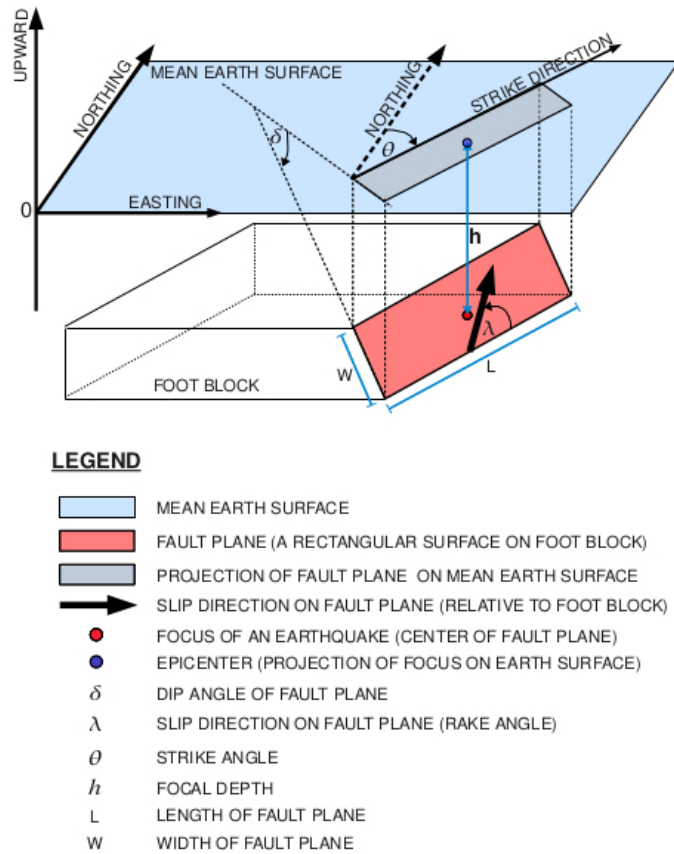


Figura 2.7: Plano de falla y parámetros asociados (*Wang, 2009*).

El software utilizado en esta investigación es COMCOT v1.7 (*Wang, 2009*) el cual considera que la deformación de la superficie del agua es idéntica a la deformación del suelo oceánico. Bajo esta premisa es muy importante la buena estimación de los parámetros de falla para poder recrear correctamente el tsunami. Dentro de estos parámetros se incluirá además el tiempo de ruptura de cada subfalla ya que éste también se refleja en el comportamiento del tsunami. Este software utiliza el método de salto de rana de diferencias finitas para resolver las ecuaciones de aguas someras lineales (para aguas profundas) y no lineales (cerca de la costa) en coordenadas esféricas (para aguas profundas) y en coordenadas cartesianas (cerca de la costa). Los parámetros que utiliza COMCOT son el epicentro, profundidad, largo y ancho de la falla, deslizamiento, ángulos de strike, dip y rake. Además, se debe cumplir con la condición de Courant al elegir un paso de tiempo  $\Delta t$ , la cual establece que

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{max}}}$$

donde  $\Delta x$  es la distancia de cada punto de la grilla,  $g$  es la aceleración de gravedad y  $h_{max}$  es la máxima profundidad.

### 2.2.2. Propagación

Para caracterizar la propagación del tsunami en aguas profundas se tiene en claro que la linealidad juega el rol más importante debido a que la profundidad del agua es mucho mayor que la amplitud (*Eze et al., 2009*). En este caso, la altura de las olas es generalmente menor a 1 metro, entonces se desprecian los términos de advección, y las ecuaciones que mejor representan la situación son las ecuaciones de aguas someras lineales.

La ecuaciones de aguas someras lineales de generación de un tsunami debido a una pequeña deformación del fondo oceánico en un océano homogéneo de profundidad constante  $H$ , despreciando el estrés en la superficie y el fondo, la fuerza de Coriolis y los términos viscosos, puede ser expresada por:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gH \nabla^2 \eta = 0$$

donde  $\eta$  representa el desplazamiento vertical de la superficie del agua,  $g$  es la aceleración de gravedad,  $H$  es la profundidad del agua y  $t$  es el tiempo transcurrido.

Considerando la ecuación en 1 dimensión, se tiene

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0$$

Esta última ecuación tiene la forma de ecuación de onda, para lo cual se puede introducir una solución de la forma  $\eta = e^{i(kx - \omega t)}$ . La ecuación se cumple si y sólo si

$$\omega = k\sqrt{gH}$$

donde  $\omega$  es la frecuencia de la onda y  $k$  es el número de onda.

Utilizando la teoría de ondas superficiales, la relación de dispersión es

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

Esta relación muestra que las ondas del tsunami deben ser mucho mayores que la profundidad del océano para que la consideración como ondas someras sea válida. Esto se cumple dado que en el océano la profundidad es  $O(10^3 \text{ m})$ , mientras que las longitudes de onda de tsunami varían entre  $O(10^4 - 10^6 \text{ m})$ .

#### Velocidad de tsunami

La velocidad de fase de una onda es la velocidad a la que se propaga su energía. Para ondas no dispersivas la velocidad de fase  $c_f$  está dada por

$$c_f^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \tanh \frac{2\pi H}{\lambda}$$

Dado que  $H \ll \lambda$  la expresión anterior se puede reescribir como

$$c_f = \sqrt{gH}$$

Una característica importante de la propagación es que la velocidad del tsunami depende únicamente de la profundidad (ver Figura 2.8). Por otro lado, la velocidad de grupo de una onda se define como

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

Utilizando la relación de dispersión, se obtiene que

$$c_g = \sqrt{gH}$$

Finalmente se obtiene que para ondas no dispersivas  $c_f = c_g$ , es decir, las crestas de la onda viajan a la misma velocidad que se propaga la energía.

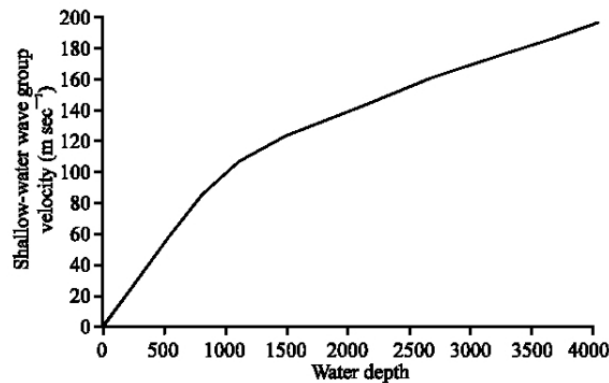


Figura 2.8: Variación de la velocidad de grupo de un tsunami con respecto a la profundidad del océano (*Eze et al., 2009*)

### 2.2.3. Inundación

Esta fase, si bien no es simulada en esta investigación, se describe de igual forma para tener claro el concepto de altura run-up que fue mencionado en el apartado anterior. Cuando las olas llegan a la costa poseen mayor amplitud y menor velocidad, debido al cambio en la profundidad. En este caso, como la altura de la ola aumenta y la longitud de onda disminuye, las no-linealidades no pueden ser despreciadas y se deben aplicar las ecuaciones de aguas someras no lineales para describir el proceso. Los parámetros de las olas en este punto van a depender de la fuente y de la batimetría y geometría del lugar. Como el agua contiene sedimentos que son arrastrados con la fuerza de la misma ola y además existen otros obstáculos que cambian los parámetros de la propagación (pendientes del suelo, árboles, rompeolas, etc) hacer simulaciones detalladas se vuelve más costoso, lo cual se puede solucionar mediante el uso de grillas anidadas. Para analizar la llegada de la ola se realizan mapas de inundación considerando las estimaciones de run-up. La altura run-up se define como la altura vertical que alcanza el agua sobre el nivel del mar en el máximo punto de inundación (R en la Figura 2.9). La medida claramente depende del tipo de onda y de las pendientes locales del fondo marino, por lo cual es una medida dependiente del sitio. El máximo punto de inundación es la penetración tierra adentro, la cual mide la máxima distancia horizontal tierra adentro desde la línea de costa hasta la marca de inundación.

Para obtener una solución en esta fase del tsunami, se asume una forma simple para la topografía del fondo oceánico (ver Figura 2.9).

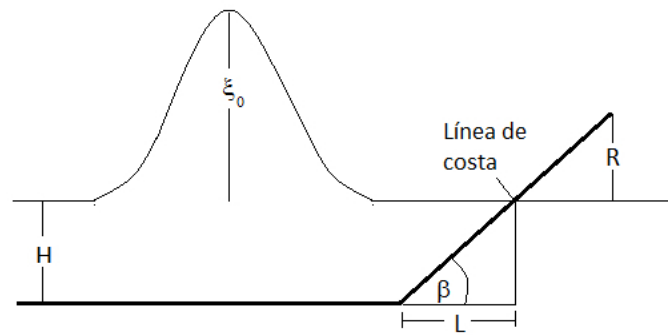


Figura 2.9: Modelo del océano con profundidad e inclinación uniforme en mar abierto y en la región costera respectivamente.  $\xi$  representa la variable espacio-temporal de la deformación superficial del agua,  $H$  es la profundidad del agua y  $\beta$  es el ángulo de inclinación del fondo oceánico.



# Capítulo 3

## Metodología

En este capítulo se explicará el procesamiento de datos para llevar a cabo las simulaciones.

### 3.1. Datos y software utilizado

Para los eventos de Nicaragua y Java los modelos de deslizamiento fueron provistos por Thorne Lay de la Universidad de California, Santa Cruz. Estos datos contienen información de latitud, longitud, deslizamiento y tiempo y fueron obtenidos mediante inversiones de falla finita utilizando datos telesísmicos (*Ye et al., 2016*). Para el evento de Valdivia el modelo de deslizamiento utilizado fue provisto por Marcos Moreno del centro de investigación GFZ, Potsdam (*Moreno et al., 2009*) donde se utilizaron datos geodésicos para aplicar un modelo de elementos finitos y obtener la distribución de deslizamiento. El modelo *Slab Model 1.0* (*Hayes et al., 2012*) fue utilizado para conocer el strike, dip y profundidad en un punto, y el software *Plate Motion* permite utilizar el modelo *Nuvel 1A* (*DeMets et al., 1994*) para conocer el acimut de un punto y por consecuencia, el rake o ángulo de deslizamiento. Para la construcción de grillas utilizadas en la simulación de tsunami se utilizó GMT (Generic Mapping Tool, *Wessel et al., 2013*).

### 3.2. Construcción de la fuente sísmica

El primer paso en cualquier modelación de tsunami es la construcción de la fuente. En este caso, la fuente es de tipo sísmica. Para ello, es necesario tener en conocimiento todos los parámetros asociados a cada una de las subfallas a utilizar. Los archivos de datos de los terremotos tsunami contienen la posición del punto central de cada subfalla en coordenadas cartesianas, el tiempo en el que rompe cada subfalla en segundos, el ángulo de deslizamiento, el momento sísmico en newton-metros y el deslizamiento asociado en metros. Cabe mencionar que el ángulo de deslizamiento o rake es el mismo para la mayoría de los puntos, por lo que se usará el modelo Nuvel 1A (*DeMets et al., 1994*) para tener mayor detalle en este parámetro. El archivo para Valdivia contiene la posición y deslizamiento de 40921 puntos equiespaciados a lo largo de la región, por lo que será necesario hacer una reducción. Además, el modelo de deslizamiento de este terremoto contiene el deslizamiento acumulado en la zona por lo que se procede a restar lo que aportó el terremoto del 21 de mayo. Este terremoto ocurrido en Concepción tuvo un área en común con el terremoto de Valdivia, donde dicha área fue el extremo norte del terremoto del 22 de mayo (*Cifuentes, 1989*). Conociendo la magnitud de momento del terremoto del 21 de mayo es posible conocer el deslizamiento correspondiente utilizando una ley de escalamiento el cual será restado de esa zona y así el

modelo final sólo tendrá deslizamiento aportado por el terremoto en estudio que es el de Valdivia. Cada uno de los terremotos tsunami contiene distintas cantidades de subfallas que están especificadas en el Cuadro 3.2. Con respecto a Valdivia, en el Cuadro 3.2 se muestra una cantidad de 479 subfallas. Lo anterior se debe a que tuvo que reducirse el número de subfallas para poder trabajarlas con los recursos computacionales que se disponen.

Tal como fue mencionado en el capítulo anterior, para el terremoto de Valdivia se cuenta con la distribución de deslizamiento espacial (*Moreno et al., 2009*) y la distribución temporal de momento sísmico (*Cifuentes y Silver, 1989*) por separado. Con esta información se busca combinar ambas distribuciones para obtener el tiempo de ruptura de cada subfalla. El método utilizado es construir manualmente la falla sísmica bajo el concepto de agrupación de puntos con deslizamiento similar. Así, bajo este procedimiento es que se obtienen 479 subfallas entonces sólo resta asignar el tiempo de ruptura a cada una de ellas. Para esto se utiliza el criterio de que la ruptura comenzó con un precursor 15 minutos antes cubriendo la porción norte de la falla (tamaño de 148.74 kilómetros) para ser seguida del golpe principal que nuevamente rompe desde el norte de la falla hasta llegar al final sur coincidiendo con el punto triple presente en la Península de Taitao (*Cifuentes, 1989; Cifuentes y Silver, 1989*). Del modelo temporal se conoce el momento sísmico liberado en cada etapa de la ruptura, por lo que se utilizará la proporción (pues la cantidad de momento sísmico liberado no es la misma en los dos modelos) para liberar el deslizamiento correspondiente en el modelo más reciente (ver Cuadro 3.1).

	Cif. y Silver	Proporción	Moreno et al. 1	Moreno et al. 2
Precursor	$1,9 \times 10^{23}$ Nm	$\frac{1,9}{3,2} = 0,59$	0.59*slip	0.41*slip
Golpe principal	$3,2 \times 10^{23}$ Nm	$\frac{3,2}{3,2} = 1$	0	1*slip
Aftershock	$0,4 \times 10^{23}$ Nm	$\frac{0,4}{3,2} = 0,125$	NI*	NI*

Cuadro 3.1: Momento sísmico liberado en función de los procesos descritos por *Cifuentes y Silver, 1989*. Las columnas de *Moreno et al.* indican la liberación de momento separada en dos grupos. El primer grupo (1) indica una liberación de la zona del precursor, correspondiendo a casi un 60% del slip de esa zona, mientras que en la segunda fase (2) se libera el proceso del golpe principal, el cual corresponde al 40% del slip restante en la zona norte y todo el slip de la zona hacia el sur. Recordar que el NI\* asociado al aftershock se debe a que no se posee información de la ubicación en la que ocurrió.

Evento	Subfallas
Valdivia 1960	479
Nicaragua 1992	616
Java 1994	288
Java 2006	950

Cuadro 3.2: Cantidad de subfallas de los modelos utilizados para cada uno de los terremotos estudiados.

### 3.2.1. Asignación de parámetros

- **Strike, dip y profundidad.**

Estos parámetros serán obtenidos a partir del modelo *Slab Model 1.0* (Hayes et al., 2012) (ver Figura 3.1). Este modelo viene equiespaciado en latitud y longitud por  $0,02^\circ$ , por lo que si el punto buscado no se encuentra en la grilla simplemente se asignarán los parámetros del punto más cercano. Esta es una buena aproximación debido a que los parámetros cambian muy poco considerando su resolución.

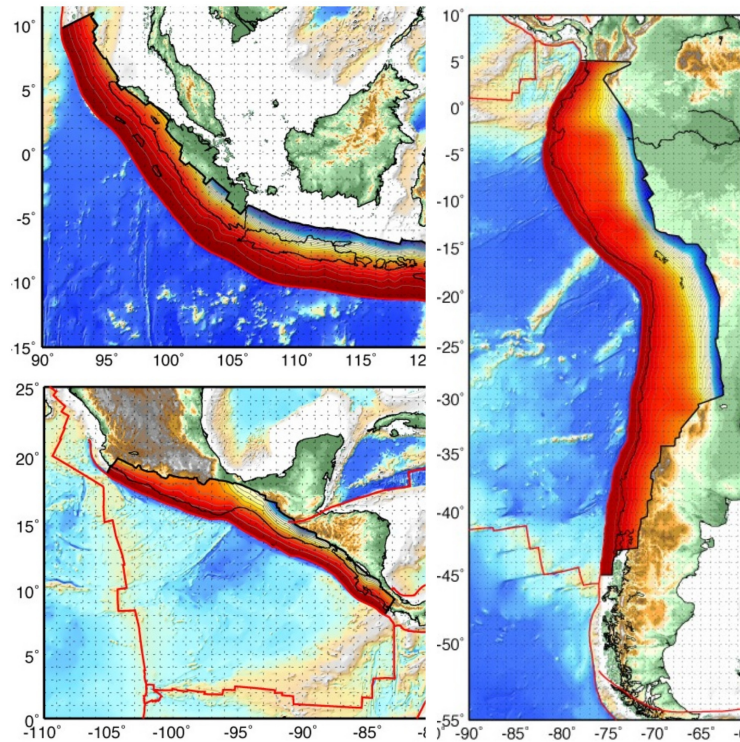


Figura 3.1: Mapas extraídos de *Slab Model 1.0* (Hayes et al., 2012). En el lado inferior izquierdo se ve la zona de América Central, la cual será utilizada para el terremoto de Nicaragua. En el lado superior izquierdo está la zona de Sumatra-Java que será utilizada para los terremotos de Java y el lado derecho muestra el modelo para Sudamérica utilizado en el terremoto de Valdivia. Los colores indican la profundidad a la fosa, donde rojo indica una distancia de 0 km hacia la fosa y azul indica una distancia de 600 km hacia la fosa.

El único problema de este modelo es que existen puntos donde no hay datos, por ejemplo para la falla del terremoto de Java de 1994 y para Valdivia. Estos puntos tendrán parámetros asignados a partir de los más cercanos que sí posean datos ya que estos no cambian de manera abrupta.

- **Rake**

El ángulo de deslizamiento o rake es el ángulo que indica la dirección del movimiento de la placa subductada con respecto al eje de la fosa. Para obtener el valor, primero se utilizará el software *Plate Motion* que utiliza el modelo *Nuvel 1A* (DeMets et al., 1994) el cual calcula básicamente el acimut ( $Az$ ) y la velocidad de una placa en movimiento con respecto a otra. Una vez obtenido el acimut se transforma dicho valor a rake. En este caso, para los terremotos

tsunami en estudio el strike se encuentra en el tercer cuadrante (entre los  $270^\circ$  y  $360^\circ$ ). (Para Valdivia el strike varía entre  $-6^\circ$  y  $16^\circ$ ). La relación con el acimut se muestra en la Figura 3.2, donde el rake es el ángulo formado entre la dirección de movimiento de la placa subductada y el strike, medido en sentido antihorario.

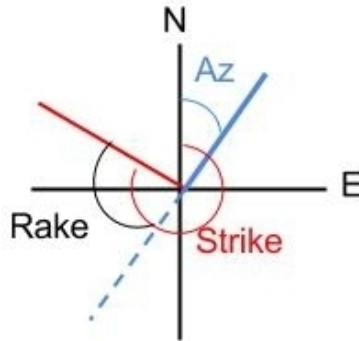


Figura 3.2: Ilustración de ángulos representativos de una falla en el plano del strike. Las líneas negras perpendiculares son los ejes cardinales (latitud en eje vertical y longitud en el horizontal). La línea azul indica la dirección del acimut ( $Az$ ) y la línea roja indica la dirección del strike. El rake es el ángulo compuesto por la dirección del movimiento de la placa subductada y el strike.

El proceso de obtención del acimut es distinto que para obtener el strike, dip o profundidad. Para simplificar el proceso entonces, se divide la región en subregiones con un acimut asignado, dado que este parámetro cambia a lo largo del strike pero no a lo largo del dip. Así, para cada subfalla se hará un proceso de asignación de valor (acimut) con respecto a la subregión más cercana.

De la Figura 3.2 se deduce que la conversión está dada por la ecuación 3.1

$$Rake = Strike - (Acimut + 180^\circ) \quad (3.1)$$

donde los parámetros de rake, strike y acimut están en grados.

En las Figuras 3.3, 3.4, 3.5 y 3.6 se pueden visualizar las fallas con sus respectivas distribuciones de deslizamiento (en metros) las cuales serán utilizadas para la generación del tsunami.

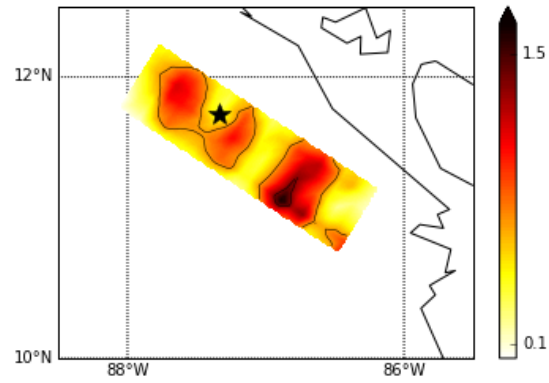


Figura 3.3: Distribución de deslizamiento para el terremoto de Nicaragua de 1992.

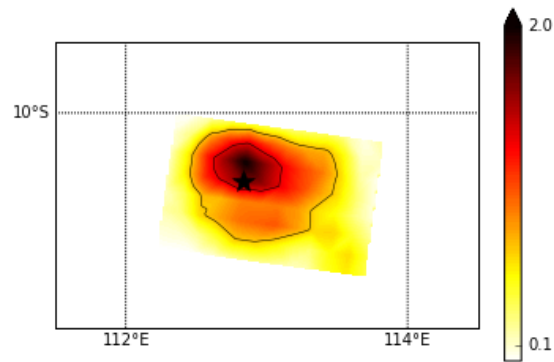


Figura 3.4: Distribución de deslizamiento para el terremoto de Java de 1994.

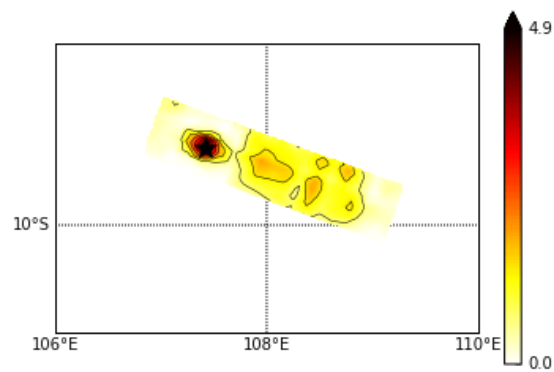


Figura 3.5: Distribución de deslizamiento para el terremoto de Java de 2006.

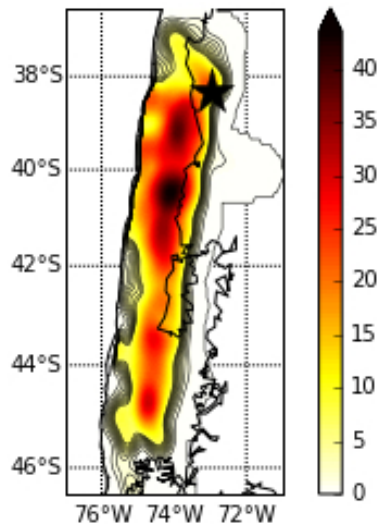


Figura 3.6: Distribución de deslizamiento para el terremoto de Valdivia de 1960.

### 3.3. Grillas

La grilla padre de los terremotos tsunami tiene una resolución de 0.54' obtenida de un resampleo de la batimetría otorgada por el modelo SRTM 30 plus (*Becker et al., 2009*) y la de Valdivia una de 2.16' obtenida del modelo ETOPO1 (*Amante y Eakins, 2009*). Para los terremotos tsunami se dispone de la batimetría otorgada por el modelo SRTM 30 plus (*Becker et al., 2009*) por lo que sólo se utilizarán grillas de nivel 1. Por la misma razón de no poseer mejor batimetría es que se decide optar por una grilla de nivel 1 de resolución de 0.54'. Para Valdivia, en cambio, se tiene batimetría provista por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) (<http://www.shoa.cl/tramites-e-informaciones/tramite-facil>, N 6) lo cual permite el uso de grillas de nivel 3 (resolución de 0.108') y nivel 4 (resolución de 0.018') y una grilla de nivel 1 de menor resolución. La grilla de nivel 2 es obtenida de SRTM 30 plus (*Becker et al., 2009*) mediante un resampleo a resolución de 0.54'. Con el fin de no elevar mucho los costos computacionales, las grillas de mayor resolución van anidadas en la grilla padre. Las grillas de nivel 2 tienen dimensiones (en km) de orden de magnitud 2, las de nivel 3 tienen orden de magnitud 1 y las de nivel 4 tienen orden de magnitud 0.

Además de lo anterior se suma la simulación del tsunami de Valdivia en su llegada a Hawaii. Para esto se utilizan 2 grillas, una de nivel 1 con resolución 2.16' obtenida de ETOPO1 (*Amante y Eakins, 2009*) y una segunda grilla de nivel 2 con resolución 0.54' obtenida de SRTM 30 plus (*Becker et al., 2009*) pero en este caso con límites distintos. (Para detalles ver Cuadros 3.3, 3.4, 3.5, 3.6 y 3.7).

<b>Nombre</b>	<b>Rango latitud (°)</b>	<b>Rango longitud (°)</b>	<b>Resolución</b>
Valdivia 1960	46.9S-36.2S	282.0-289.9	2.16'
Nicaragua 1992	9.4N-13.0N	271.0-274.6	0.54'
Java 1994	12.9S-7.6S	110.0-115.3	0.54'
Java 2006	11.9S-6.6S	105.0-111.2	0.54'

Cuadro 3.3: Área de las grillas padres (de nivel 1) para los terremotos en estudio. La longitud está escrita en el formato de 0° a 360°.

<b>Nombre</b>	<b>Rango latitud (°S)</b>	<b>Rango longitud (°)</b>
Ancud	42.6-41.0	285.2-287.4
Corral	40.6-39.1	285.6-287.4
Talcahuano	37.6-36.4	285.9-288.0

Cuadro 3.4: Área de las grillas anidadas de nivel 2 (resolución 0.54') para terremoto de Valdivia.

<b>Nombre</b>	<b>Rango latitud (°)</b>	<b>Rango longitud (°)</b>
Ancud	41.9S-41.6S	285.9-286.4
Corral	39.9S-39.8S	286.5-286.6
Talcahuano	36.7S-36.5S	286.7-287.0

Cuadro 3.5: Área de las grillas anidadas de nivel 3 (resolución 0.108') para terremoto de Valdivia.

<b>Nombre</b>	<b>Rango latitud (°)</b>	<b>Rango longitud (°)</b>
Ancud	41.8S-41.8S	286.1-286.2
Corral	39.8S-39.8S	286.5-286.5
Talcahuano	36.7S-36.6S	286.8-286.9

Cuadro 3.6: Área de las grillas anidadas de nivel 4 (resolución 0.018') para terremoto de Valdivia.

<b>Resolución</b>	<b>Rango latitud (°)</b>	<b>Rango longitud (°)</b>
2.16'	45.6S-30.0N	194.8-292.0
0.54'	18.0N-23.4N	199.9-205.9

Cuadro 3.7: Área de las grillas utilizadas para la simulación del tsunami de Valdivia en su llegada a Hawaii. Las longitudes están en el formato de 0° a 360°.



# Capítulo 4

## Resultados

### 4.1. Terremotos tsunami

Para los tres terremotos tsunami en análisis se simulan 1.5 horas de propagación eligiendo un paso de tiempo de 2 segundos, sin embargo, para cumplir con la condición de Courant, el software de simulación modificó el paso de tiempo a 1.8 segundos. Se eligió este valor solamente porque este análisis no necesita gastar tantos recursos computacionales debido a que no se posee una buena batimetría. Se hace una selección de mareógrafos virtuales a lo largo de la costa y cercanos a la fuente para observar la magnitud de las alturas obtenidas de las simulaciones. En las Figuras 4.1 , 4.2 y 4.3 se muestra la ubicación de los mareógrafos para cada uno de los terremotos tsunami en estudio junto con la deformación inicial de la superficie del agua, y en los Cuadros 4.1, 4.2 y 4.3 los detalles de ubicación y altura máxima registrada por NOAA (National, Oceanographic and Atmospheric Administration). Los mareógrafos virtuales fueron ubicados lo más cerca posible de los puntos con registros ya que no pueden ser exactamente los mismos debido a que en la grilla de simulación los puntos reales se encuentran en tierra y ahí la señal es cero.

ID	Lugar	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Tipo de altura*
1	SANTA ELENA	12.84N	272.39	6.10	1
2	SALINAS GRANDES	12.27N	273.12	6.74	5
3	SAN MARTIN	11.98N	273.34	8.20	5
4	CASARES	11.64N	273.64	6.00	1
5	BAHIA MARSELLA	11.28N	274.09	5.05	5

Cuadro 4.1: Registros de altura de ola publicados por NOAA para el terremoto de Nicaragua en 1992. \*Los tipos de altura son observaciones de testigos (1) y runup (5) ([https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml)).

ID	Lugar	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Tipo de altura*
1	TULUNGAGUNG	8.25S	111.80	3.10	4
2	MALANG	8.43S	112.68	3.60	4
3	JEMBER	8.48S	113.71	5.90	4
4	BANYUWANGI	8.61S	114.08	3.80	4
5	BALI	8.61S	115.08	2.00	4

Cuadro 4.2: Registros de altura de ola publicados por NOAA para el terremoto de Java en 1994. \*El tipo de altura es registro de altura de ola (4) (<https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu-db.shtml>).

ID	Lugar	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Tipo de altura*
1	SINGKIL	7.80S	108.30	5.48	5
2	CIKEMBULAN	7.67S	108.61	2.16	5
3	AYAH	7.70S	109.30	1.98	5
4	DRINI	8.13S	110.57	4.12	5
5	TAMPERAN	8.22S	111.07	1.91	5

Cuadro 4.3: Registros de altura de ola publicados por NOAA para el terremoto de Java en 2006. \*El tipo de altura es registro de runup (5) y las longitudes están en el formato de 0° a 360° (<https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu-db.shtml>).

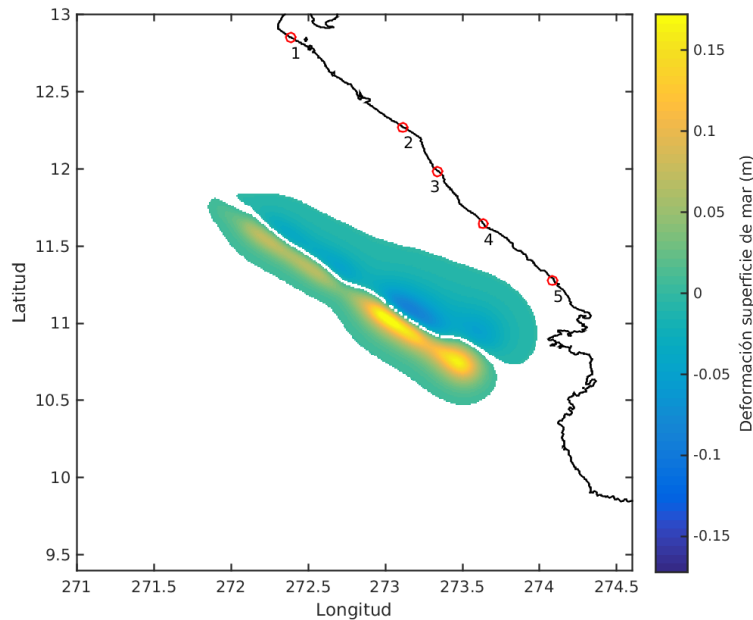


Figura 4.1: Ubicación de mareógrafos virtuales (círculos rojos) para el terremoto de Nicaragua en 1992. Los ID de cada mareógrafo (ver Cuadro 4.1) están indicados en la imagen, la cual muestra la deformación total en superficie producto del terremoto. La barra de colores muestra dicha deformación en escala de metros.

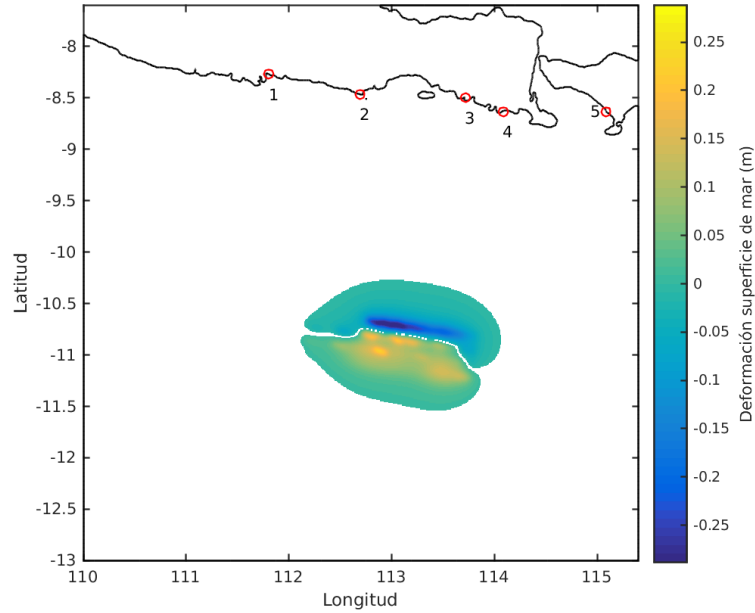


Figura 4.2: Ubicación de mareógrafos virtuales (círculos rojos) para el terremoto de Java en 1994. Los ID de cada mareógrafo (ver Cuadro 4.2) están indicados en la imagen, la cual muestra la deformación total en superficie producto del terremoto. La barra de colores muestra dicha deformación en escala de metros.

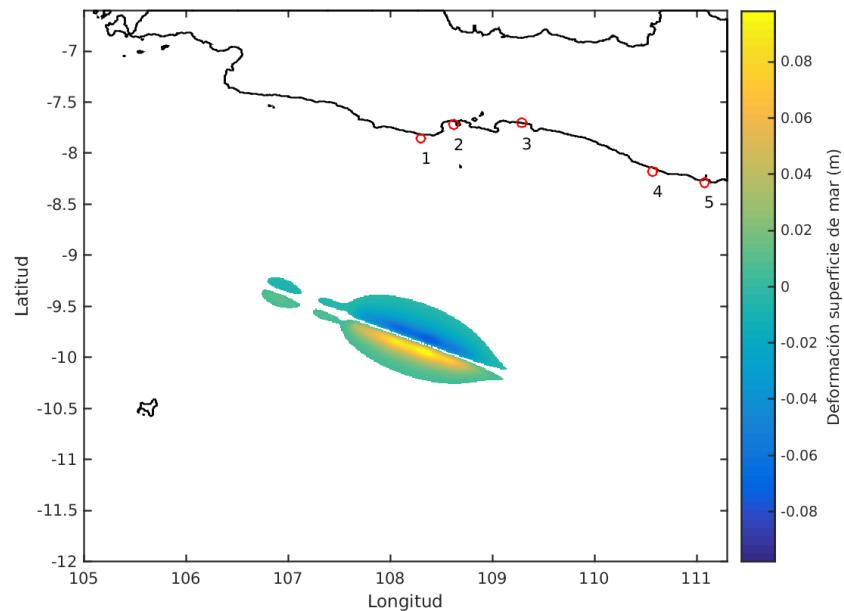


Figura 4.3: Ubicación de mareógrafos virtuales (círculos rojos) para el terremoto de Java en 2006. Los ID de cada mareógrafo (ver Cuadro 4.3) están indicados en la imagen, la cual muestra la deformación total en superficie producto del terremoto. La barra de colores muestra dicha deformación en escala de metros.

De las simulaciones realizadas se obtienen las distintas señales mostradas desde las Figuras 4.4 hasta 4.18. En todas estas figuras se muestran los mareogramas con el modelo estático y temporal (esquina superior izquierda) y la correlación cruzada de ambas señales con respecto a todos los desfases. La correlación cruzada es calculada con el comando *xcorr* del software MATLAB v2015a, el cual entrega la correlación cruzada de dos series de tiempo discretas. Esto mide el grado de similitud entre una señal y otra desfasada en tiempo, calculando el valor de correlación en función del desfase. Así, el mayor valor corresponde a cuando la señal queda corregida de dicho desfase. El objetivo de estos gráficos es poder observar las diferencias entre ambas señales, tener el valor de retraso de la señal temporal con respecto a la estática (corrimiento) y poder hacer una comparación con las alturas reales registradas.

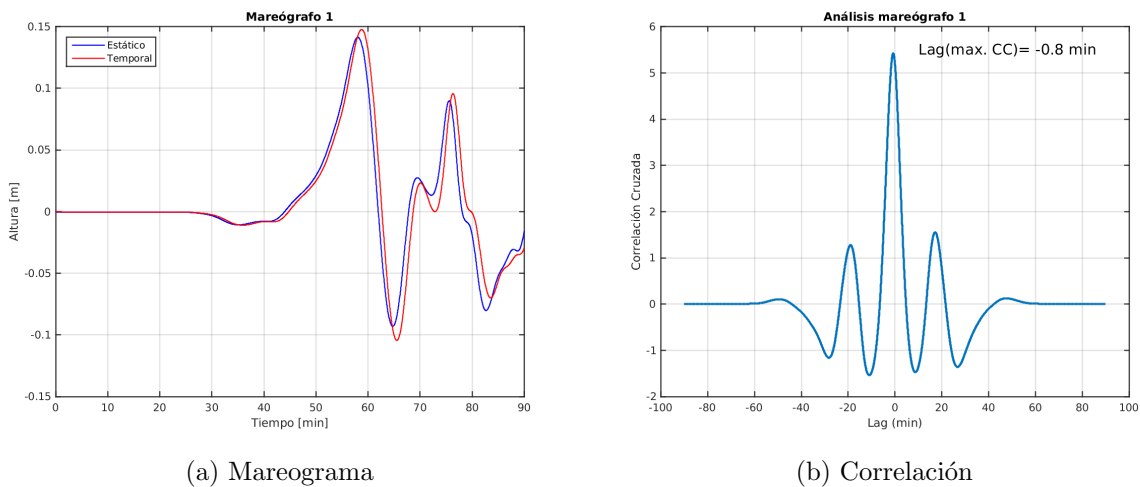


Figura 4.4: Mareógrafo 1 utilizado en Nicaragua 1992, localidad de Santa Elena.

En la Figura 4.4 se muestra que las señales de ambos modelos son muy similares. La máxima correlación se obtiene para cuando la señal temporal se adelanta en 0.8 minutos, es decir, esa es la diferencia de llegada de ambas señales.

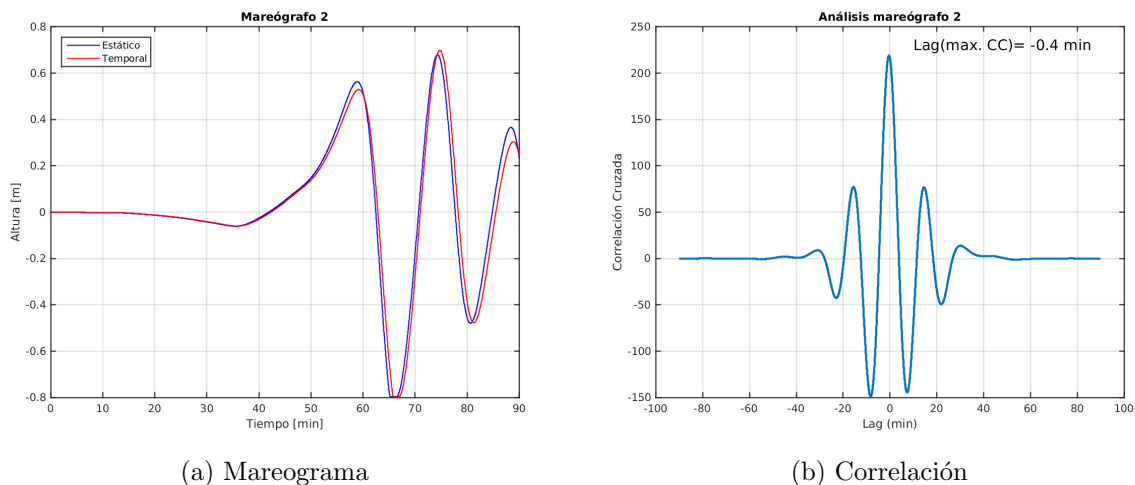


Figura 4.5: Mareógrafo 2 utilizado en Nicaragua 1992, localidad de Salinas Grandes.

En la Figura 4.5 las señales presentan una mejor similitud que en el mareógrafo similitud. En este caso la máxima correlación de las señales ocurre cuando la señal temporal se adelanta en 0.4 minutos.

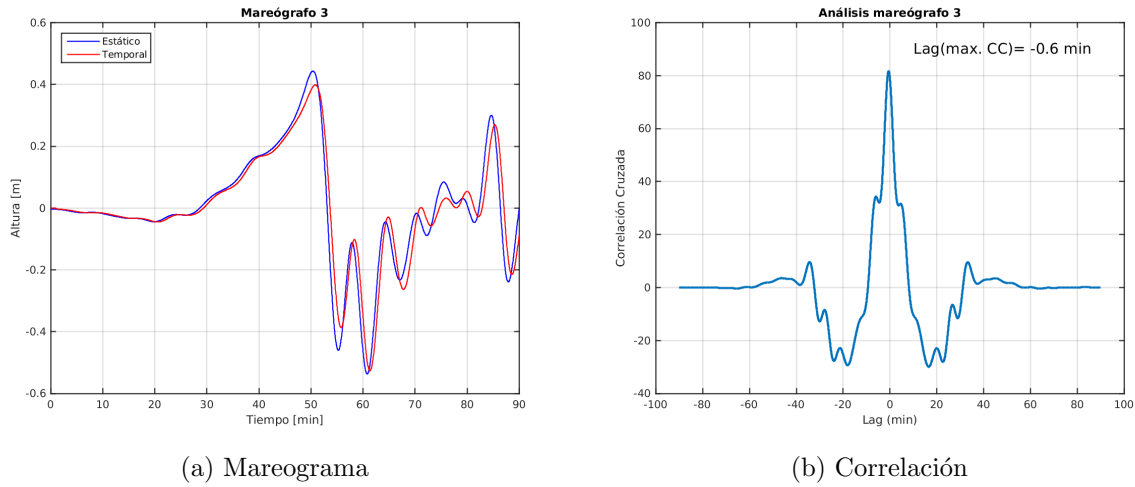


Figura 4.6: Mareógrafo 3 utilizado en Nicaragua 1992, localidad de San Martín.

La Figura 4.6 muestra nuevamente que las señales son muy similares, alcanzando una máxima correlación cuando el retraso entre ellas es de 0.6 minutos.

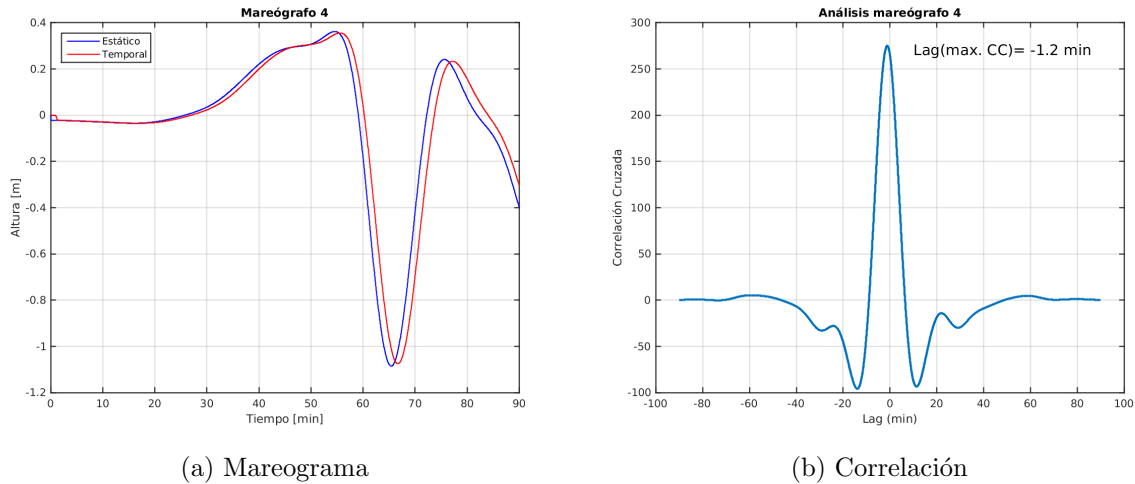
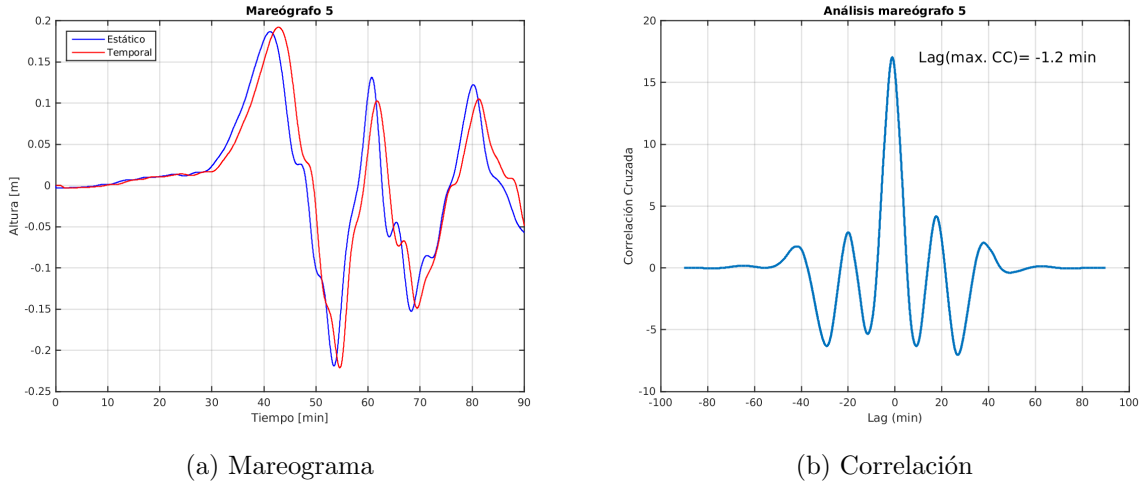


Figura 4.7: Mareógrafo 4 utilizado en Nicaragua 1992, localidad de Casares.

La Figura 4.7 se muestra, al igual que los mareógrafos anteriores para Nicaragua en 1992, muy suave y con señales muy similares entre ambos modelos. La máxima correlación se alcanza cuando la señal temporal se adelanta en 1.2 minutos.



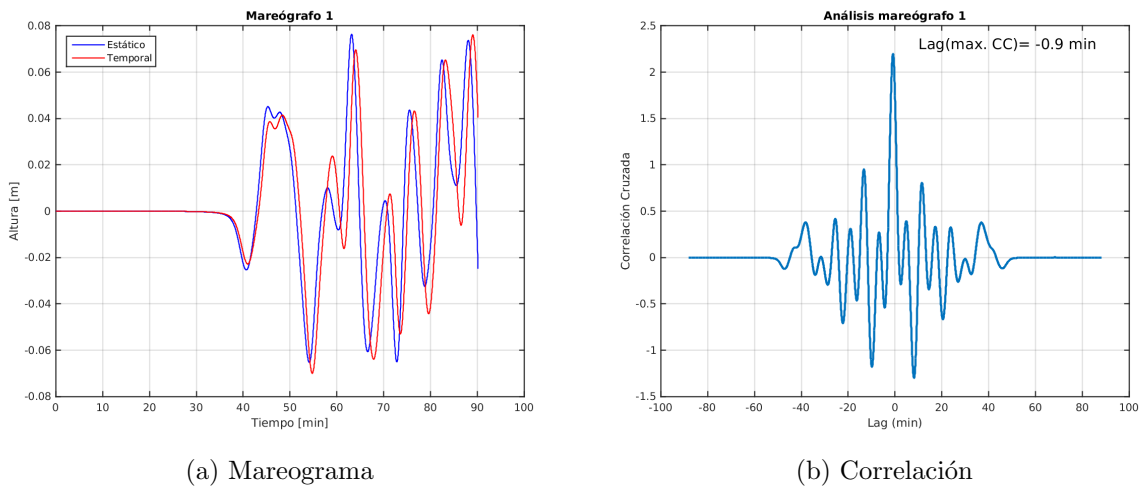
(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.8: Mareógrafo 5 utilizado en Nicaragua 1992, localidad de Bahía Marsella.

El último mareógrafo virtual utilizado para el terremoto de Nicaragua en 1992 (Figura 4.8) muestra que ambas señales siguen siendo muy similares con una máxima correlación en el lag equivalente a 1.2 minutos, es decir, cuando la señal temporal se adelanta en esa cantidad de tiempo.

A continuación se muestran los mareogramas resultantes de la simulación del tsunami producido por el terremoto de Java en 1994.

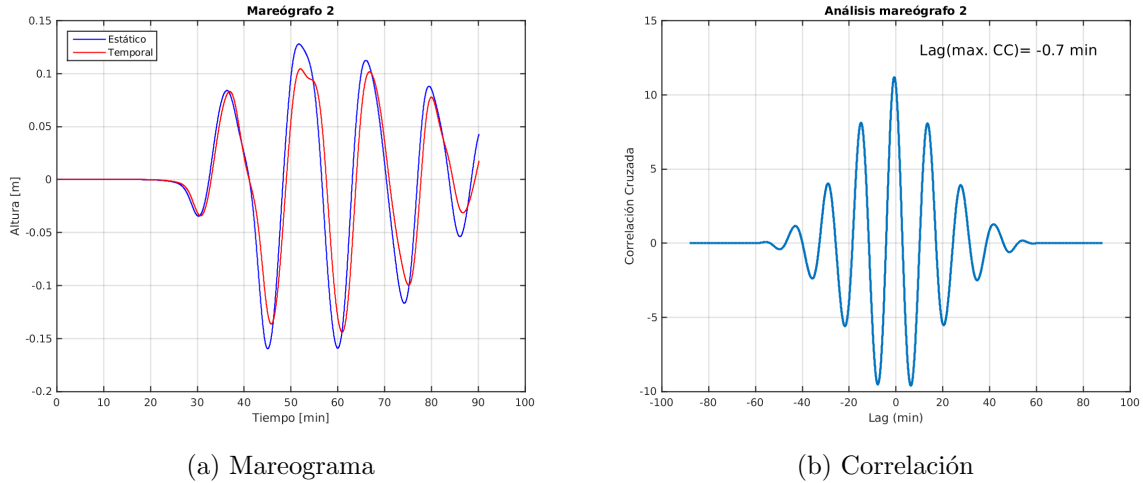


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.9: Mareógrafo 1 utilizado en Java 1994, localidad de Tulungagung.

La Figura 4.9 muestra formas de onda muy similares entre los modelos estático y temporal, donde la máxima correlación se obtiene cuando la señal temporal se adelanta en 0.9 minutos.

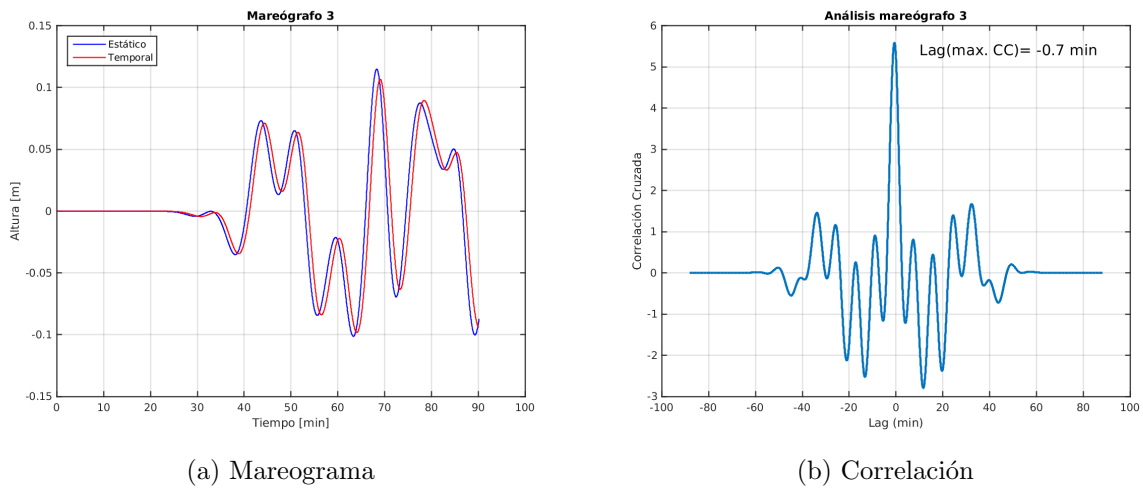


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.10: Mareógrafo 2 utilizado en Java 1994, localidad de Malang.

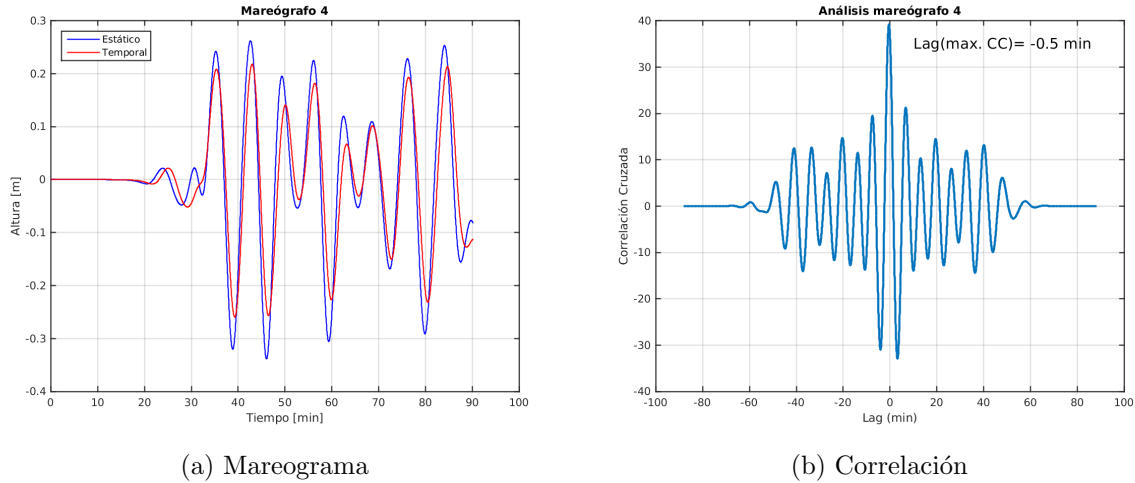
En la Figura 4.10 es visible que la señal estática alcanza un poco más de amplitud que la temporal. La correlación máxima indica que la señal temporal presenta un retraso de 0.7 minutos.



(a) Mareograma

(b) Correlación

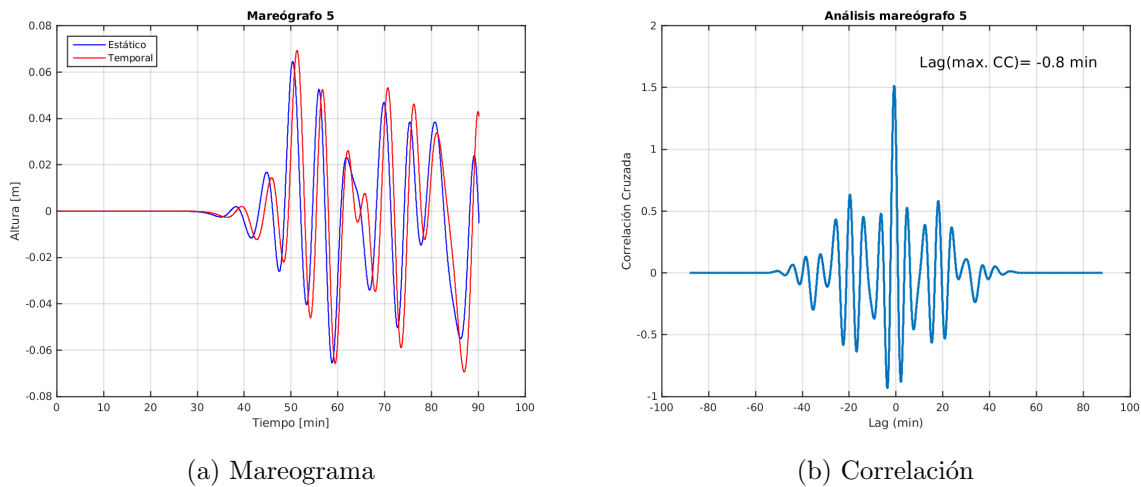
Figura 4.11: Mareógrafo 3 utilizado en Java 1994, localidad de Jember.



(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.12: Mareógrafo 4 utilizado en Java 1994, localidad de Banyuwangi.



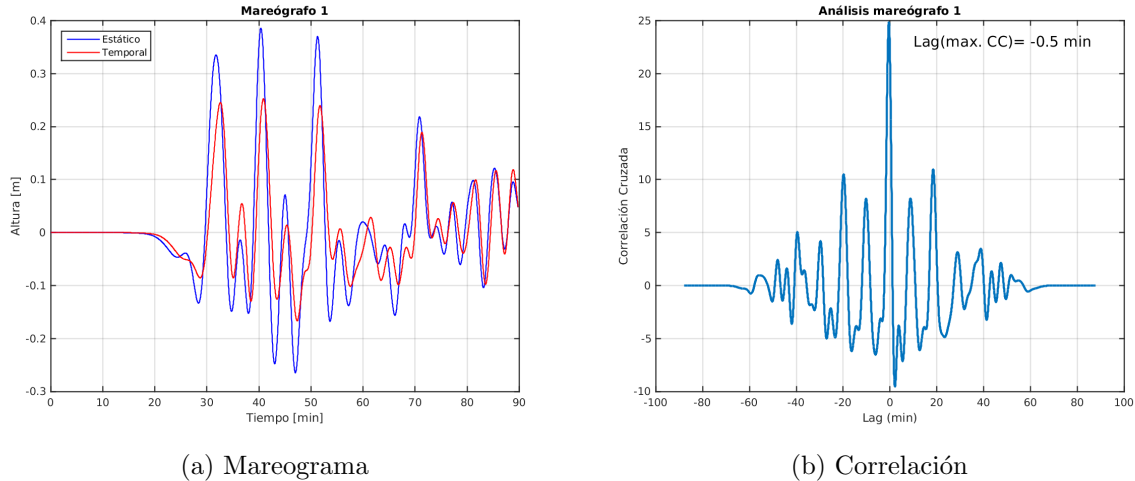
(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.13: Mareógrafo 5 utilizado en Java 1994, localidad de Bali.

Las Figuras 4.11, 4.12 y 4.13 siguen mostrando similitudes entre las señales estática y temporal, teniendo un retraso entre ambas de 0.7, 0.5 y 0.8 minutos respectivamente.

En las siguientes figuras se muestran los resultados para el tsunami producido por el terremoto de Java en 2006.

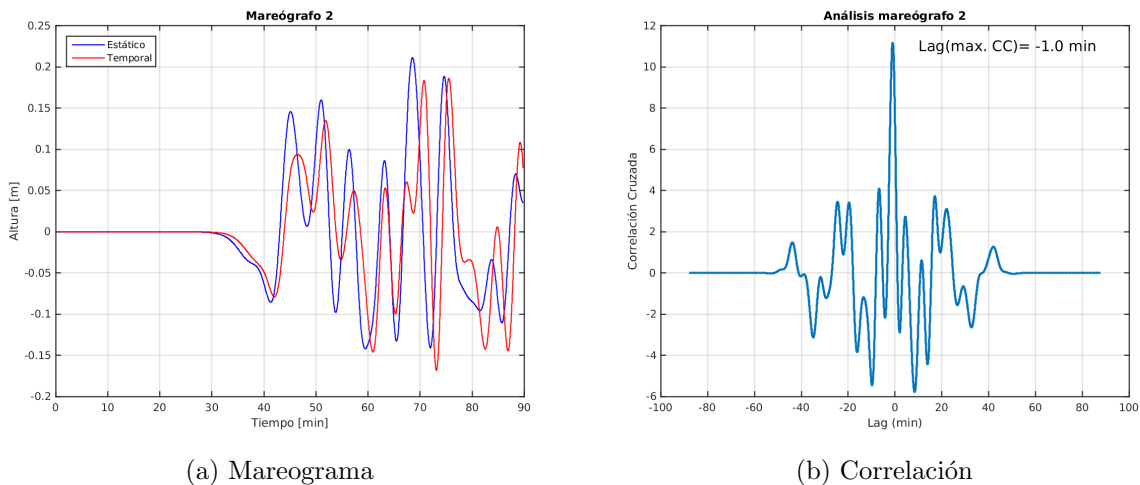


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.14: Mareógrafo 1 utilizado en Java 2006, localidad de Singkil.

La Figura 4.14 también presenta muchas similitudes aunque en este caso las diferencias de amplitud son un poco más notorias, sin embargo, siguen teniendo diferencias pequeñas de amplitud, en este caso de un poco más de 10 centímetros. Su máxima correlación se alcanza cuando la señal temporal se adelanta en 0.5 minutos.



(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.15: Mareógrafo 2 utilizado en Java 2006, localidad de Cikembulan.

La Figura 4.15 muestra pequeñas diferencias en la forma de onda y la máxima correlación entre señales se da cuando la señal temporal se adelanta en 1 minuto.

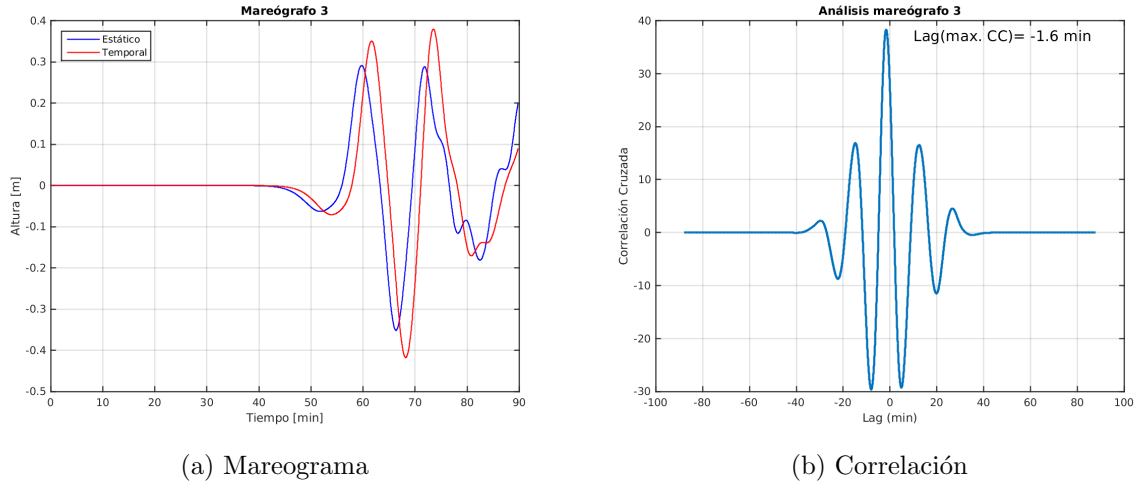


Figura 4.16: Mareógrafo 3 utilizado en Java 2006, localidad de Ayah.

La Figura 4.16 muestra una onda suavizada con ambas señales muy similares pero en este caso el retraso aumenta. La correlación máxima ocurre cuando la señal temporal se adelanta en 1.6 minutos.

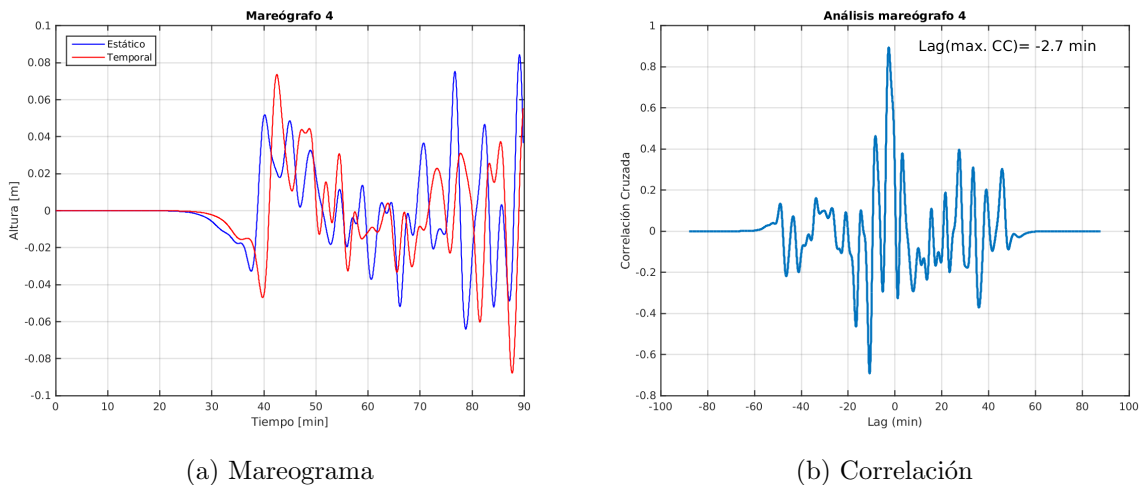


Figura 4.17: Mareógrafo 4 utilizado en Java 2006, localidad de Drini.

En el caso del mareógrafo 4 (Figura 4.17) la señal temporal luce distinta a la estática ya que durante la llegada del tsunami a dicho punto ubicado en Drini la señal estática alcanza mayor amplitud que la temporal. Sin embargo, las fluctuaciones tienen una escala muy pequeña ya que la máxima amplitud en este caso la tiene la señal estática alcanzando tan solo 8 centímetros. El corrimiento entre señales para que la correlación sea máxima ocurre a los 2.7 minutos, siendo la señal con el mayor retraso de estos puntos evaluados.

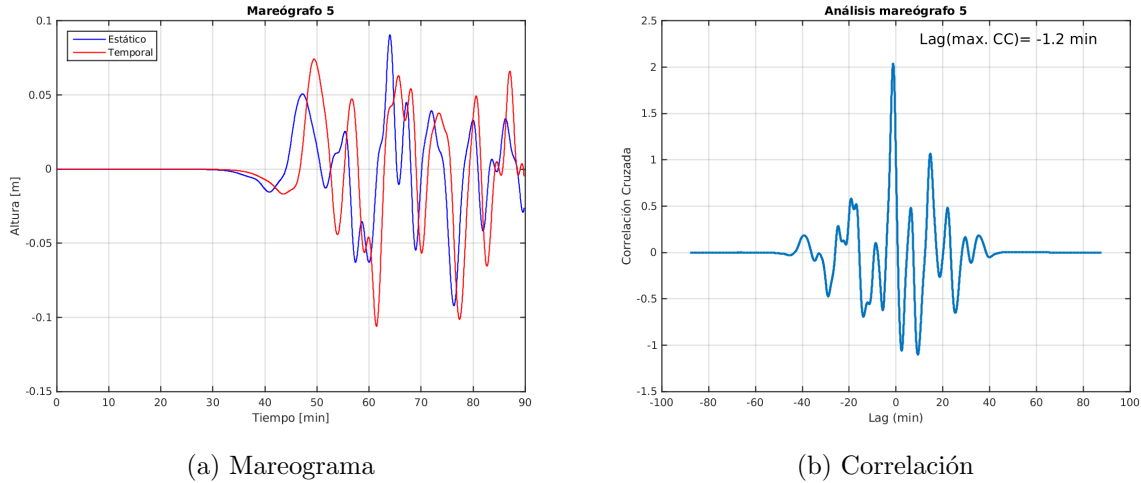


Figura 4.18: Mareógrafo 5 utilizado en Java 2006, localidad de Tamperan.

El último mareógrafo analizado se muestra en la Figura 4.18 donde nuevamente hay variabilidades entre ambas señales pero de menor magnitud. La diferencia entre máximas amplitudes es de aproximadamente 2 centímetros. A pesar de que las señales luzcan diferentes, las fluctuaciones tienen una escala muy pequeña. El corrimiento de las señales es de 1.2 minutos.

Evento	ID	Máx. amp. E (m)	Máx. amp. T (m)	$\Delta t$ (min)
Nicaragua 1992	M1	0.141	0.147	0.8
	M2	0.678	0.698	0.4
	M3	0.443	0.398	0.6
	M4	0.361	0.355	1.2
	M5	0.186	0.192	1.2
Java 1994	M1	0.076	0.076	0.9
	M2	0.128	0.104	0.7
	M3	0.114	0.106	0.7
	M4	0.262	0.217	0.5
	M5	0.064	0.069	0.8
Java 2006	M1	0.064	0.069	0.5
	M2	0.211	0.186	1.0
	M3	0.291	0.379	1.6
	M4	0.084	0.073	2.7
	M5	0.090	0.074	1.2

Cuadro 4.4: Máximas amplitudes registradas en cada uno de los mareógrafos para la señal estática (E) y temporal (T) junto con el corrimiento de la señal temporal con respecto a la estática.

De los mareogramas resultantes de los terremotos tsunami (Figuras 4.4 hasta 4.18) es claro que las olas en los tres casos y tanto para el modelo estático como el temporal, alcanzan alturas del orden de centímetros. El Cuadro 4.4 muestra las máximas amplitudes registradas a lo largo del tiempo de simulación donde se registra que la máxima amplitud de todos los casos es de casi 70 centímetros y ocurre para el mareógrafo 2 del tsunami de Nicaragua ubicado en la localidad de

Salinas Grandes. Esto deja en claro que las tres simulaciones de terremotos tsunami no reproducen las alturas registradas mostradas en el Cuadro 4.1. En las Figuras 4.4b hasta 4.18b se muestra el valor del retraso de la señal temporal con respecto a la estática. El máximo retraso en registro es de 2.7 minutos en el mareógrafo 4 del tsunami de Java en 2006, mientras que el menor es de tan solo 0.4 minutos correspondiente al mareógrafo 2 del tsunami de Nicaragua en 1992 (ver Cuadro 4.4).

Para Nicaragua, el primer terremoto tsunami analizado, se ve que comienza a haber una leve actividad a los 30 minutos en todos los mareógrafos (ver Figuras 4.4 hasta 4.8). Los mareogramas virtuales no reproducen las alturas reales en ningún punto (Cuadro 4.1) y además es visible que los dos modelos utilizados muestran un comportamiento muy similar, donde se alcanzan amplitudes prácticamente idénticas pero con un pequeño desfase de tiempo. La mayor amplitud alcanzada bajo las condiciones de esta simulación fue de aproximadamente 70 centímetros en el mareógrafo ubicado en Salinas Grandes, mientras que el mareógrafo ubicado en Santa Elena muestra las fluctuaciones más pequeñas con una primera ola de tan solo 15 centímetros (ver Cuadro 4.4), lo cual se cumple para ambos modelos.

Para el tsunami de Java en 1994 también se obtuvieron 5 mareogramas los cuales muestran nuevamente alturas del orden de centímetros no reproduciéndose los valores reales registrados (Cuadro 4.2). Es visible que ambos modelos tienen un comportamiento muy similar diferenciándose en el pequeño desfase dado por el modelo temporal. A diferencia de la simulación anterior, aquí sí se presentan algunas discrepancias en amplitud entre ambos modelos para un mismo punto, aunque siguen siendo muy pequeñas (Cuadro 4.4). Los mareógrafos 2 y 4 muestran que el modelo estático alcanza igual o mayor amplitud que el temporal en todas las olas, mientras que el mareógrafo 5 ubicado en Bali registra mayor amplitud para el modelo temporal, pero por una diferencia de tan solo 5 milímetros.

Finalmente, el tsunami de Java en 2006 sigue mostrando alturas de centímetros siendo no consistente con los registros de dicho evento (Cuadro 4.3). En esta simulación las diferencias entre ambos modelos comienzan a ser más notorias, lo cual podría deberse a que este evento tiene una duración de ruptura mayor que los otros dos terremotos tsunami, alcanzando los 185 segundos. Esto podría afectar directamente al comportamiento de la propagación de olas. El mareógrafo 1 registra una diferencia entre ambos modelos de alrededor de 1 cm para los minutos 30, 40 y 50, donde el modelo estático es el que alcanza la mayor amplitud, pero en el peak que sigue a los 35 minutos de simulación el modelo temporal está por sobre el estático, aunque no por más de medio centímetro. El mareógrafo 2 es el que presenta la mayor diferencia de amplitud al minuto 68 de simulación, donde el modelo estático está por sobre el temporal en casi 2 centímetros (ver Cuadro 4.4 para las máximas amplitudes). El corrimiento de la señal temporal en este terremoto es mayor que para los dos casos mostrados anteriormente, teniendo un retraso de casi tres minutos para el mareógrafo 4 (ver Figura 4.17b).

## 4.2. Terremoto de Valdivia

Para este evento se eligen distintos puntos en la costa de Chile en donde NOAA (National, Oceanic and Atmospheric Administration) publicó datos de alturas de ola (ver Cuadro 4.5) y se eligen cuatro puntos ubicados en las islas de Hawaii con el propósito de comparar las horas de llegada utilizando registros de mareogramas publicados por *Symons y Zetler, 1960*.

### 4.2.1. Campo cercano

Para la simulación de este terremoto en el campo cercano se simulan 4 horas de propagación utilizando un paso de tiempo de 1 segundo, cumpliéndose la condición de Courant. Se eligió un paso de 1 segundo porque este es el terremoto que será mejor estudiado debido a que se poseen grillas de mejor resolución (las grillas fueron explicadas en el capítulo anterior). En la Figura 4.19 se observa la ubicación de los mareógrafos virtuales localizados en la costa de Chile junto con la deformación inicial del agua para el terremoto en estudio. Estos fueron ubicados lo más cerca posible del lugar donde NOAA (National, Oceanic and Atmospheric Administration) tiene registros.

ID	Lugar	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Tipo de altura*
1	TOME	36.61S	72.95W	2.50	1
2	TALCAHUANO	36.69S	73.10W	2.56	2
3	CORONEL	37.02S	73.15W	2.00	1
4	LEBU	37.61S	73.65W	4.00	1
5	ISLA MOCHA	38.41S	73.90W	10.80	5
6	PUNTA SAAVEDRA	38.78S	73.40W	11.50	1
7	VALDIVIA	39.80S	73.23W	10.00	1
8	BAHIA MANSA	40.55S	73.76W	8.50	NI
9	ANCUD	41.86S	73.82W	12.00	1
10	COLECOLE	42.50S	73.91W	10.00	1
11	GUAFO	43.58S	74.83W	10.00	1
12	PUERTO AGUIRRE	45.16S	73.52W	3.00	1
13	PUERTO AYSÉN	45.40S	72.70W	3.00	1

Cuadro 4.5: Registros de altura de ola publicados por NOAA para el área de ruptura del terremoto de Valdivia en 1960. \*Los tipos de altura son observaciones de testigos (1), registros de mareógrafos (2) y runup (5). Para Bahía Mansa no se tiene información sobre el tipo de altura registrado (NI) ([https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml)).

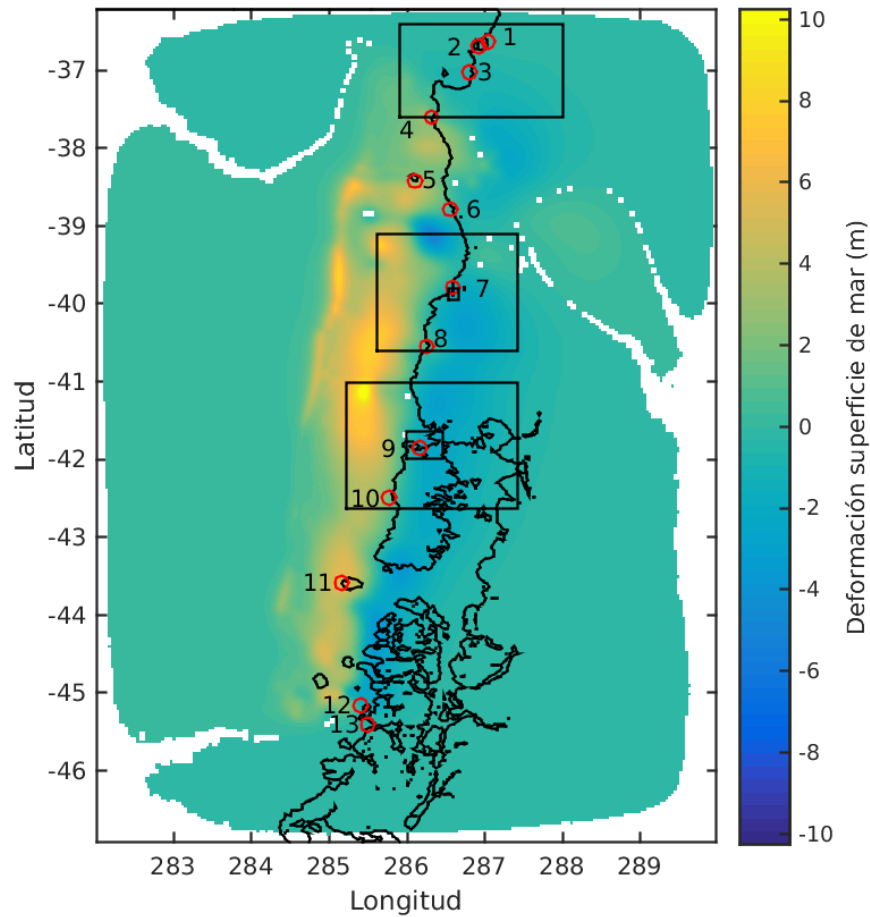


Figura 4.19: Ubicación de los 13 mareógrafos virtuales (círculos en rojo) de este estudio. Los ID de cada mareógrafo (ver Cuadro 4.3) están indicados en la imagen, la cual muestra la deformación total en superficie producto del terremoto. La barra de colores muestra dicha deformación en escala de metros y los cuadros en negro son las grillas anidadas utilizadas.

Los mareogramas resultantes de esta simulación serán graficados con el objetivo de comentar las similitudes y diferencias en el comportamiento de la señal utilizando un modelo y otro (ver Figuras 4.20 hasta 4.32). Al igual que en la sección anterior, se hará un análisis de la correlación cruzada de ambas señales calculando el retraso de la señal temporal con respecto a la estática.

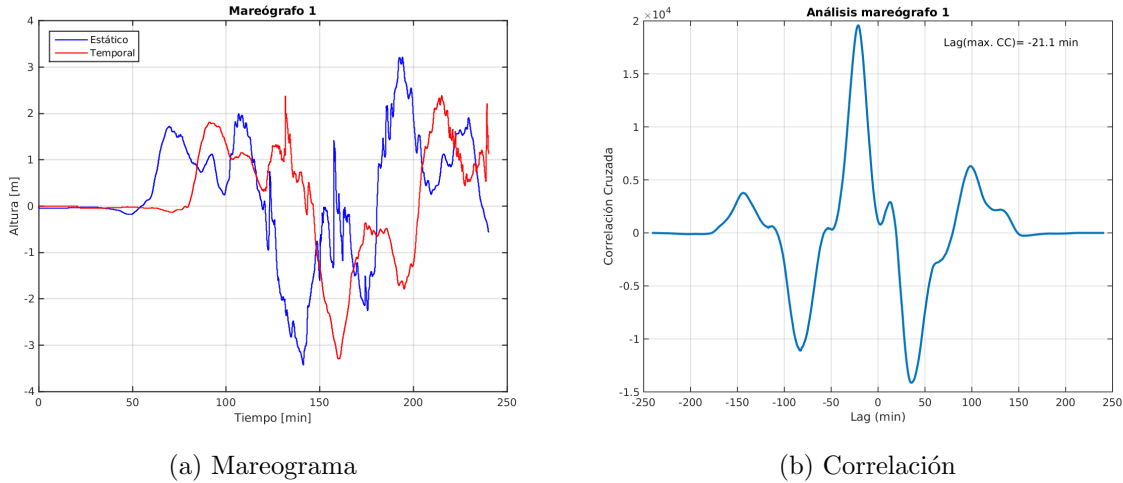


Figura 4.20: Mareógrafo 1 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Tomé.

El mareógrafo ubicado en Tomé (Figura 4.20a, punto 1 de la Figura 4.19) muestra que la señal temporal presenta un retraso con respecto a la estática muy grande, lo cual se corrobora con el retraso al que la correlación es mayor, lo cual corresponde a 21.1 minutos (Figura 4.20b). Además, la máxima amplitud del modelo estático es mayor que la del temporal.

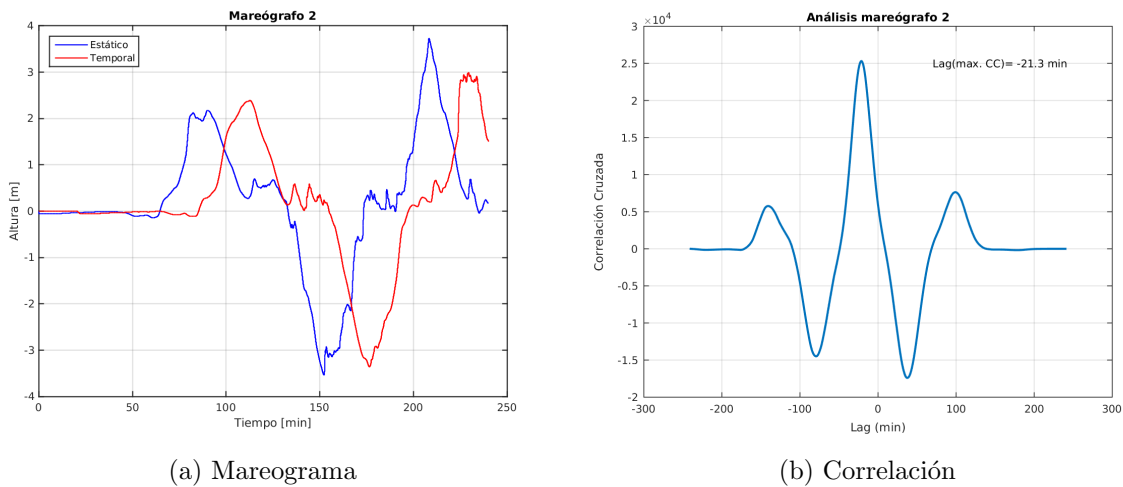
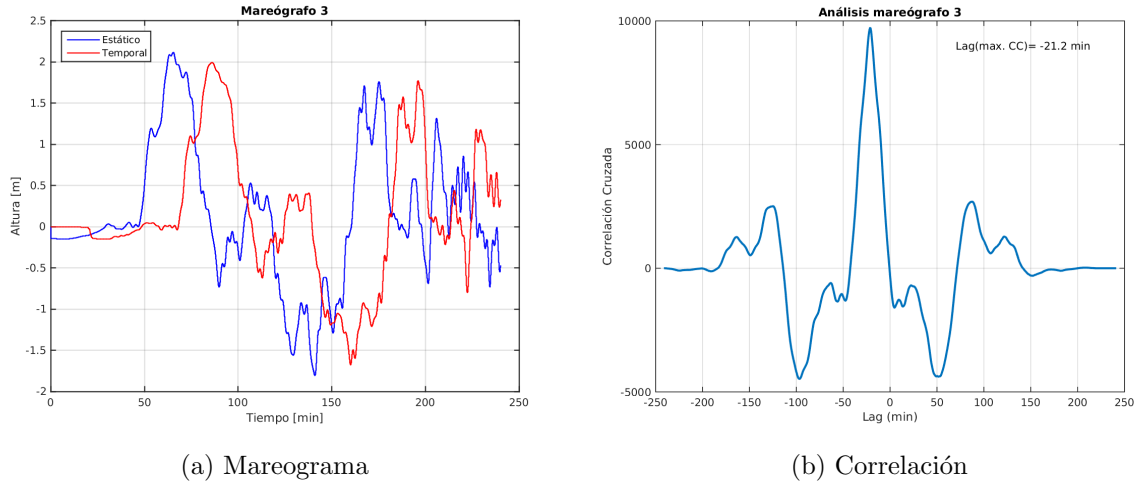


Figura 4.21: Mareógrafo 2 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Talcahuano.

El mareógrafo 4.21 representa un punto ubicado en Talcahuano. En este caso la señal alcanza una amplitud máxima mayor que la señal temporal (Figura 4.21a). El retraso al que la correlación es máxima es mostrado en la Figura 4.21b y ocurre para los 21.3 minutos.

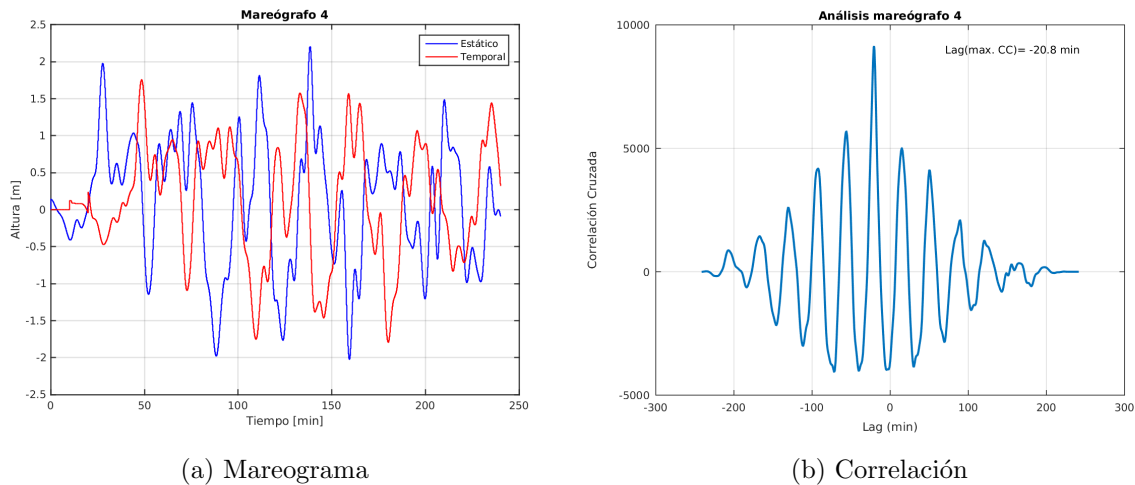


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.22: Mareógrafo 3 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Coronel.

La Figura 4.22a muestra una menor variabilidad en cuanto a amplitudes entre los dos modelos, pero el retraso sigue siendo alrededor de los 20 minutos, donde la máxima correlación ocurre para el retraso de 21.2 minutos (Figura 4.22b).



(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.23: Mareógrafo 4 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Lebu.

El mareógrafo 4 de Lebu mostrado en la Figura 4.23a muestra mucha mayor variabilidad en ambas señales. La mayor correlación ocurre cuando la señal temporal se adelanta en 20.8 minutos (Figura 4.23b). Al comienzo de las señales se puede observar un pequeño salto del orden de decenas de centímetros. Esto se debe únicamente a la deformación, ya que como este terremoto se ubica tan cerca del continente hay deformaciones que ocurren debajo de la ubicación del mareógrafo.

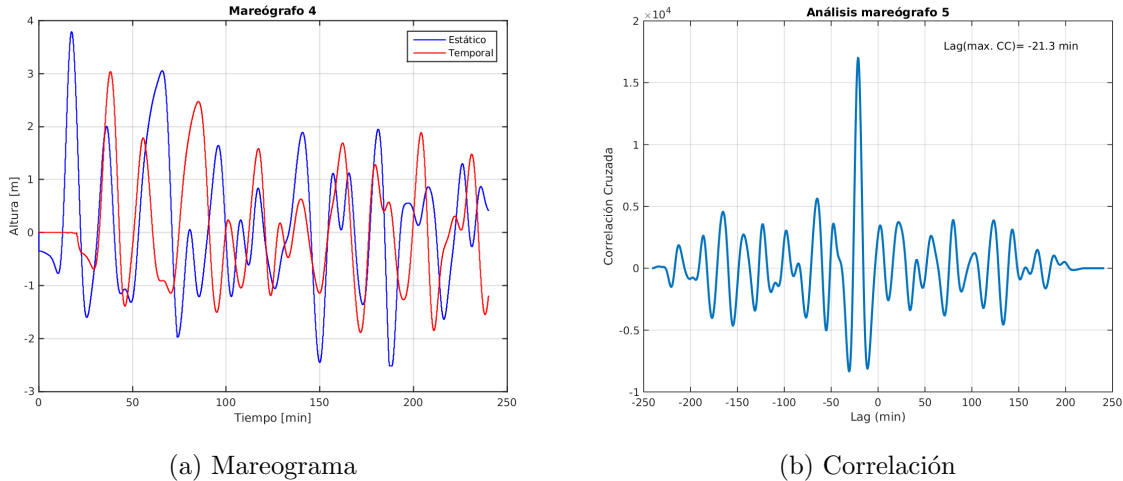


Figura 4.24: Mareógrafo 5 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Isla Mocha.

Las señales de la Figura 4.24a presentan un comportamiento similar pues ambas van disminuyendo su amplitud a medida que pasa el tiempo. La mayor correlación ocurre cuando la señal temporal se adelanta en 21.3 minutos (Figura 4.24b). Aquí nuevamente se observa un salto al inicio de la señal por la misma razón de que el mareógrafo se ubica sobre la deformación.

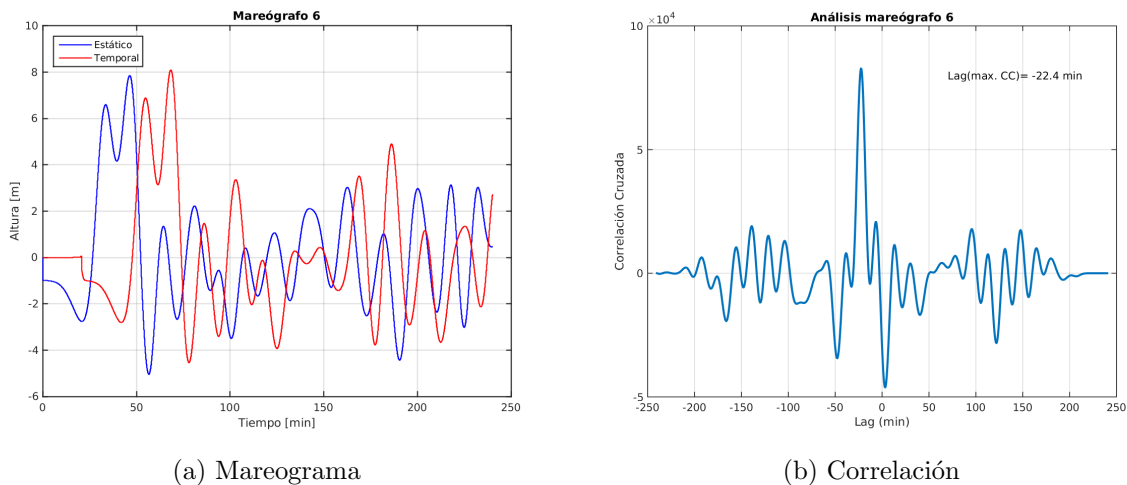


Figura 4.25: Mareógrafo 6 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Punta Saavedra.

La Figura 4.25a muestra los mareogramas de la señal estática y temporal para Punta Saavedra (punto 6 en la Figura 4.19). Se observa que el salto al inicio de ambas señales se hace mayor en este caso. La máxima correlación ocurre para los 22.4 minutos de retraso (Figura 4.25b).

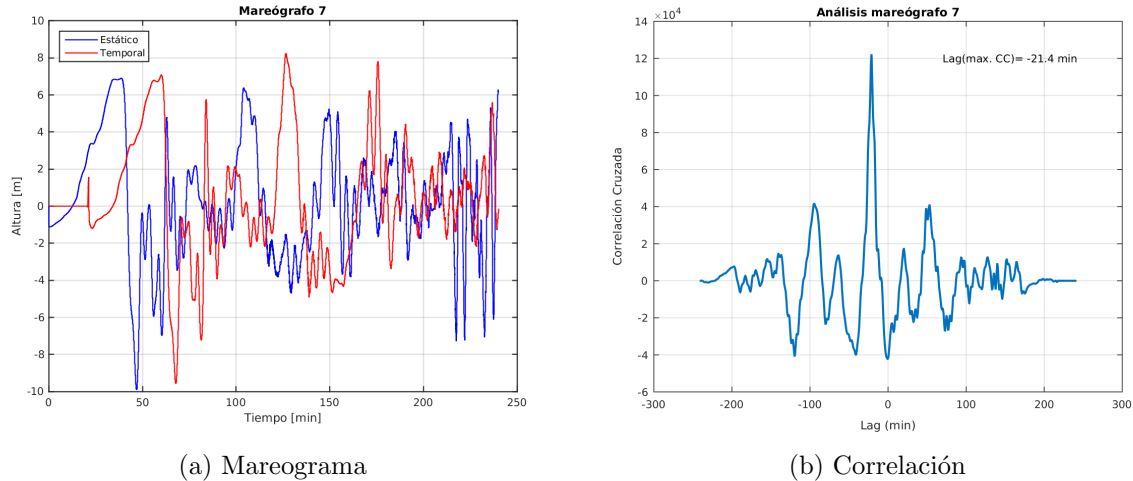


Figura 4.26: Mareógrafo 7 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Valdivia.

La Figura 4.26a muestra el mareógrafo ubicado en Valdivia, que es la localidad más cercana a la mayor deformación del terremoto de Valdivia en 1960. Aquí es evidente la alta variación de la señal mostrando mayor frecuencia en ambas pues las formas de onda no son suaves durante todo el tiempo. La mayor correlación ocurre para un retraso de 21.4 minutos (Figura 4.26).

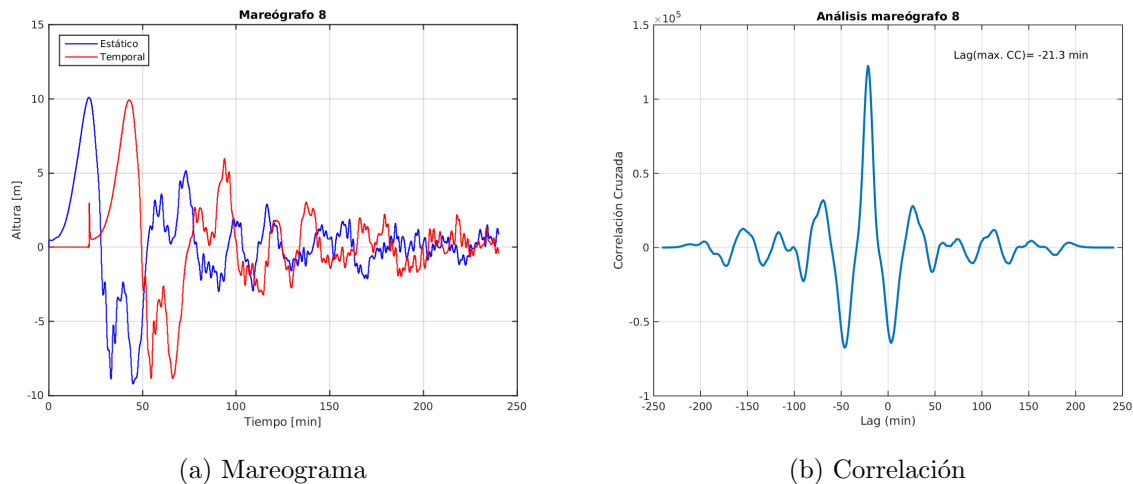


Figura 4.27: Mareógrafo 8 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Bahía Mansa.

La Figura 4.27a muestra el mareógrafo utilizado en Bahía Mansa (punto 8 en la Figura 4.19). Las amplitudes alcanzadas en este punto son muy grandes alcanzando los 10 metros. Esto ocurre para la primera ola pues las siguientes disminuyen en amplitud en ambos modelos. La máxima correlación ocurre cuando la señal temporal se adelanta en 21.3 metros (Figura 4.27b).

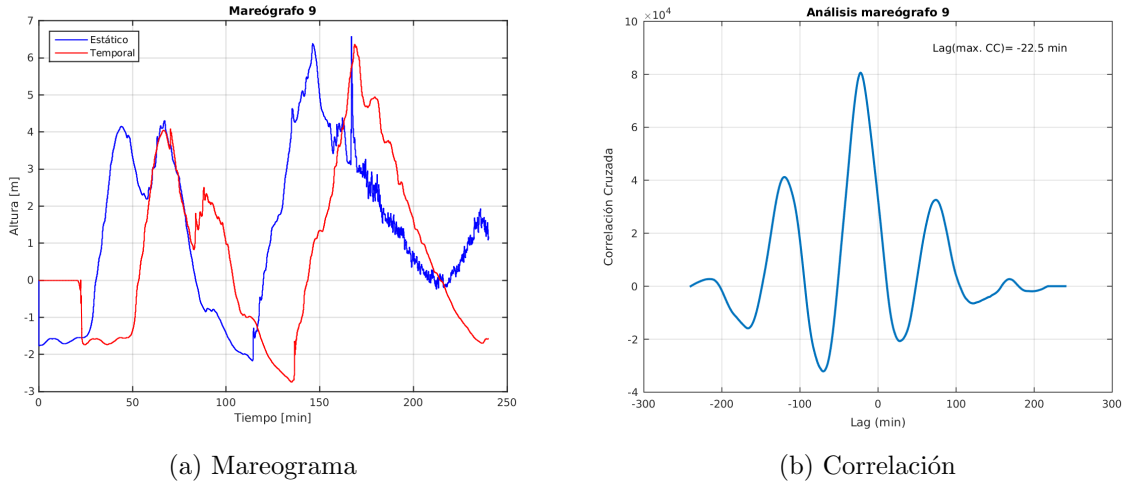


Figura 4.28: Mareógrafo 9 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Ancud.

La Figura 4.28a de Ancud presenta un salto notorio de deformación negativo. Como es visible del punto 9 de la Figura 4.19, este mareógrafo se ubica directamente sobre la subsidencia de la deformación del agua, por lo que registra un salto negativo cercano a los 2 metros. El corrimiento entre ambas señales es de 22.5 minutos, indicado por la máxima correlación entre señales (Figura 4.28b).

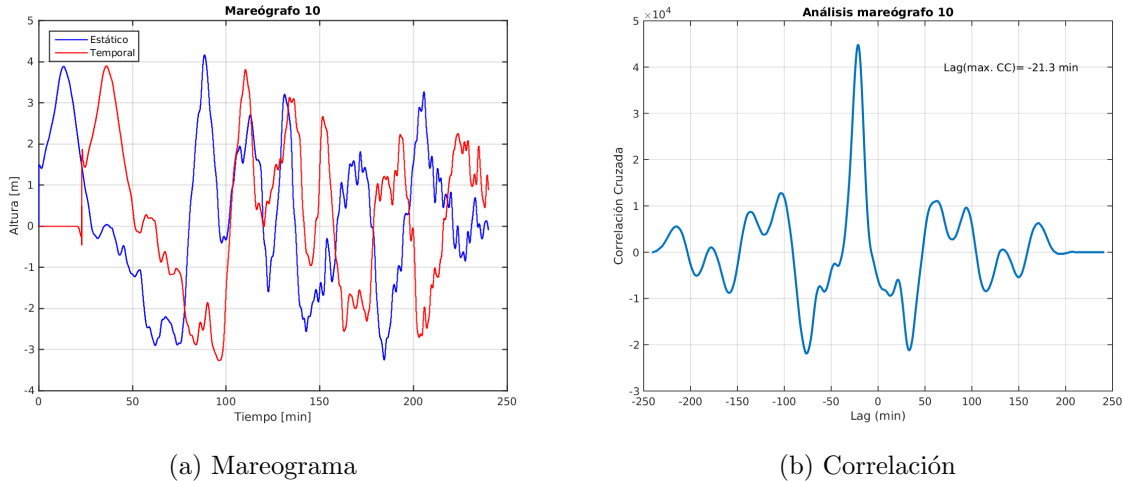


Figura 4.29: Mareógrafo 10 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Colecole.

La Figura 4.29a muestra los mareogramas de ambas señales para el punto ubicado en Colecole, Isla de Chiloé (punto 9 de Figura 4.19). Las amplitudes alcanzadas por ambos modelos son similares alcanzando alrededor de 4 metros. La máxima correlación (Figura 4.29b) ocurre para un retraso de 21.3 minutos.

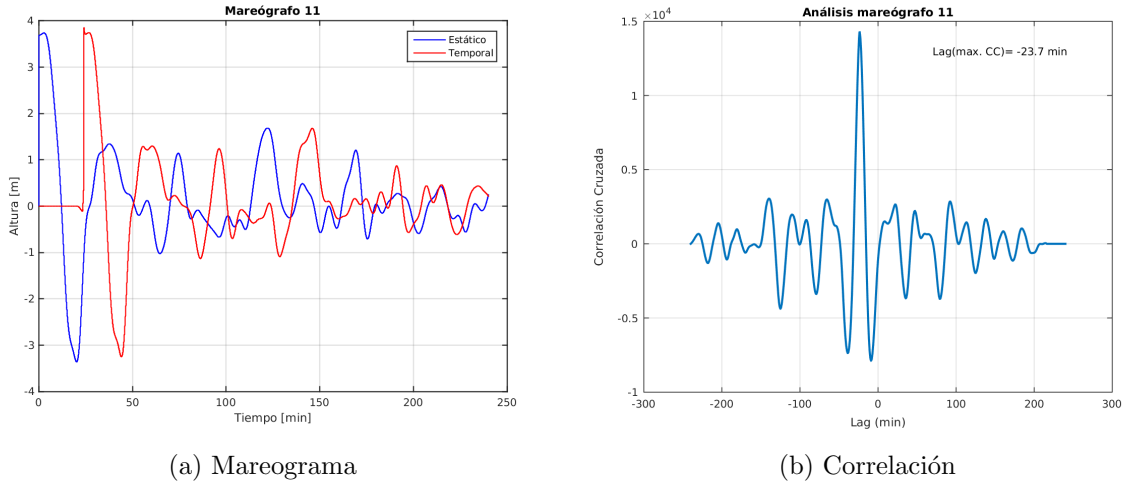


Figura 4.30: Mareógrafo 11 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Guafo.

El mareógrafo 11 de la Figura 4.19 registra señales mostradas en la Figura 4.30a. En este caso el salto inicial de deformación es muy grande, mostrando casi 4 metros al inicio. La correlación de ambas señales es mayor cuando la señal temporal se adelanta en 23.7 minutos (Figura 4.30b).

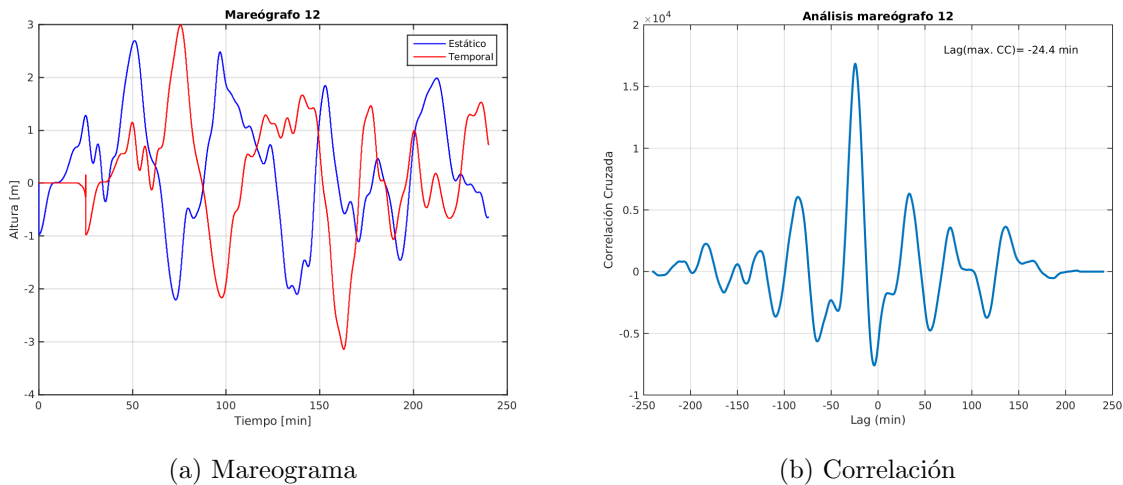


Figura 4.31: Mareógrafo 12 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Puerto Aguirre.

La Figura 4.31a muestra los mareogramas de Puerto Aguirre (punto 11 de la Figura 4.19), donde se observa un salto inicial negativo por el hecho de ubicarse sobre la subsidencia inicial del agua. Las señales son más suaves y en la Figura 4.31b se muestra que la máxima correlación ocurre para los 24.4 minutos de corrimiento.

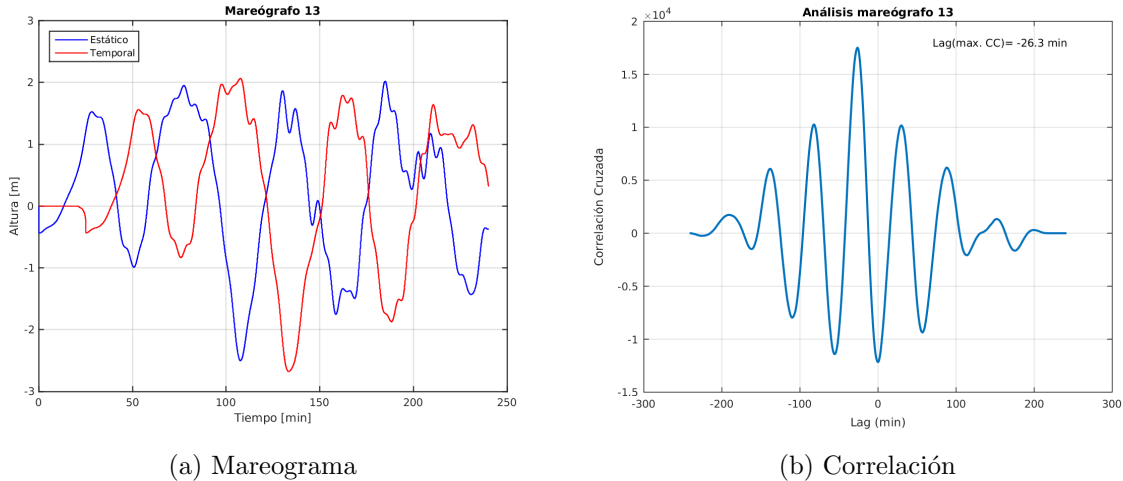


Figura 4.32: Mareógrafo 13 utilizado en Valdivia 1960, localidad de Puerto Aysén.

El último análisis de mareógrafo para el campo cercano del terremoto de Valdivia en 1960 es el punto 13 de la Figura 4.19 y se muestra en la Figura 4.32a. Aquí se aprecian señales similares y suaves con una máxima correlación en el corrimiento de 26.3 minutos (Figura 4.32b).

A diferencia de las simulaciones mostradas en la sección anterior aquí las señales son muy diferentes. El modelo temporal difiere bastante del estático en los tiempos de llegada, mostrando en casos como Tomé (mareógrafo 1, ver Figura 4.20) que la llegada del primer peak estaría arribando unos 20 minutos después que en el caso estático. Este comportamiento se repite en todos los mareógrafos. Los gráficos de correlación cruzada para cada mareógrafo (Figuras 4.20b hasta 4.32b) muestran un corrimiento entre las señales estática y temporal (retraso) bastante grande en comparación con los terremotos tsunami analizados en la sección anterior, teniendo todos ellos valores mayores a los 20 minutos. Una característica particular de algunos mareogramas son los saltos que se ven al principio de las señales, tanto en la estática como en la temporal. Esto se ve en los mareógrafos 3 hasta el 13 (ver Figuras 4.22 hasta 4.32) y ocurre por el hecho de que están ubicados sobre la deformación, a diferencia de los primeros dos mareógrafos (Figuras 4.20 y 4.21) que se ubican al norte de la falla y no alcanzan a estar directamente sobre la deformación. El Cuadro 4.6 muestra las amplitudes máximas de cada modelo para los trece mareógrafos y existen algunos puntos en donde el modelo temporal alcanza una mayor amplitud que el estático. Además, en la última columna se muestra un resumen de los corrimientos que tiene la señal temporal con respecto a la estática en cada uno de los mareógrafos, donde se ve que el último mareógrafo (aquel ubicado más al sur) presenta la mayor diferencia alcanzando los 26.3 minutos.

ID	Máx. amp. estática (m)	Máx. amp. temporal (m)	$\Delta t$ (min)
M1	3.21	2.38	21.1
M2	3.73	2.98	21.3
M3	2.11	1.99	21.2
M4	2.20	1.75	20.8
M5	3.79	3.03	21.3
M6	7.85	8.09	22.4
M7	6.9	8.23	21.4
M8	10.1	9.93	21.3
M9	6.57	6.35	22.5
M10	4.16	3.89	21.3
M11	3.73	3.85	23.7
M12	2.69	2.99	24.4
M13	2.02	2.06	26.3

Cuadro 4.6: Máximas amplitudes registradas en cada uno de los mareógrafos para la señal estática y temporal junto con el corrimiento de la señal temporal con respecto a la estática.

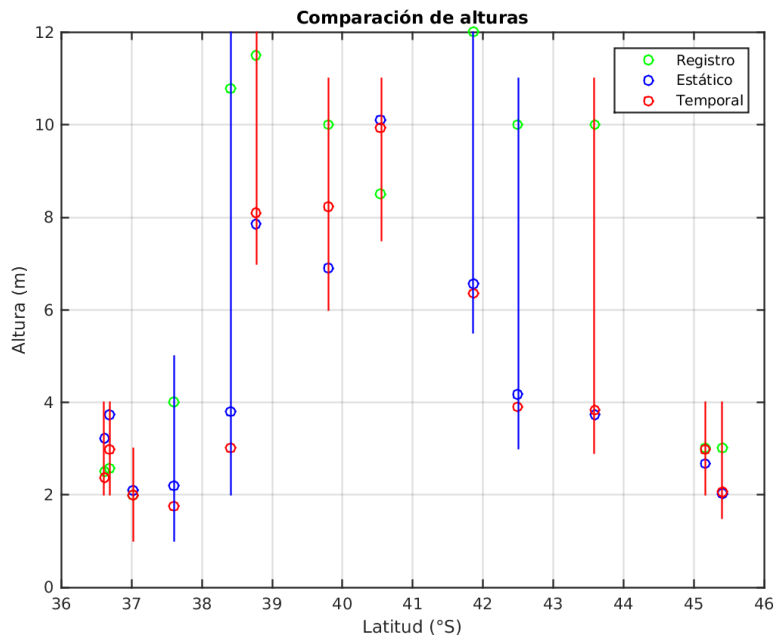


Figura 4.33: Comparación de alturas entre las señales estática y temporal con los registros mostrados en el Cuadro 4.5 (círculos verdes). Los colores de las líneas graficadas para cada punto indican qué modelo se acercó más al registro. Si la línea es de color rojo indica que la máxima amplitud de modelo temporal (círculo rojo) fue más cercana al dato registrado, mientras que si es azul indica que la máxima amplitud del modelo estático (círculo azul) fue más cercana al dato registrado.

Los registros de altura mostrados en el Cuadro 4.5 se compararán con las máximas amplitudes obtenidas por cada modelo. Esta comparación se resume en la Figura 4.33 donde, para cada punto, se muestra el resultado obtenido. Es visible que el modelo temporal se acerca más al registro en

9 de 13 mareógrafos (ver resumen de las diferencias en el Cuadro 4.7). Además, el modelo de deformación utilizado para ambos modelos reproduce mejor los resultados al norte y al sur de la falla, teniendo diferencias más pequeñas que al centro de la misma.

ID	Registro - Estático (m)	Registro - Temporal (m)
M1	-0.7	0.12
M2	-1.17	-0.42
M3	-0.11	0.01
M4	1.8	2.25
M5	7.01	7.77
M6	3.65	3.41
M7	3.1	1.77
M8	-1.6	-1.43
M9	5.43	5.65
M10	5.84	6.11
M11	6.27	6.15
M12	0.31	0.01
M13	0.98	0.97

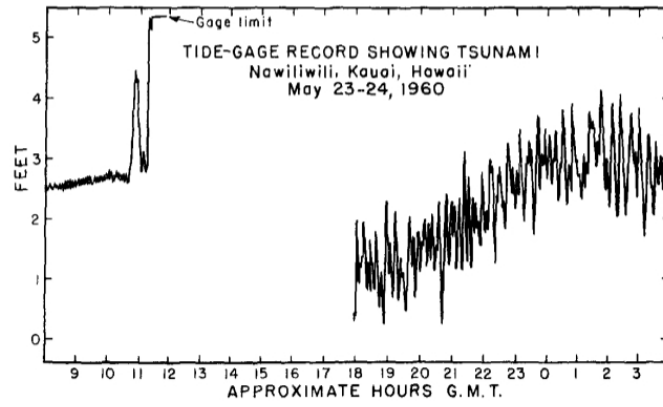
Cuadro 4.7: Diferencias de máximas amplitudes para la señal estática y temporal con los registros mostrados en el Cuadro 4.5.

#### 4.2.2. Campo lejano

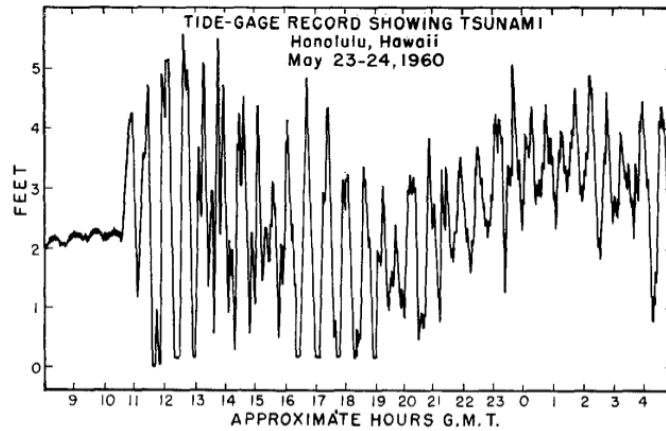
Para poder utilizar la mayor cantidad de información que se dispone sobre este terremoto es que se incluye en esta tesis el análisis de la llegada de las olas a las islas de Hawaii. *Symons y Zetler, 1960* publicaron los mareogramas que estaban operativos al momento de la llegada del tsunami por lo cual se cuenta con información de hora de llegada y con la variación del nivel del mar (ver Figura 4.34). Para esta parte se utilizarán 4 puntos ubicados en las localidades de Nawiliwi, Honolulu, Mokuoloe e Hilo (ver Figura 4.35). Para obtener estos resultados se simuló 17 horas de propagación utilizando una grilla de nivel 1 de 2.16' de resolución la cual cubre la zona mostrada en la Figura 4.35a y una grilla de nivel 2 de 0.54' de resolución la cual se utiliza exclusivamente para la zona de Hawaii mostrada en la Figura 4.35b (el proceso de obtención de las grillas fue explicado en el capítulo anterior). Además, para esta simulación se cambió el paso de tiempo a 3 segundos para reducir costos computacionales cumpliéndose con la condición de Courant.

ID	Lugar	Latitud (°)	Longitud (°)	Hora llegada (UTC)
1	Nawiliwili	21.95N	200.68	10 : 40
2	Honolulu	21.28N	202.10	10 : 33
3	Mokuoloe	21.45N	202.20	10 : 40
4	Hilo	19.74N	204.92	09 : 58

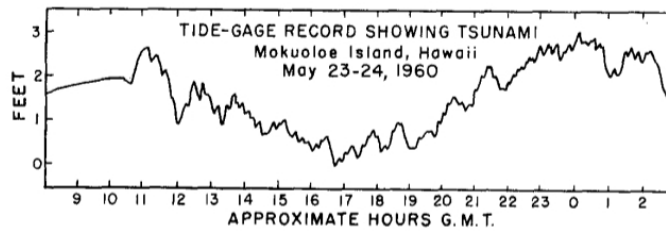
Cuadro 4.8: Registros de mareógrafos operativos en Hawaii para la llegada del tsunami chileno de 1960 (*Symons y Zetler, 1960*).



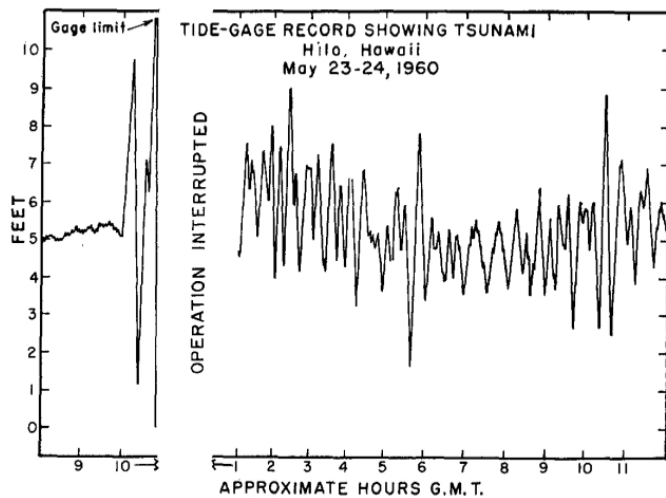
(a) 1



(b) 2

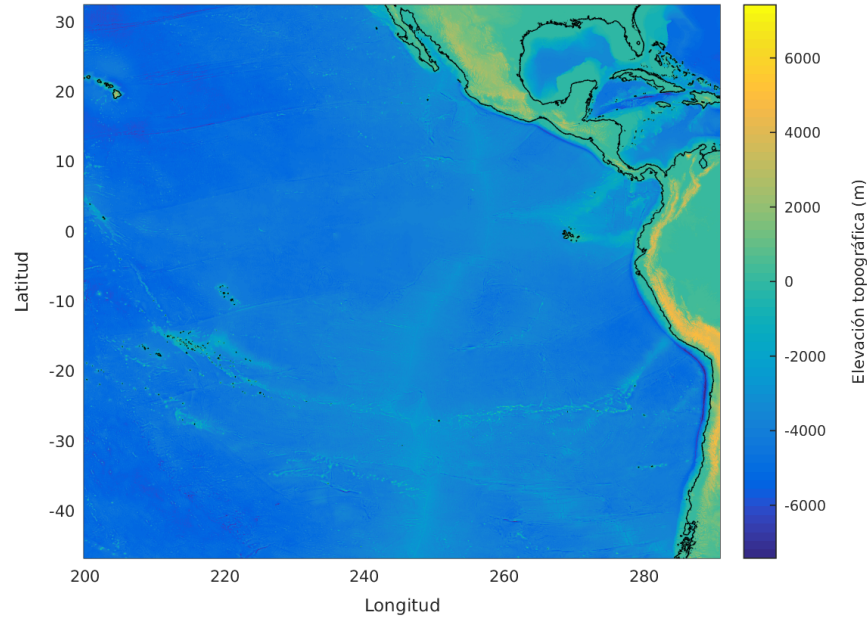


(c) 3

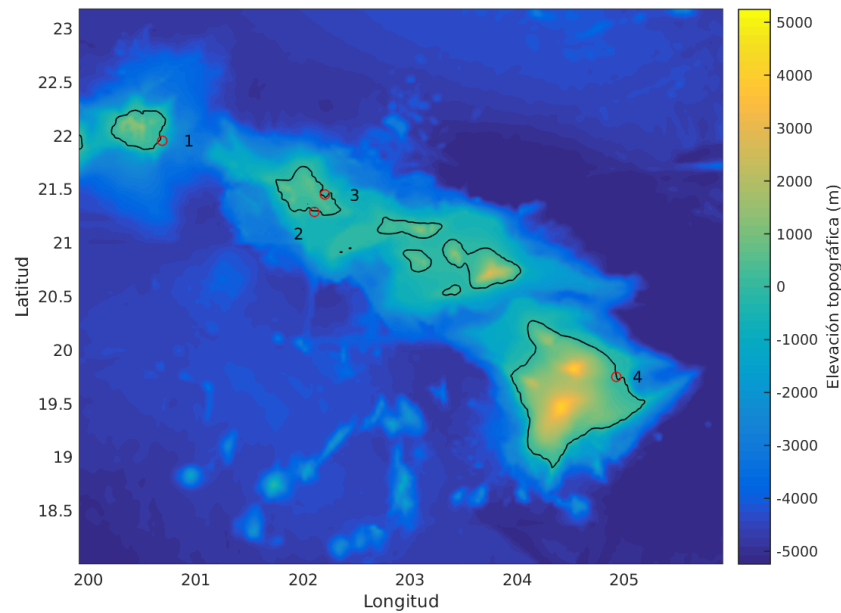


(d) 4

Figura 4.34: Mareogramas operativos a la llegada del tsunami chileno de 1960 a las costas de Hawaii (*Symons y Zetler, 1960*).

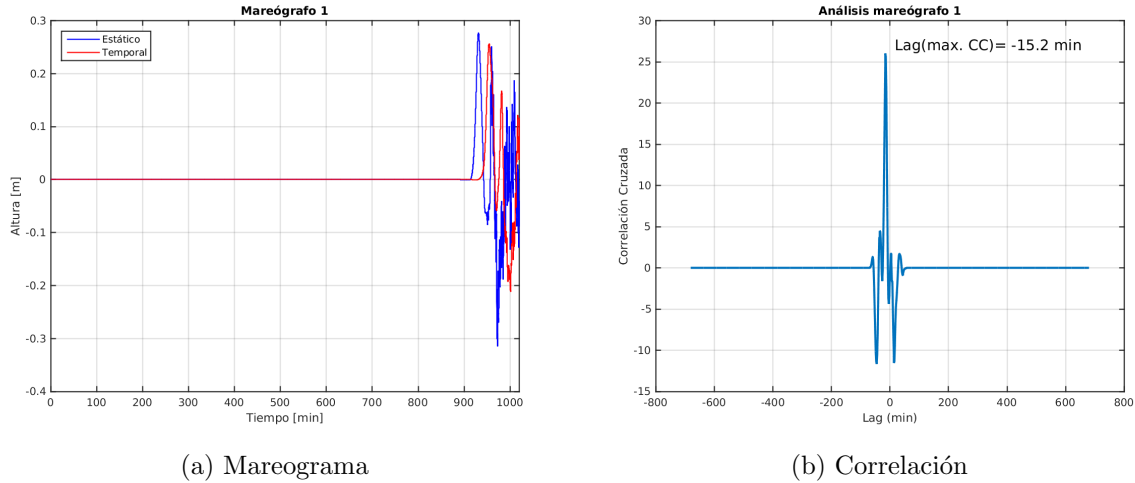


(a) Nivel 1



(b) Nivel 2

Figura 4.35: En (a) se muestra la zona de la grilla de nivel 1 utilizada para la propagación del tsunami desde las costas chilenas hasta Hawaii. En (b) se muestra la zona que cubre la grilla de nivel 2 además de la ubicación de los 4 mareógrafos (círculos en rojo) utilizados para la comparación de tiempo de llegada del tsunami. Los ID de cada mareógrafo corresponden con el Cuadro 4.8). La barra de colores indica la elevación topográfica en metros.

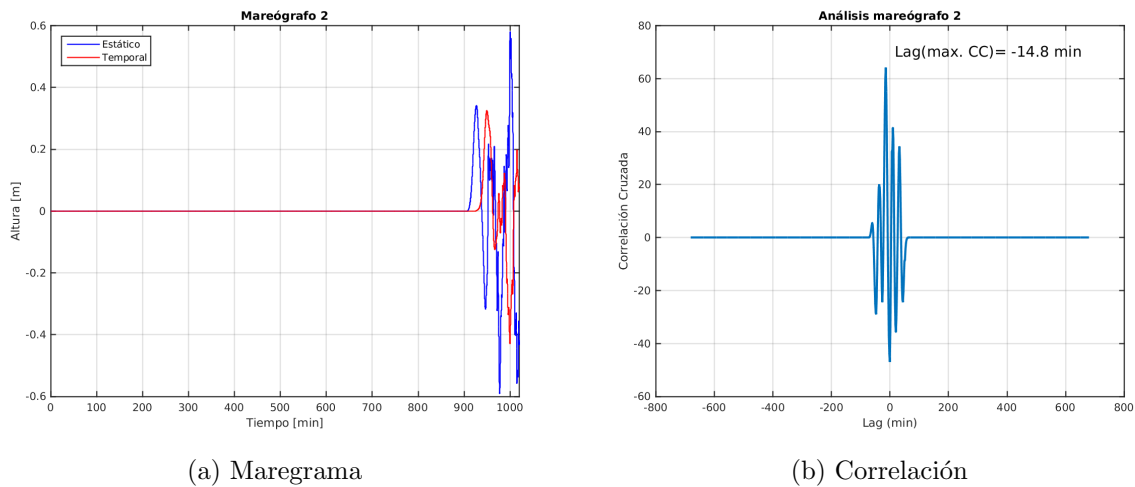


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.36: Mareógrafo 1 utilizado en Valdivia 1960 para su llegada a Hawai, localidad de Nawiliwi.

En la Figura 4.36 se muestra el registro del mareógrafo virtual 1 (ver punto 1 en Figura 4.8). Se visualiza que el tiempo de desfase entre ambas señales es de 15.2 minutos.

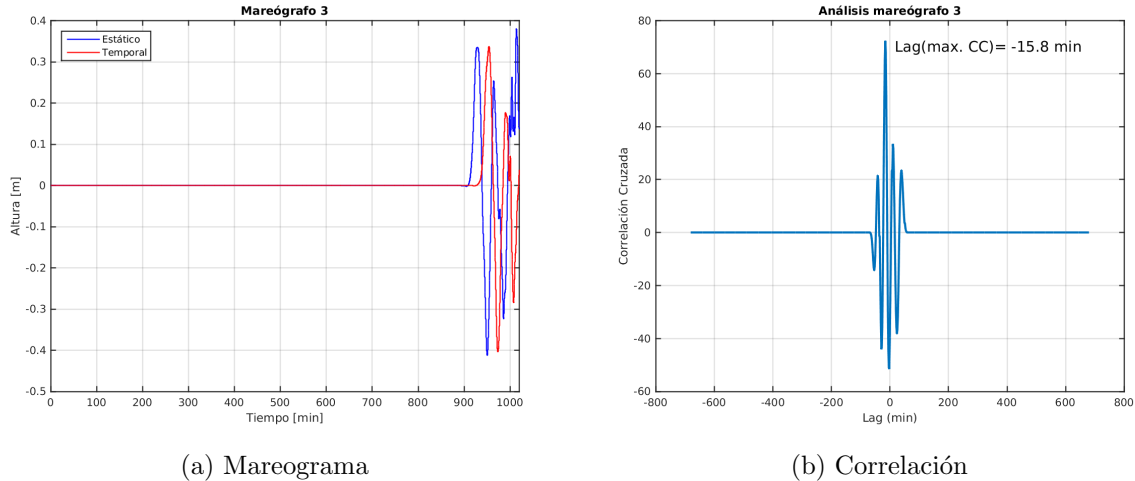


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.37: Mareógrafo 2 utilizado en Valdivia 1960 para su llegada a Hawai, localidad de Honolulu.

El mareógrafo virtual 2 (punto 2 en Figura 4.8) se muestra en la Figura 4.37 donde se visualizan las llegadas de ambas señales alrededor de los 900 minutos después de generado el terremoto de Valdivia. La correlación tiene un máximo valor cuando la señal temporal se adelanta en 14.8 minutos.

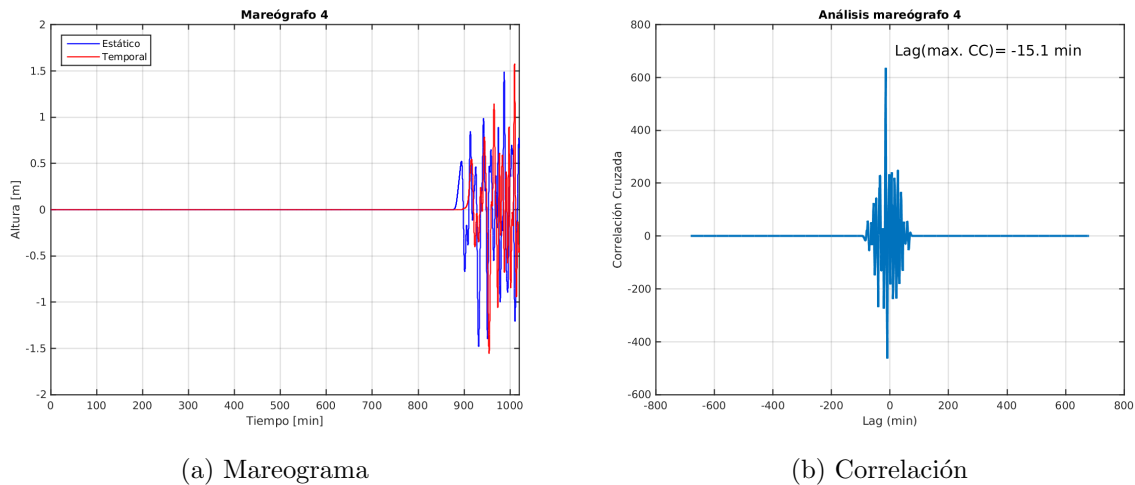


(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.38: Mareógrafo 3 utilizado en Valdivia 1960 para su llegada a Hawai, localidad de Mo-kuoloe.

La Figura 4.38 muestra el registro del mareógrafo virtual 3 (ver punto 3 en Figura 4.8). Se visualiza que el desfase entre las dos señales es de 14.8 minutos.



(a) Mareograma

(b) Correlación

Figura 4.39: Mareógrafo 4 utilizado en Valdivia 1960 para su llegada a Hawai, localidad de Hilo.

La Figura 4.39 muestra el último mareógrafo virtual analizado (punto 4 en Figura 4.8). Las señales alcanzan una máxima correlación para un corrimiento de 15.1 minutos.

ID	Máx. amp. E (m)	Máx. amp. T (m)	$\Delta t$ (min)	Hora E(UTC)	Hora T(UTC)
M1	0.27	0.25	15.2	10 : 14	10 : 31
M2	0.58	0.32	14.8	10 : 09	10 : 24
M3	0.38	0.33	15.8	10 : 08	10 : 29
M4	1.49	1.57	15.1	09 : 39	09 : 56

Cuadro 4.9: Máximas amplitudes registradas en cada uno de los mareógrafos utilizados en Hawaii para la llegada del terremoto de Valdivia tanto para la señal estática (E) como la temporal (T) junto con el corrimiento entre ambas señales y las horas de llegada del tsunami a dichos puntos.

En las Figuras 4.36 hasta 4.39 se visualiza el análisis de cada uno de los mareogramas obtenidos para los mareógrafos virtuales localizados en Hawaii. El Cuadro 4.9 muestra un resumen de las máximas amplitudes obtenidas en cada señal junto con el corrimiento de tiempo entre ambas señales. De aquí es notorio que el mareógrafo 4 (punto 4 en Figura 4.35b, aquel que recibe primero a la ola) registra las mayores amplitudes, superando un metro de altura en ambas señales y que en todos los mareógrafos se registra un corrimiento de alrededor de 15 minutos entre la señal estática y la temporal. Además, para este caso se añade la hora de llegada de la ola a las costas de Hawaii bajo las condiciones de esta simulación para compararlas con las horas de llegada registradas por los mareógrafos señalados en el Cuadro 4.8, de donde se obtiene que el modelo temporal es el que está más cercano en horas de llegada. Observando el Cuadro 4.8 junto con el Cuadro 4.9 es visible que las horas de llegada del modelo temporal difieren como máximo por 11 minutos en el caso del mareógrafo 3, a diferencia del modelo estático que llega a diferir hasta por 32 minutos para el mismo mareógrafo 3. Con respecto a los mareogramas publicados por *Symons y Zetler, 1960* primero se debe tener en cuenta que las amplitudes están en pies, mientras que las observaciones de esta investigación están en metros. Así, de la Figura 4.34(1) se ve que el mareógrafo alcanza a registrar hasta 5.5 pies, pero sustrayendo el nivel inicial al que estaba que es alrededor de 2.5 pies, se obtiene que su mayor amplitud registrada es de 3 pies, equivalente a 0.9 metros. Para el segundo mareógrafo (Figura 4.34(2)) se observan amplitudes similares al anterior. Para el tercer mareógrafo (Figura 4.34(3)) la amplitud decrece, siendo de 1 pie aproximadamente, lo cual equivale a 0.3 metros. Finalmente, el mareógrafo 4 (Figura 4.34(4)) ubicado en Hilo alcanza un límite de aproximadamente 5.5 pies, lo cual sobrepasa el metro de altura. En el Cuadro 4.10 se muestra un resumen de las máximas amplitudes registradas por los mareógrafos reales de Hawaii y la diferencia con las máximas amplitudes de las señales estática y temporal de la simulación mostradas en el Cuadro 4.9. Cabe mencionar que en las simulaciones no está considerada la suma o resta de la marea.

ID	Máx. registro (m)	Dif. E (m)	Dif. T (m)	Dif. E (min)	Dif. T (min)
M1	0.90	0.62	0.64	26	9
M2	1.05	0.46	0.72	24	9
M3	0.30	-0.08	-0.03	32	11
M4	1.65	0.16	-0.073	19	2

Cuadro 4.10: Diferencias de amplitud y horas de llegada de simulaciones estática (E) y temporal (T) con los registros reales publicados por *Symons y Zetler, 1960* (ver Cuadro 4.8 para los registros de horas de llegada).

# Capítulo 5

## Discusión

La primera parte de esta investigación consistió en el análisis de tres terremotos tsunami con el objetivo de analizar el rol que podría jugar la baja velocidad de ruptura en la generación de olas de gran altura. Luego de las simulaciones se vio que las señales generadas fueron muy débiles alcanzando decenas de centímetros. Este resultado no reproduce los valores registrados, donde dichos terremotos generaron tsunami devastadores con olas de metros de altura. Así, lo anterior quiere decir que la velocidad de ruptura asociada a la componente temporal no juega un rol importante en estos tres eventos y además queda demostrado que las grandes alturas alcanzadas no tienen que ver con la fuente sísmica como tal. Probablemente la causa haya sido el tipo de margen donde se dieron a cabo cada uno de los eventos (*Kanamori y Kikuchi, 1993; Pelayo y Wiens, 1992; Ammon et al., 2006*) desencadenando algún tipo de mecanismo como splay faults, deslizamientos de tierra submarinos, entre otros, pero ese análisis queda fuera de los objetivos del presente estudio.

Como fue mostrado en la Figuras 4.4 hasta 4.8 y resumido en el Cuadro 4.4 (terremoto de Nicaragua de 1992), las máximas amplitudes alcanzadas son muy similares en ambos modelos. De los cinco mareógrafos analizados, el segundo muestra la mayor amplitud cercana a los 70 centímetros mientras que la menor amplitud alcanzada fue de 14 centímetros en el mareógrafo 1. En las Figuras 4.9 hasta 4.13 (terremoto de Java en 2004) es nuevamente visible que el comportamiento de las olas es muy similar en ambos modelos. En este caso los mareógrafos 1 y 5 muestran máximas amplitudes que no alcanzan los 10 centímetros, por lo que la variabilidad de las olas en esos puntos es muy poca. Una causa probable de estos registros es que para el terremoto de Java en 1994 la ruptura ocurrió lejos de la costa, lo cual es visible en la Figura 4.2, donde la distancia es de más de 200 kilómetros. Los mareógrafos que se encuentran frente a la ruptura son los que reciben las olas de mayor amplitud, donde el mareógrafo 4 registró una amplitud de un poco más de 20 centímetros, pero los que están más alejados, como los mareógrafos 1 y 5 reciben olas más debilitadas no alcanzando los 10 centímetros. En las Figuras 4.14 hasta 4.18 (terremoto de Java en 2006), de todos los mareógrafos en estudio para este terremoto son los mareógrafos 2 y 3 quienes reciben las mayores amplitudes, registrando olas de 20 y 30 centímetros respectivamente. Es posible ver también que la señal llega primero a los mareógrafos 1 y 2, mientras que para los mareógrafos 3, 4 y 5 tarda un poco más, aunque el número 3 es el que registra el mayor retraso de las olas alrededor de 40 minutos después de ocurrido el terremoto. Ésto se explica debido a que el punto número 3 se ubica en una bahía (ver punto 3 de la Figura 4.3) y aquí la llegada del frente de ondas sufre una curvatura debido al efecto de difracción que produce cambios en la velocidad de propagación haciendo que la llegada a la costa tarde un poco más que en los otros puntos. En general, las diferencias de llegada entre el modelo estático y temporal no alcanzan a sobrepasar

los 2 minutos, exceptuando el mareógrafo 4 del terremoto de Java en 2006 donde el retraso es de 2.7 minutos (Figura 4.17). Estas diferencias ocurren porque al considerar una ruptura con modelo temporal la energía proveniente de la deformación del suelo oceánico tarda un cierto tiempo en ser liberada completamente, pero mientras se está liberando energía, por ejemplo, al sur de la falla, ya hay olas propagándose al norte de ella, entonces cuando el proceso de ruptura se completa, las olas generadas pueden interferir entre ellas, aunque en este caso, la interferencia fue muy poca, viéndose reflejada en un par de minutos de retraso en hora de llegada y tan solo milímetros de diferencia en amplitud para la mayoría de los puntos analizados.

La segunda parte de la investigación se enfocó netamente en el campo cercano del terremoto de Valdivia de 1960, un terremoto de larga duración y con componente de baja frecuencia. Los primeros resultados de la simulación fueron los mareogramas obtenidos donde se analizaron las máximas alturas alcanzadas por cada modelo (estático y temporal) y las diferencias de horas de llegada entre ambos modelos. Analizando los mareógrafos de norte a sur, se tiene que el primer mareógrafo ubicado en Tomé muestra un retraso de la señal temporal de 21.1 minutos (ver Figura 4.20). El mareógrafo 2 ubicado en Talcahuano (ver Figura 4.21) muestra un retraso de 21.3 minutos de la señal temporal. El mareógrafo 3 de Coronel (ver Figura 4.22) muestra un pequeño salto negativo en amplitud. Esto se relaciona directamente con la ubicación del mareógrafo sobre la subsidencia inicial del agua (ver punto 3 de Figura 4.19).

Luego, los mareógrafos 4, 5 y 6 (Figuras 4.23, 4.24 y 4.25) también presentan un retraso de la señal temporal cercano a los 20 minutos. Es evidente que los saltos iniciales asociados con la deformación se van haciendo mayores a medida que se va hacia el sur, teniéndose un salto de alrededor de 0.5 metros para el mareógrafo 5 y un salto de aproximadamente 1 metro para el mareógrafo 6. Esto ocurre porque, mirando la Figura 4.19, la deformación del agua va aumentando su magnitud a medida que se va hacia el sur, y eso se ve directamente reflejado en los mareogramas. Un caso particular se muestra en el mareógrafo 7 que corresponde a Valdivia, lugar cercano al epicentro del terremoto (ver Figura 4.26). El retraso de ambas señales es de 21.4 minutos. Este mareógrafo muestra que la señal posee mucha variabilidad en las amplitudes alcanzadas. Este comportamiento ocurre porque el punto se ubica cerca de la mayor deformación (ver punto 7 de la Figura 4.19) lo cual afecta directamente a las olas generadas. Luego, los mareógrafos 8 y 9 (ver Figuras 4.27 y 4.28) también muestran una señal con mucha variabilidad ya que también están cerca de la mayor deformación. El mareograma de Ancud (Figura 4.28a) muestra una señal distinta a los demás. Ésto puede deberse a que Ancud se ubica en un golfo, por lo que las olas tienen un comportamiento distinto a como si llegaran directamente. En este caso el tsunami comienza a ingresar al golfo y las olas van cambiando su trayectoria debido a los efectos de los cambios de profundidad y al atrapamiento de las olas dando paso a efectos de reflexión de ondas. Más hacia el sur las señales comienzan a ser un poco más suaves por el hecho de que la deformación es menor. Además, en el caso temporal las olas llegan más tarde que en los otros puntos (ver Figuras 4.29 hasta 4.32). Esto último se ve reflejado en que la diferencia en tiempos de llegada comienza a aumentar, llegando a una diferencia de 26.3 minutos para el último mareógrafo ubicado en Puerto Aysén (ver Figura 4.32). En la sección anterior se comentó acerca de los saltos que presentan los mareógrafos 3 al 13 (Figuras 4.22 hasta 4.32). Para el terremoto de Valdivia de 1960, como la fosa se encuentra muy cercana al continente, es común tener observaciones de este tipo donde la deformación se ve directamente reflejada en los mareogramas debido a que la ubicación de los mareógrafos está sobre ésta. Ésto ocurre simplemente porque cuando se gatilla la deformación en la vida real el mareógrafo se mueve junto con la tierra que está siendo deformada, diferente a lo que ocurre con un mareógrafo virtual, que por el hecho de ser virtual permanece en su posición, lo cual hace que

registre este gran salto en su señal. Algo importante para mencionar es que ésto no sucedió para las simulaciones de los terremotos tsunami ya que si se observan las figuras de deformación inicial (Figuras 4.1, 4.2 y 4.3) es evidente que la deformación ocurre únicamente bajo el suelo oceánico, y es por esta razón que en todos los mareogramas de los terremotos tsunami no se registran saltos abruptos de la señal. En la Figura 4.33 y el Cuadro 4.7 se mostraron los resultados obtenidos con respecto al estudio de amplitudes. Luego de comparar las máximas amplitudes de cada señal con los registros, los resultados fueron bien reproducidos para el norte y sur de la falla. En el caso del mareógrafo 1 ubicado en Tomé (Figura 4.20), la observación fue entregada por un testigo por lo que la comparación puede ser subjetiva, pero el segundo mareógrafo ubicado en Talcahuano (Figura 4.21) fue dada por un instrumento, por lo que en este punto ambos modelos reproducen bien el resultado, aunque el modelo temporal posee menor diferencia que el estático. El mareógrafo 3 ubicado en Coronel (Figura 4.22) sigue teniendo valores similares. Para los tres casos anteriores, como están ubicados al norte de la falla, la deformación no influye tanto en la interferencia reproducida en el mareograma. Para el mareógrafo 4 hasta el 11 (Figuras 4.23 hasta 4.30) las diferencias en amplitud comienzan a ser mayores. En este caso los mareogramas se ven con mucha interferencia y comienzan a aparecer los saltos ligados a la deformación al inicio del registro. Todos los registros de estos últimos mareógrafos mencionados son observaciones de testigos a excepción del mareógrafo 5 de Isla Mocha (Figura 4.24) que corresponde a medida de runup y el mareógrafo 8 de Bahía Mansa (Figura 4.27) del cual se desconoce el tipo de altura medido. Como este terremoto ocurrió en una época de poca instrumentación disponible, los registros que se tienen son sólo los entregados por lo cual el análisis fue hecho en base a esto.

A lo anterior se sumó un nuevo objetivo que fue simular el tsunami hasta la isla de Hawaii con el propósito de analizar los tiempos de llegada de ambos modelos. El análisis en este caso fue la comparación de amplitudes y de horas de llegada. En el Cuadro 4.10 se resumieron de las diferencias en amplitud de cada señal mostrándose que para los dos primeros mareógrafos es el modelo estático el que se acerca más a las observaciones, pero teniendo diferencias de hasta 70 centímetros. Todo lo contrario ocurre para los mareógrafos 3 y 4, donde el modelo temporal se acerca más a los registros y con muy poco margen de error (a lo más 1 centímetro). Con respecto a la hora de llegada, en el mismo Cuadro 4.10 se muestra que el modelo temporal es aquel que presenta las diferencias más bajas, con una diferencia máxima de 11 minutos para el mareógrafo 3 y una mínima de tan solo 2 minutos para el mareógrafo 4. Esto puede tener relación con que los mareógrafos 3 y 4 son quienes reciben primero el impacto, a diferencia de los otros dos que reciben la llegada de la ola cuando ya ha pasado por mucha interferencia. Una posibilidad es que los efectos locales estén jugando un rol importante y como no se posee una batimetría de mejor resolución, no es posible obtener los mismos resultados.



# Capítulo 6

## Conclusiones

El objetivo general de esta tesis era analizar el rol que juega la componente temporal de una ruptura sísmica en el tsunami generado y ver las diferencias principales entre los modelos estáticos y temporales. Además, como objetivo específico se planteó el análisis aplicado a tres terremotos tsunami y a un terremoto de larga duración. Para el caso de los terremotos tsunami los resultados obtenidos no reflejaron los registros. Con ésto sabemos que para bajas magnitudes y velocidades de ruptura relativamente lentas, no existe una diferencia significativa entre un modelo estático y otro temporal. En *Kanamori y Kikuchi, 1993* se explica muy bien el rol del tipo de margen en la generación de terremotos tsunami, lo cual indica que la presencia o ausencia de sedimentos fue la responsable de la generación de tsunami con alturas tan grandes, mediante mecanismos como splay faults, deslizamientos de tierra submarinos, etc, pero dicho análisis queda fuera de los objetivos de esta tesis. Ésto no pudo ser reproducido por las simulaciones aquí mostradas porque las características del tsunami generado son dependientes, más que nada, de la cantidad de deslizamiento y el ángulo dip que se ingresa al software. Así, la hipótesis con respecto a los terremotos tsunami es rechazada debido a que en las señales temporales no se presentaron diferencias significativas.

Los mareogramas de los tres terremotos tsunami analizados muestran que los modelos temporal y estático tienen un rol muy similar en la generación del tsunami. El modelo temporal, a diferencia del estático, libera la energía asociada a la deformación por separado, pero como el tiempo de ruptura de estos terremotos fue pequeño, las olas generadas no alcanzaron a tener un comportamiento distinto a como lo tienen en el modelo estático. Además, otro factor que también influyó fue el largo de la ruptura. Como los terremotos tsunami tuvieron una magnitud de momento alrededor de 7.7 para los tres casos, su largo de ruptura fue de alrededor de 200 kilómetros lo cual implica que es una falla relativamente corta y esto hizo que el arribo de las olas a la costa en el modelo temporal no tuviese un desfase significativo con el modelo estático.

Con respecto al terremoto de Valdivia, se concluye que debido a la larga duración de la ruptura y al largo de la falla, la componente temporal sí juega un rol en la generación del tsunami. En este caso vimos las diferencias significativas entre un modelo y otro en términos de amplitudes y retrasos entre ambas señales. Además, en el Cuadro 4.7 se resumieron las diferencias de amplitudes de las señales con los registros, dejando en claro que sí hay diferencias en las amplitudes alcanzadas.

Para esta parte del estudio, además de discutir los resultados de cada mareograma se incorporó la simulación del tsunami hasta Hawaii para analizar los tiempos de llegada, pues esa información está disponible en ciertos puntos de la isla. De este análisis se concluye que bajo las condiciones de estas simulaciones, el modelo de deformación utilizado reproduce bien los registros en amplitud,

teniendo diferencias máximas de tan solo 70 centímetros. Sin embargo, estos registros podrían ser mejorados con la inclusión de batimetría de mejor resolución. Con respecto a la hora de llegada, el modelo temporal reproduce mejor los registros, con una diferencia máxima de 11 minutos, mientras que el modelo estático tuvo diferencias de más de 30 minutos.

Con los resultados anteriores, es evidente que el modelo temporal sí juega un rol importante en la propagación del tsunami cuando se trata de una larga ruptura tanto espacial como temporalmente, siendo aceptada la hipótesis con respecto al terremoto de larga duración. El caso de Valdivia de 1960 sirvió para cuantificar dichas diferencias, tanto en amplitudes como en corrimiento. Además, el modelo temporal fue mucho mejor para cuantificar las horas de llegada del tsunami a las islas de Hawaii teniendo diferencias en tiempos de llegada de 9, 11 y 2 minutos mientras que el modelo estático estuvo alrededor de los 20 minutos de diferencia alcanzando incluso 32 minutos para el tercer mareógrafo ubicado en Mokuoloe. Finalmente, se concluye que el modelo temporal es importante para análisis, pues como fue mostrado, en algunos casos puede reproducir mejores resultados que el estático. Las rupturas de larga duración podrían ser las que muestren mejor estas diferencias entre el modelo estático y temporal y para eso habría que analizar otro terremoto de características similares. El terremoto de Sumatra en 2004 se asemeja al de Valdivia en cuanto a duración y largo de ruptura, por lo que queda como sugerencia para una futura investigación.

# Bibliografía

- [1] ABE, K. *Quantification of tsunamigenic earthquakes by the  $M_t$  scale.* Tectonophysics 166, 1989, p. 27-34.
- [2] AMANTE, C. y EAKINS, B. *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis.* NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M, 2009.
- [3] AMMON, C., KANAMORI, H., LAY, T. y VELASCO, A. *The 17 July 2006 Java tsunami earthquake* Geophysical Research Letters, Vol. 33, L24308, 2006, doi:10.1029/2006GL028005.
- [4] ABERCROMBIE, R., ANTOLIK, M., FELZER, K. y EKSTRÖN, G. *The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount* Journal of Geophysical Research, Vol. 106, No. B4, 2001, p. 6595-6607.
- [5] BECKER, J., SANDWELL, D., SMITH, W., BRAUD, J., BINDER, B., DEPNER, J., FABRE, D., FACTOR, J., INGALLS, S., KIM, S., LADNER, R., MARKS, K., NELSON, S., PHARAOH, A., TRIMMER, R., VON ROSENBERG, J., WALLACE, G. y WEATHERALL, P. *Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30 PLUS* Marine Geodesy, 32:4, 355-371, 2009.
- [6] CIFUENTES, I. *The 1960 Chilean earthquakes.* Journal of Geophysical Research, Vol. 94, No. B1, 1989, p. 665-680.
- [7] CIFUENTES, I. y SILVER, P. *Low-Frequency Source Characteristics of the Great 1960 Chilean Earthquake.* Journal of Geophysical Research, Vol. 94, No. B1, 1989, p. 643-663.
- [8] DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. y STEIN, S. *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions.* Geophysical Research Letters, Vol. 21, 2191-2194, 1994, doi:10.1029/94GL02118.
- [9] EZE, C., UKO, D., GOBO, A., SIGALO, F. y ISRAEL-COOKEY, C. *Mathematical evaluation of tsunami propagation.* Research Journal of Applied Sciences, Vol. 4, Issue 6, 2009, p. 213-216.
- [10] FUKAO, Y. *Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches.* Journal of Geophysical Research, Vol. 84, n. B5, 1979, p. 2303-2314.

- [11] HAYES, G. P., D. J. WALD, AND R. L. JOHNSON. *Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries*.  
Journal of Geophysical Research, 117, B01302, 2012, doi:10.1029/2011JB008524.
- [12] IDE, S., BEROZA, G., SHELLY, D. y UCHIDE, T. *A scaling law for slow earthquakes*.  
Nature, vol. 447, 2007, p. 76-79.
- [13] KANAMORI, H. *Mechanism of tsunami earthquakes*.  
Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1972, p. 346–359.
- [14] KANAMORI, H. y ANDERSON, D. *Theoretical basis of some empirical relations in seismology*.  
Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 65, No. 5, 1975, p. 1073-1095.
- [15] KANAMORI, H. y BRODSKY, E. *The physics of earthquakes*.  
Institute of Physics Publishing, 2004, p. 1429–1496.
- [16] KANAMORI, H. y CIPAR, J. *Focal process of the great chilean earthquake may 22, 1960*.  
Physics of the Earth and Planetary Interiors, 9, 1974, p. 128-136.
- [17] KANAMORI, H. y KIKUCHI, M. *The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments*.  
Nature, Vol. 361, 1993, p. 714-716.
- [18] KATO, T. *Slow earthquake*.  
Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (2 ed.), 1989, p. 1374–1382.
- [19] KAWASAKI, I., ASAI, Y. y TAMURA, Y. *Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench*.  
Tectonophysics 330, 2001, p. 267-283.
- [20] MORENO, M., BOLTE, J., KLOTZ, J. y MELNICK, D. *Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake*.  
Geophysical Research Letters, Vol. 36, L16310, 2009, doi:10.1029/2009GL039276.
- [21] OKADA, Y. *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*.  
Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, No. 4, 1985, p. 1135-1154.
- [22] OKAL, E.. *Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: a review*.  
Natural Hazards 1, 1988, p. 67-96.
- [23] PELAYO, A. y WIENS, D. *Tsunami earthquakes: slow thrust faulting events in the accretionary wedge*.  
Journal of Geophysical Research, Vol. 97, n. Bll, 1992, p. 15,321-15,337.
- [24] SATAKE, K. *Tsunamis*.  
International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology (part A), 2002, p. 437-451.
- [25] SYMONS, J. y ZETLER, B. *The Tsunami of May 22, 1960 as Recorded at Tide Stations, U. S. Coast and Geodetic Survey, Preliminary Report*.  
1960

- [26] SYNOLAKIS, C., IMAMURA, F., TSUJI, Y., MATSUTOMI, H., TINTI, S., COOK, B., CHANDRA, Y. y USMAN, M. *Damage, Conditions of East Java Tsunami of 1994 Analyzed*. Eos, Transactions, American Geophysical Union, Vol. 76, No. 26, June 27, 1995, p 257, 261-262.
- [27] TODOROVSKA, M. y TRIFUNAC, M. *Generation of tsunamis by a slowly spreading uplift of the sea floor*. Soil Dynamic Earthquake Engineering, 2001, p. 151-167.
- [28] VON HUENE, R. y SCHOLL, D. *Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust*. Reviews of Geophysics, 1991, p. 279-316.
- [29] WANG, X. *User Manual for COMCOT version 1.7 (first draft)* Cornell University, 2009.
- [30] WESSEL, P, SMITH, W., SCHARROO, R., LUIS, J. y WOBBE, F. *Generic Mapping Tools: Improved Version Released* EOS Trans. AGU, 94(45), 2013, 409-410.
- [31] WIEGEL, R. *Tsunamis* Earthquake Engineering Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1970, 253-306.
- [32] YE, L., LAY, T., KANAMORI, H. y RIVERA, L. *Rupture characteristics of major and great ( $M_w > 7.0$ ) megathrust earthquakes from 1990 to 2015: 1. Source parameter scaling relationships*. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 121, 826-844, doi:10.1002/2015JB012426.