

UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE



PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS TRANSOCEÁNICOS AFECTANDO LA COSTA
DE CHILE

Memoria de titulación presentada por
FERNANDO ENRIQUE VILLEGAS VEGA

Como requisito parcial para optar al título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
Patricio Catalán Mondaca

Octubre de 2014

Agradecimientos

En estos momentos agradezco a Dios por haberme dado la fuerza para realizar esta labor que a ratos parecía interminable y a mi familia, quienes siempre me apoyaron y creyeron en mí sin perder la fe. Quiero agradecer a mi profesor guía, el Sr. Patricio Catalán, quien me brindó la oportunidad de trabajar con él y me guió durante la realización de esta memoria, siempre con muy buena disposición y entusiasmo.

También quiero expresar mi agradecimiento a todos mis amigos y compañeros con quienes he compartido tantos años y tantas experiencias, ya que de alguna u otra forma me hicieron ser lo que soy.

Finalmente quiero dar un especial reconocimiento a Deptolog por haberme acogido durante este último tiempo, quienes junto al departamento 207 y sus habitantes me brindaron muy buenos y gratos momentos de esparcimiento, por así decirlo. Además quiero agradecer al grupo de la sala de memoristas “Los Catalapa” por toda su ayuda, quienes con su buen humor hicieron más amena la realización de este trabajo.

Resumen

Un tsunami corresponde a un tren de ondas gravitacionales generadas por algún evento geofísico de gran magnitud que provoca una perturbación vertical abrupta en el agua. Se trata de un fenómeno complejo, con características muy diferentes a las del oleaje común, además de tener un alto potencial destructivo. Si bien los sectores costeros aledaños al epicentro son los que se ven mayormente afectados, las ondas generadas también se propagan a través del océano, pudiendo causar daños en zonas que se encuentran a miles de kilómetros de distancia. Esto se conoce como un evento de campo lejano y sucede muy a menudo en la cuenca del Pacífico.

La modelación de estos fenómenos se realiza a través de las ecuaciones de aguas someras (Shallow Water Equations), sin embargo los resultados obtenidos dependen de factores tales como el método utilizado para su solución numérica, la calidad y resolución de los datos de batimetría y topografía así como de otras consideraciones propias del problema. Uno de los principales inconvenientes es la incapacidad de realizar pronósticos en tiempo real, debido al enorme tiempo de computo requerido, mientras que las olas golpean la costa en cuestión de minutos. En el caso de un evento de campo lejano, se tiene cierta ventaja, ya que el tiempo de arribo del frente de ondas suele ser de varias horas.

El objetivo de la presente memoria consiste en determinar la factibilidad de modelar la propagación de eventos de campo lejano y sus efectos en las costas de Chile. La metodología de trabajo consistió en utilizar el programa COMCOT, desarrollado por la Universidad de Cornell para la modelación del tsunami de Japón ocurrido en 2011. Se recopiló información acerca de la falla que produjo el evento, y a partir de esta se generaron diversos modelos para la deformación del fondo marino, variando principalmente el tamaño de la zona de ruptura. Debido a que el programa trabaja con un sistema de grillas de diferentes tamaños y resoluciones se construyó la configuración de grillas que optimizaran el tiempo de cálculo sin afectar la calidad de los resultados. Los datos arrojados por el programa se compararon con los registros del tsunami en mar abierto y se determinó el tamaño de falla más adecuado, con el cuál se analizó el ajuste entre los datos simulados y los datos observados tanto en alta mar como en las costas de Chile. Finalmente se presenta un ejemplo de aplicación con el tsunami de Alaska de 1964.

Índice general

Introducción	1
1. Descripción de un Tsunami	3
1.1. Mecanismos de generación	3
1.2. Propagación	8
1.3. Impacto en la costa e inundación	12
2. El Terremoto y Tsunami de Japón	15
2.1. El terremoto	15
2.2. El tsunami	17
3. COMCOT	21
3.1. Ecuaciones fundamentales	21
3.2. Métodos numéricos	24
3.3. Configuración de grillas anidadas	26
3.4. Esquema de borde móvil	28
4. Metodología de Trabajo	31
4.1. Puntos para la validación de los resultados	32
4.2. Condición inicial	33
4.3. Construcción de las grillas	38
5. Resultados	45
5.1. Errores	45
5.2. Validación	48
5.3. Medición de bondad de ajuste	51
6. Análisis de Resultados	55
6.1. Análisis del error	55
6.2. Análisis de datos simulados	56
7. Ejemplo de Aplicación	59
8. Conclusiones	63
Anexos	65

A. Resultados Okada y USGS.	67
A.1. Tamaño de falla: $300 \times 100 [km^2]$	68
A.2. Tamaño de falla: $350 \times 150 [km^2]$	70
A.3. Tamaño de falla: $450 \times 150 [km^2]$	72
A.4. Tamaño de falla: $500 \times 200 [km^2]$	74
A.5. Modelo de falla real del USGS	76
B. Resultados en Talcahuano	79
B.1. Coeficiente de Manning: $n = 0,03$	79

Índice de figuras

1.1. Placas tectónicas	4
1.2. Límites de placas	5
1.3. Parámetros de una ola	9
1.4. Refracción de un frente de olas	11
1.5. Reflexión de un frente de olas	11
1.6. Difracción de un frente de olas	11
1.7. Definición de “Run-Up”	13
2.1. Epicentro y réplicas del terremoto del 11 de Marzo	16
2.2. Impacto del tsunami en el Aeropuerto de Sendai	18
2.3. Propagación del Tsunami de Japón	19
3.1. Esquema de grillas intercaladas	25
3.2. Esquema de grillas anidadas	26
3.3. Representación del esquema de borde móvil	28
4.1. Área de modelación	31
4.2. Ubicación de boyas DART	32
4.3. Ubicación de mareógrafos en Chile	33
4.4. Esquema del Plano de Falla y sus Parámetros	34
4.5. Desplazamiento vertical del fondo marino debido a las diferentes fallas	36
4.6. Tiempo de computo v/s Resolución espacial	38
4.7. Datos observados v/s datos simulados en boyas 21418 y 32401	40
4.8. Errores relativos porcentuales para los parámetros escogidos	40
4.9. Configuración de grillas anidadas	42
5.1. Errores relativos porcentuales en la modelación	46
5.2. Resultados del modelo v/s datos registrados en boyas DART	48
5.3. Resultados del modelo (ajustados) v/s datos registrados en boyas DART	50
5.4. Resultados del modelo v/s datos registrados en mareógrafos	50
5.5. Skill Score acumulado para las boyas DART	51
5.6. Skill Score acumulado para los mareógrafos de Chile	53
7.1. Deformación vertical del lecho marino para el terremoto de Alaska	60
7.2. Mapa de alturas para el tsunami de Alaska	60
7.3. Tiempos de arribo del tsunami de Alaska	61
7.4. Resultados en las costas de Chile	61

A.1. Resultados en boyas DART (falla: $300 \times 100 \text{ km}^2$)	68
A.2. Resultados en boyas DART (falla: $350 \times 150 \text{ km}^2$)	70
A.3. Resultados en boyas DART (falla: $450 \times 150 \text{ km}^2$)	72
A.4. Resultados en boyas DART (falla: $500 \times 200 \text{ km}^2$)	74
A.5. Resultados en boyas DART (falla real USGS)	76
B.1. Resultados en Talcahuano (falla: $400 \times 100 \text{ km}^2$, Manning 0,03)	79

Índice de tablas

1.1. Clasificación de tsunamis	7
2.1. Hora de llegada y altura de las olas en ciertas localidades de Japón	18
2.2. Altura de olas en distintos puertos y aeropuertos de Japón	19
4.1. Parámetros de falla para el terremoto de Japón	35
4.2. Deslizamiento promedio y desplazamientos verticales según el tamaño de falla	36
4.3. Parámetros de las grillas	41
5.1. Boyas DART ordenadas por distancia al epicentro	46
7.1. Parámetros de falla para el terremoto de Alaska	59

Introducción y Objetivos

A lo largo de la historia y debido a su ubicación, Chile se ha caracterizado por ser uno de los países más sísmicos del mundo, y a lo largo de ella ha sufrido varios terremotos, algunos de ellos junto con la ocurrencia de tsunamis, como el ocurrido en Valdivia en 1960 y el ocurrido recientemente en el año 2010. Sin embargo nuestro país está ubicado en lo que se conoce como el cinturón de fuego del pacífico por lo que no solo los eventos sísmicos ocurridos en nuestras costas nos amenazan, sino que también los ocurridos en toda la cuenca del pacífico, como es el caso de los tsunamis transoceánicos, eventos originados a miles de kilómetros, que se propagan a través del océano, impactando las costas de nuestro territorio.

El 11 de marzo del 2011 a las 14:46 de la tarde (hora local) tuvo lugar en Japón el terremoto más fuerte sufrido por este país de los que se tienen registro en su historia, un potente sismo de magnitud 9.0 generó además un enorme tsunami que golpeó las costas de Japón unos pocos minutos después, provocando enormes daños en la infraestructura y numerosas muertes. El fenómeno inmediatamente comenzó su viaje a través del pacífico afectando a varios países; en Chile se emitió una alerta de tsunami y se ordenó la evacuación de las zonas más cercanas a la costa en todo el país; luego de aproximadamente 21 horas después de ocurrido el sismo, finalmente el frente de olas arribó a las costas de nuestro territorio, causando daños en algunas localidades costeras, afortunadamente sin víctimas fatales.

El objetivo del presente trabajo consiste en determinar la posibilidad de modelar la propagación de eventos de campo lejano y sus efectos en las costas de Chile utilizando el programa COMCOT, desarrollado por la Universidad de Cornell, para la modelación de maremotos. Además se pretende estudiar la influencia de las variables de entrada del programa, tales como la falla y la batimetría, en la calidad de los resultados y cuantificar la magnitud de los errores cometidos al estimar ciertos parámetros. Otro de los objetivos consiste en además evaluar la posibilidad de utilizar dicho modelo como una herramienta de pronóstico en tiempo real para eventos de campo lejano. Como caso de estudio se utilizará el tsunami de Japón, debido a que existe gran cantidad de información acerca de él.

Capítulo 1

Descripción de un Tsunami

Un tsunami corresponde a una serie de ondas que se generan y propagan en un cuerpo de agua; dicho fenómeno es producido por una perturbación vertical impulsiva sobre una columna de fluido (Department of Ocean Development Report, 2005), en otras palabras, su origen es producto de un desplazamiento abrupto de una masa de agua. A diferencia del oleaje común debido al viento, los tsunamis se caracterizan por tener períodos y longitudes de onda muy superiores, del orden de minutos, e incluso horas, y de cientos de kilómetros, respectivamente; estas olas se propagan con una gran rapidez en mar abierto con alturas bastante pequeñas, sin embargo al acercarse a la costa su velocidad disminuye y su tamaño aumenta considerablemente, llegando a ser sumamente destructivas.

Es posible diferenciar 3 etapas en las cuales se puede dividir un tsunami: generación, propagación e inundación. La generación corresponde al lugar en donde se produce la perturbación que origina la onda; la propagación es la etapa que se ubica entre la generación y la costa y hace referencia a como se desplaza la onda a través del mar, mientras que la tercera etapa se refiere al impacto de la onda en la costa, en el cual intervienen principalmente factores como el relieve del lugar y la batimetría de la costa.

1.1. Mecanismos de generación

Como se menciono anteriormente, los tsunamis son ocasionados por una deformación vertical abrupta en las que se requiere desplazar una gran cantidad de fluido; debido a esto, las posibles causas de su generación se atribuyen a fenómenos geofísicos de gran escala capaces de transferir a la masa de agua una gran cantidad de energía en un lapso de tiempo muy pequeño. Dentro de todos los eventos generadores de tsunamis los más comunes corresponden a terremotos y erupciones volcánicas, sin embargo estos no son los únicos, existiendo otros menos frecuentes y de menor escala.

1.1.1. Eventos sísmicos

El origen de los sismos se debe al dinamismo de nuestro planeta sumado al hecho de que la superficie de la tierra no es una masa sólida y continua, sino que por el contrario,

esta se encuentra fragmentada en placas, las cuáles corresponden a enormes bloques de roca sólida con una forma irregular (figura 1.1). Estas placas flotan sobre un fluido viscoso que forma la astenósfera. La rotación terrestre en conjunto con lentos movimientos de convección del fluido generan un movimiento complejo de dichas placas a una velocidad de unos pocos centímetros por año; cuando estas placas chocan se producen desplazamientos relativos entre ellas, por lo que es en las zonas de contacto en donde tiene lugar la principal actividad sísmica y volcánica del planeta.

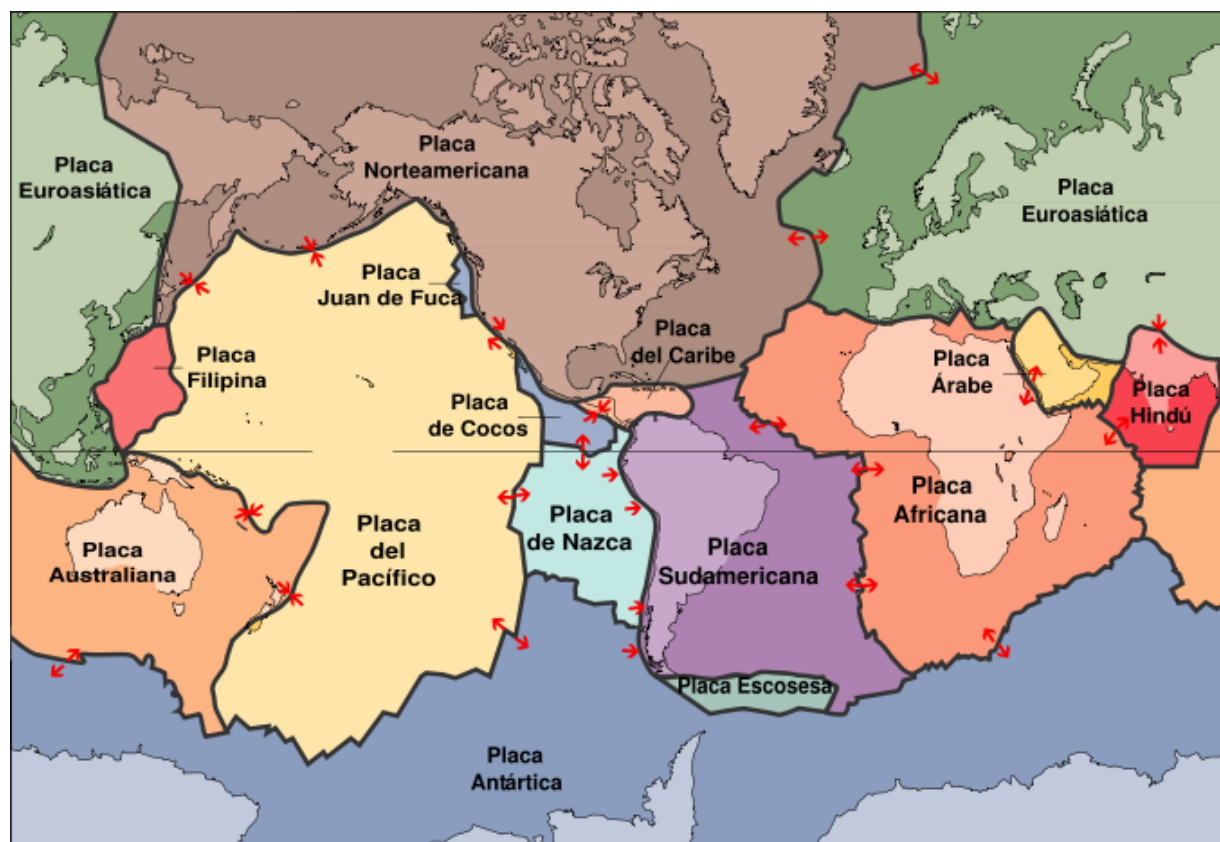


Figura 1.1: Placas tectónicas

Existen 3 tipos de bordes bien definidos entre las placas: convergente, divergente y transformante. El borde convergente es aquel en el cual una placa oceánica (de mayor densidad) se encuentra con una placa continental (de menor densidad); en este caso hay dos posibles escenarios. En el primero de ellos la placa oceánica se incrusta bajo la placa continental formándose una fosa oceánica, lo que se conoce como subducción (figura 1.2a). En el segundo escenario ambas placas colisionan levantándose un orógeno; esto es lo que se conoce como una colisión (figura 1.2b). En el borde divergente las placas se alejan entre sí, creando un vacío entre ellas, el cuál es rellenado por material de la corteza que surge del magma de las capas inferiores, formando una dorsal (Figura 1.2c). El borde transformante, por otro lado, es aquel en que ambas placas se mueven de manera paralela a este (figura 1.2d).

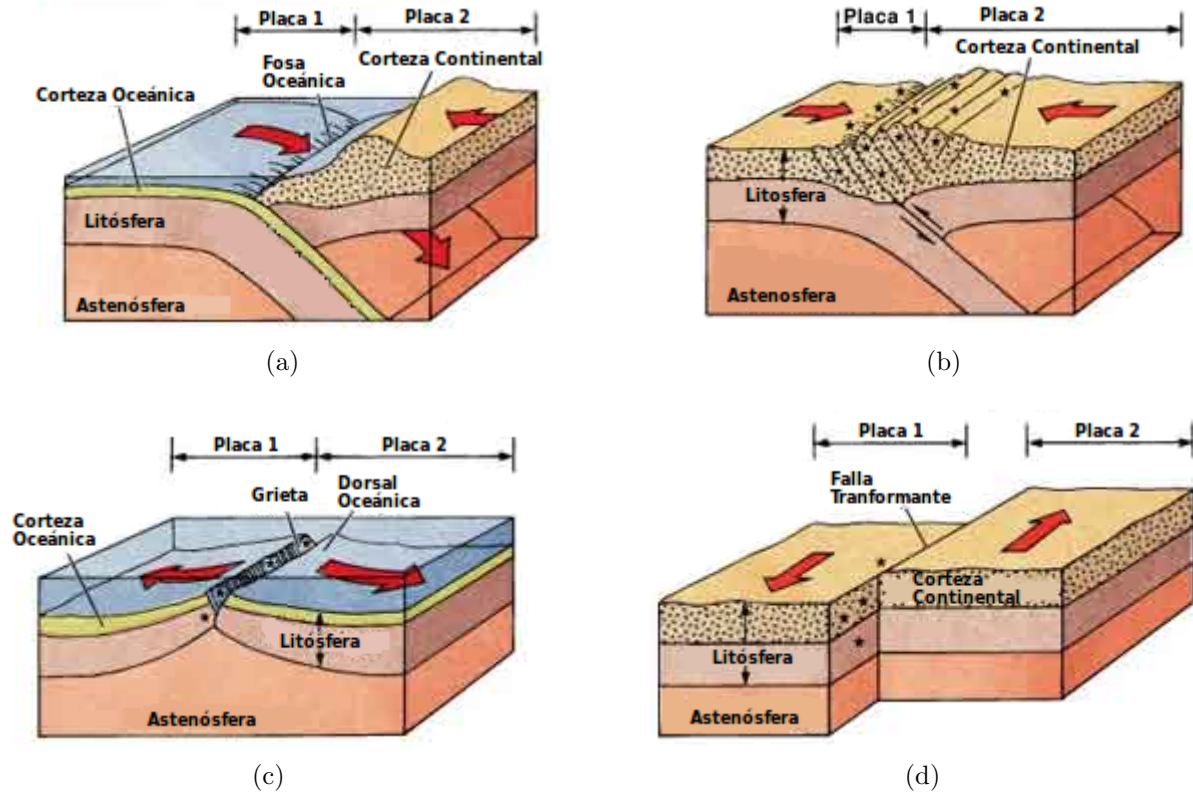


Figura 1.2: Límites de placas: (a) Convergente-subducción. (b) Convergente-colisión. (c) Divergente. (d) Transformante.

Los Tsunamis se producen cuando el lecho marino se deforma de manera considerable, desplazando verticalmente el agua sobre él. De los casos vistos anteriormente el más efectivo en la generación de tsunamis corresponde a los sísmos que ocurren en las zonas de subducción, puesto que las fallas son de tipo dip-slip, en las cuales los planos de contacto se encuentran inclinados y en donde predomina el movimiento vertical. En la figura 1.1 las flechas convergentes corresponden a zonas de subducción. Es posible apreciar que casi la totalidad de ellas se ubican en el océano pacífico, en el denominado “Anillo de fuego del Pacífico”. Es aquí donde han tenido lugar aproximadamente el 80% de todos los maremotos ocurridos en el mundo.

Los terremotos ocurridos en estas zonas pueden ser clasificados, según la ubicación de la fuente, como: interplaca, intraplaca y sísmo-tsunamis (Satake and Tanioka, 1999).

Los Terremotos interplaca son aquellos en los que el plano de falla está ubicado a lo largo de la interfase entre la placa de subducción y la placa suprayacente. Este tipo de sísmos corresponden a más del 90% del total de la energía sísmica liberada en el mundo (Bolt, 2005). Debido a las grandes presiones a las que se encuentran sometidas las placas producto del movimiento, ambas están acopladas mutuamente, deformándose elásticamente en toda su interfase común. Antes de que ocurra la ruptura, sólo una pequeña

fracción resiste el movimiento de las placas, cuando este acoplamiento es sobrepasado se libera de manera brusca parte del esfuerzo acumulado, enviando ondas de choque a través de la tierra. El proceso se inicia en el hipocentro (punto bajo la superficie donde se inicia el evento) extendiéndose hacia una zona cuyo tamaño depende de la magnitud del sismo.

Los sismos intraplaca corresponden a aquellos que ocurren al interior de una placa tectónica. Muchos de los tsunamis que tienen lugar en las zonas de subducción son producto de terremotos intraplaca superficiales. De acuerdo con la localización del hipocentro estos pueden ser a su vez clasificados como eventos del tipo “*outer-rise*”, eventos del tipo “*cortical*” y eventos del tipo “*losa*”. Los terremotos clasificados como *outer-rise* son aquellos cuyo epicentro tiene lugar en la placa subducente y se deben a los esfuerzos inducidos en esta placa, principalmente por la flexión y tracción a las que esta está sometida. Por otro lado, los sismos corticales están asociados a la placa que no subduce y son producidos por las tensiones inducidas en esta placa, las cuales son principalmente de compresión, lo que se manifiesta como un plegamiento de la corteza; estos eventos ocurren a profundidades inferiores a 30 [km], y si bien la magnitud de estos sismos no es comparable con la de los terremotos de subducción, igualmente pueden causar daños a las poblaciones cercanas a su epicentro. Los eventos del tipo “*losa*” son aquellos que ocurren en la placa que subduce, pero que a diferencia de los sismos “*outer-rise*”, se ubican en la zona de subducción.

Finalmente los “*sismo-tsunamis*” son eventos que provocan tsunamis de una magnitud considerablemente mayor a la esperada a partir de la magnitud de la onda sísmica (Satake and Tanioka, 1999). En cuanto a la energía liberada, esta es bastante pequeña, pero en altas frecuencias; se trata de procesos bastante lentos, por lo que es posible que no sean notados por la población.

Si bien un tsunami puede ser ocasionado por un terremoto, no todos los terremotos generan un tsunami. Son condiciones necesarias para la generación de un tsunami (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, 2013):

- (a) Que el hipocentro del sismo, o al menos una gran parte del área de ruptura, se ubique bajo el lecho marino y a una profundidad inferior a 60 km.
- (b) Que el borde o límite entre las placas sea de subsidencia (movimiento vertical predominante).
- (c) Que el sismo libere la energía suficiente en un determinado lapso de tiempo, y que esta sea transmitida de manera eficiente.

La segunda condición no considera los sismos intraplaca; con respecto a la tercera condición, no es posible aplicar esta en términos cuantitativos, ya que no existen modelos teóricos ni métodos que permitan determinar si un evento sísmico generará un tsunami, ni como será este, aunque es posible estimar la cantidad de energía, la cual va entre un 1 % y un 10 % de la energía liberada por el sismo (Iida, 1963, Murty, 1977). Como medida para la energía liberada por el sismo tradicionalmente se utiliza la escala de Richter, sin embargo debido a problemas de saturación de dicha escala esta solo se utiliza para eventos

con magnitudes entre los 2.0 y 6.9 grados, mientras que para eventos mayores se utiliza la escala sismológica de magnitud de momento (M_W) ya que no presenta inconvenientes de saturación. Esta escala esta basada en el momento sísmico (M_O), el cuál corresponde a la cantidad de energía liberada por el terremoto; este parámetro combina el área de ruptura y la dislocación vertical de la falla, siendo el más adecuado para determinar la posible generación de un tsunami (Talandier and Okal, 1989). Utilizando este parámetro es posible establecer una clasificación para los tsunamis generados (Talandier, 1993)

Momento Sísmico [Nm]	Magnitud	Tipo de Tsunami
$M_o < 10^{21}$	$M_W < 7,9$	No se genera tsunami.*
$10^{21} \leq M_o < 5 \times 10^{21}$	$7,9 \leq M_W < 8,4$	Tsunami pequeño
$5 \times 10^{21} \leq M_o < 2 \times 10^{22}$	$8,4 \leq M_W < 8,8$	Tsunami potencialmente destructivo
$M_o \geq 2 \times 10^{22}$	$M_W \geq 8,8$	Tsunami grande y destructivo

Tabla 1.1: Clasificación de tsunamis.

1.1.2. Eventos volcánicos

Las erupciones volcánicas también son capaces de producir tsunamis, aunque su potencial de destrucción se reduce solo a las áreas cercanas a este. Las causas del desplazamiento de la masa de agua pueden deberse a explosiones volcánicas submarinas, flujos piroclásticos o por el derrumbe de la caldera volcánica. Las explosiones se producen cuando el magma y el agua fría se encuentran, lo que genera estallidos de vapor. Los flujos piroclásticos son una mezcla de gases calientes provenientes del volcán, solidos calientes y aire que está atrapado, que se mueven a grandes velocidades al nivel del suelo y que al llegar al mar desplazan el agua. En cuanto al derrumbe de la caldera, este ocurre cuando el magma debajo del volcán se retira hacia el interior de la tierra, lo que provoca un hundimiento de toda la estructura, desplazando el agua. Uno de los eventos más famosos corresponde a la erupción del volcán Krakatoa en 1883, la cuál generó un tsunami enormemente destructivo.

1.1.3. Deslizamientos de tierra

Es posible que la onda del tsunami sea generada producto de la caída de grandes masas de tierra, desprendimientos de roca o hielo en el agua, o por deslizamientos de tierra submarinos, los cuales pueden a su vez ser provocados por algún sismo o por efecto de la intervención del ser humano. Si bien las olas generadas por este tipo de eventos suelen ser bastante destructivas, su energía se disipa bastante rápido, lo que limita su alcance a lugares cercanos al deslizamiento. Uno de los eventos más reconocidos de este tipo fue el que ocurrió en Alaska, en la bahía de Lituya, en 1958; debido a un deslizamiento de más de 30 millones de metros cúbicos de roca producto de un sismo de magnitud 7.7 se generó una ola cuya altura de runup fue de aproximadamente 530 metros (United States Geological

*No se consideran los sismo-tsunamis.

Service, 2013). El tsunami ocurrido en la región de Aysen el año 2007 fue producto de las mismas causas; un sismo de 6.2 grados en la escala de Richter provocó deslizamientos de tierra en cerros adyacentes al fiordo, los que generaron olas de más de 6 metros de altura, teniendo como resultado la muerte de 10 personas.

1.1.4. Otras causas

Dentro de todos los posibles fenómenos capaces de generar un tsunami, los menos frecuentes corresponden a la caída de meteoritos y la detonación de artefactos explosivos. Con respecto a los primeros, si bien no hay registros de tsunamis generados por la caída de asteroides, es una posibilidad que no se debe descartar ya que la mayoría de la superficie terrestre está cubierta de agua, y las proporciones de la ola generada serían enormes. Por otro lado, en cuanto a la detonación de explosivos, si bien es posible que estas provoquen un tsunami, ninguna de las explosiones nucleares realizadas en el pasado, tales como las pruebas Hardtack realizadas por USA cerca del atolón de Enewetak, generaron alguno importante.

1.2. Propagación

Un tsunami es lo que se conoce como una onda superficial de gravedad, ya que esta es la única fuerza de restitución que actúa para devolver la superficie del agua a su posición de equilibrio. El movimiento que realizan las partículas del fluido al desplazarse la onda puede ser circular o elíptico, dependiendo de la razón entre la profundidad h y la longitud de la onda L (Figura 1.3); si $h/L > 0,5$ entonces las ondas se clasifican como de aguas profundas, y las partículas se mueven de manera circular, mientras que si $h/L < 0,05$ éstas se clasifican como ondas de aguas someras, describiendo un movimiento elíptico pero con un semi-eje mayor mucho más grande que su semi-eje menor, lo que describe un movimiento prácticamente horizontal. La velocidad a la cuál se propaga una onda, que es igual a la razón entre su longitud y su periodo, $C = L/T$, tiene como expresión, válida para cualquier profundidad, la siguiente relación:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(2\pi \frac{h}{L}\right)} \quad (1.1)$$

Para ondas de aguas profundas dicha expresión se reduce a

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad (1.2)$$

mientras que para ondas de aguas someras la velocidad resulta ser

$$C = \sqrt{gh} \quad (1.3)$$

Debido a su gran longitud de onda, los tsunamis se comportan como ondas de aguas someras, ya que la razón entre la profundidad del océano (unos cuantos kilómetros) y la

longitud de onda (decenas o cientos de kilómetros) es muy pequeña; esta misma característica implica que los tsunamis sean ondas no dispersivas, es decir que su velocidad no dependen de la longitud de la onda, sino que solo de la profundidad, por lo que todas las ondas viajan a la misma velocidad. Los tsunamis son capaces de recorrer grandes distancias en un tiempo relativamente corto; por ejemplo, en el pacífico, donde la profundidad media es de 4270 [m], la velocidad alcanzada por un tsunami es de 736,7 [km/hr].

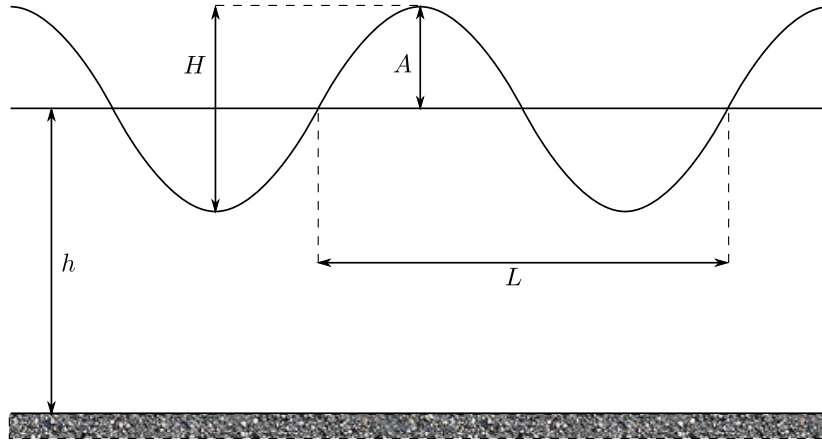


Figura 1.3: Parámetros de una ola

1.2.1. La energía del tsunami y su disipación

La energía que posee un tsunami, generado por un evento sísmico, es de una magnitud considerable, ya que es la energía necesaria para levantar varias decenas de centímetros toda la masa de agua ubicada sobre la falla; es por esta razón que uno de los factores primordiales de la energía de la onda corresponde al área de la ruptura, más que a la deformación vertical. Es posible estimar la energía de la onda por metro lineal en la dirección perpendicular a la dirección de su propagación. La energía tiene una componente potencial (E_p) y una cinética (E_c); la energía potencial se obtiene multiplicando el peso de la cresta de la onda por el desplazamiento medio de la superficie del agua; la cresta puede ser aproximada por un triángulo de base $L/2$ y altura igual a la amplitud A , por lo tanto, su volumen por metro lineal de ancho es $AL/4$, y su masa es $m = \rho AL/4$; el desplazamiento medio es aproximadamente igual a la amplitud, con lo que se obtiene una energía potencial igual a $E_p = \rho g A^2 L/4$. Por tratarse de un fenómeno periódico, se tiene que $E_c = E_p$. Luego, sumando ambos términos y teniendo en cuenta que $H = 2A$, la energía total por unidad de ancho es:

$$E_L = E_c + E_p = \frac{1}{8} \rho g H^2 L \quad (1.4)$$

Multiplicando esta expresión por el ancho del frente se obtendría la energía total. Dividiendo por L se obtiene la energía total media por unidad de superficie, es decir

$$E = E_c + E_p = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (1.5)$$

En general la pérdida de energía de un tsunami durante su propagación es bastante pequeña; la causa de este fenómeno se debe a la manera en la que se disipa la energía. En primer lugar, la razón a la cual las olas pierden energía es inversamente proporcional a su longitud de onda, y puesto que los tsunamis poseen enormes longitudes de onda en mar abierto la pérdida solo se incrementa al acercarse la ola hacia la costa, ya que aquí su longitud disminuye. El otro mecanismo de disipación de la energía corresponde a la fricción; en este caso es posible distinguir dos clases de roce, uno corresponde al que se produce entre la propia masa de agua con la superficie del océano y el otro debido al fondo marino; la pérdida producto del primero es prácticamente despreciable, mientras que la disipación producto del segundo se vuelve importante solo a medida que la ola se acerca a la costa, ya que, si bien por ser una onda de agua somera esta siente la presencia del fondo, la profundidad en mar abierto es tan grande que esta pérdida es insignificante. Finalmente una de las maneras en las que se disipa la energía de una onda está relacionada con el modo en que la onda se dispersa; en el caso de las olas producto de un sismo tsunamigénico, debido a la forma de la falla, la ola generada se dispersa de manera lineal en vez de cilíndrica, por lo que su pérdida de energía es pequeña.

1.2.2. Alteraciones en el tsunami

Durante su viaje por el océano las ondas del tsunami se ven afectadas principalmente por tres fenómenos que intervienen en su comportamiento, los cuáles son: refracción, reflexión y difracción.

Refracción

La refracción es producto de la relación existente entre la velocidad y la profundidad; cuando el fondo marino cambia de manera abrupta, también lo hace la velocidad de la onda, esto a su vez provoca un cambio de dirección en el frente de ondas; el fenómeno será mas notorio mientras más variable sea el fondo marino, es por esta razón que sus efectos sobre la onda son mucho mayores a medida que el tsunami se aproxima a la costa, donde el frente de olas tiende a alinearse con las curvas de nivel del fondo marino (figura 1.4).

Reflexion

La reflexión ocurre cuando el frente de olas cambia abruptamente su velocidad y dirección debido al choque contra un obstáculo (figura 1.5). La ola incidente se refleja, con una mínima pérdida de energía; la superposición entre la ola incidente y la ola reflejada puede producir un aumento en la altura del oleaje resultante. En mar abierto este cambio de velocidad se debe a dorsales o fosas, en la costa es producto del choque de la onda contra el borde costero o contra alguna obra creada por el ser humano.

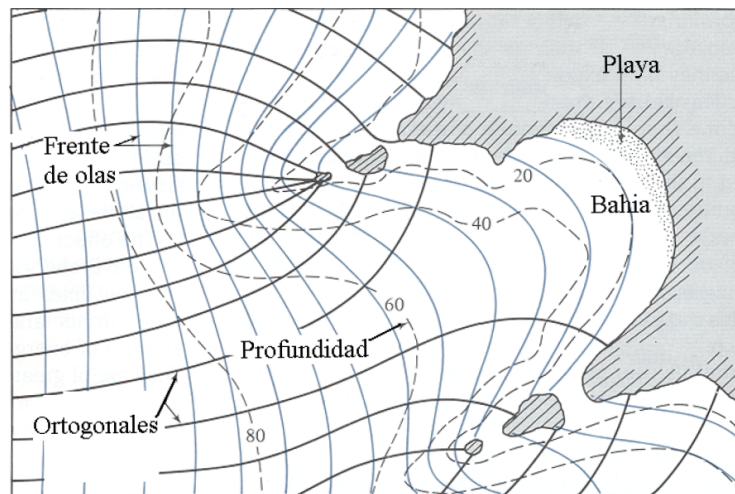


Figura 1.4: Refracción de un frente de olas



Figura 1.5: Reflexión de un frente de olas

Difracción

La difracción (figura 1.6) se produce cuando la ola encuentra una barrera que impide su propagación, por lo que la energía se dispersa hacia la zona detrás de la barrera, permitiendo la aparición de oleaje en esta zona, la cuál se supone está protegida.

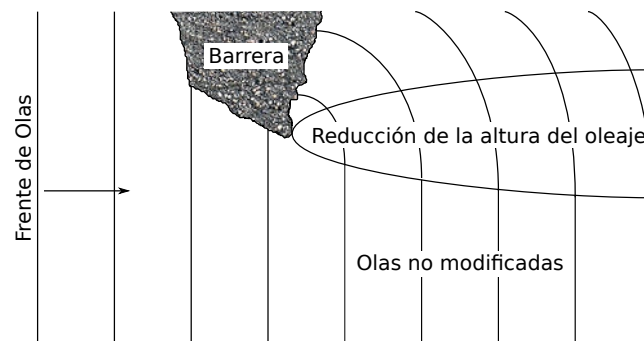


Figura 1.6: Difracción de un frente de olas

1.3. Impacto en la costa e inundación

En el océano, los tsunamis son prácticamente indetectables, ya que su amplitud no suele ser mayor a unos cuantos centímetros; sin embargo al acercarse a la costa esta situación cambia drásticamente, esto es lo que se conoce como asomeramiento. Como se mencionó anteriormente, la pérdida de energía del tsunami en su viaje por el océano es mínima, por lo que su flujo de energía se mantiene prácticamente constante. El flujo de energía medio, \bar{F} , corresponde a la media de la razón de transferencia de energía por unidad de ancho a través de un plano. De acuerdo con la teoría lineal del oleaje se tiene que

$$\bar{F} = EC_g \quad (1.6)$$

donde C_g es la celeridad del grupo, la cual corresponde a la velocidad de propagación de la superposición de trenes de onda con distinta frecuencia y es igual a

$$C_g = C \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \quad (1.7)$$

En esta expresión $k = 2\pi/L$ corresponde al número de onda, mientras que C es la celeridad de la onda, tal como se definió anteriormente. Denominando n_g a todo el factor que acompaña a la celeridad, se tiene

$$\bar{F} = EC_g = ECn_g \quad (1.8)$$

Para el caso de profundidades reducidas, o aguas someras, $kh \rightarrow 0$, por lo que $n_g = 1$; bajo esta condición y puesto que el flujo se mantiene prácticamente constante, utilizando las ecuaciones 1.5 y 1.8 se tiene que

$$\begin{aligned} \bar{F} &= ECn_g = cte \\ &= \frac{1}{8}\rho g H^2 C = cte \\ &= H^2 \frac{L}{T} = cte \end{aligned} \quad (1.9)$$

La ecuación 1.9 nos dice que la altura de la onda y su longitud están relacionadas, en donde se ha utilizado la definición de celeridad. Puesto que el periodo de la onda es invariante, la longitud de onda se relaciona con la profundidad a través de la ecuación 1.3. Al disminuir la profundidad, la velocidad de la onda disminuye, lo que implica que también lo haga su longitud, luego la altura de la misma debe aumentar para mantener el flujo de energía constante. Es posible determinar este cambio en la altura del oleaje utilizando estas dos condiciones; si se tienen dos profundidades diferentes, h_1 y h_2 , se llega a la siguiente relación

$$H_1^2 \sqrt{h_1} = H_2^2 \sqrt{h_2} \quad (1.10)$$

reemplazando H por $2A$ se obtiene

$$\frac{A_2}{A_1} = \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{1/4} \quad (1.11)$$

Si $h_1 > h_2$, y tomando como valores de referencia $h_1 = 4000 [m]$ (mar abierto) y $h_2 = 5 [m]$ (costa), la amplitud de la ola al momento de llegar a tierra será 5,3 veces la amplitud de la misma en mar abierto. El aumento vertical en el nivel del agua se denomina “Run-Up” y se define como la elevación del tsunami sobre el nivel del mar, medida en el límite de su penetración en tierra (figura 1.7). Debido a las características propias de la costa, como su forma y batimetría, la altura del tsunami varía de un punto a otro, lo que provoca variaciones en el Run-Up a lo largo de la línea de costa; sin embargo, el poder destructivo de un tsunami se encuentra más ligado a su longitud de onda, que a la altura de la misma; a mayor longitud de onda, mayor es la masa de agua que impacta en la costa, provocando mucho más daño, que una ola de gran altura, pero de una longitud más pequeña.

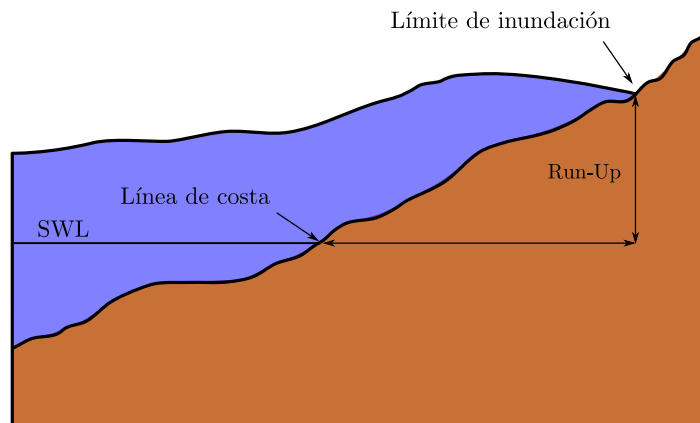


Figura 1.7: Definición de “Run-Up”.

Capítulo 2

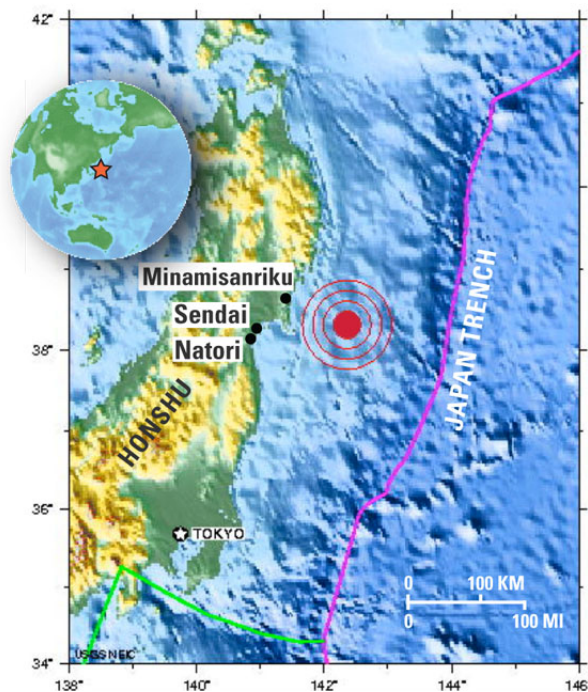
El Terremoto y Tsunami de Japón

El terremoto ocurrido en Japón frente a las costas de Tohoku, el 11 de marzo del 2011, está catalogado como el más fuerte en la historia de este país y como el quinto más grande ocurrido en el mundo, desde que se tiene registro de ellos (1900 hasta la fecha) (United States Geological Service, 2013). El sismo desencadenó un poderoso tsunami cuyas olas alcanzaron alturas de hasta 40.5 metros en Miyako, en la prefectura de Iwate en Tohoku (Nippon Sekai, 2013), mientras que en el área de Sendai la ola viajó hasta 10 kilómetros al interior (BBC NEWS ASIA-PACIFIC, 2013). El tsunami provocó accidentes nucleares en 3 reactores del complejo nuclear de Daichi, pertenecientes a la planta de energía de Fukushima, lo que obligó a la evacuación de las zonas afectadas perjudicando a miles de residentes (The CNN Wire Staff, 2013). De acuerdo con un reporte emitido el 12 de septiembre del 2012 por la Agencia de Policía Nacional Japonesa, la cantidad de víctimas producto del desastre ascienden a 15833 muertes confirmadas, 6144 heridos y 2676 personas desaparecidas (National Police Agency of Japan, 2013). En cuanto a la infraestructura un total de 129225 edificios colapsaron totalmente, 254204 resultaron medio colapsados y otros 691766 fueron parcialmente dañados producto del sismo (National Police Agency of Japan, 2013). Las primeras estimaciones sitúan las pérdidas, debidas solo al terremoto, entre 14.5 y 34.5 billones de dólares (Los Angeles Times, 2013a).

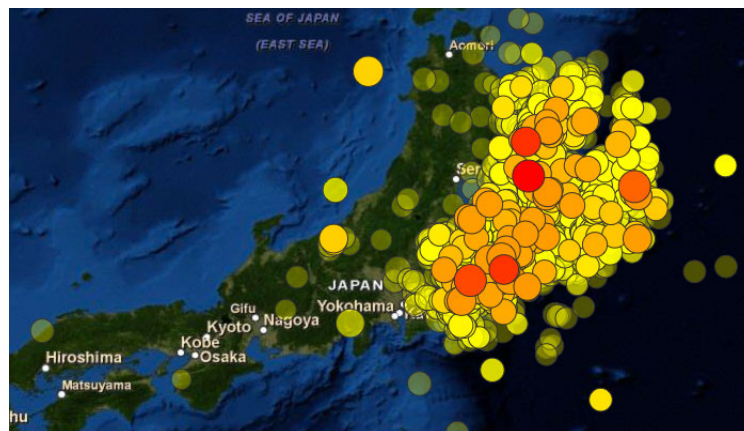
2.1. El terremoto

El terremoto tuvo lugar a las 14:46 hora local (05:46 UTC) en el océano pacífico noroccidental a una profundidad bastante pequeña, tan solo unos 30 [km]. Su epicentro se ubicó aproximadamente a 72 [km] al este de la Península Oshika de Tohoku (Figura 2.1a) y su duración fue de unos 6 minutos (United States Geological Service, 2011b). En un principio la magnitud del terremoto, calculada por el USGS, se reportó como 7.9 M_W , sin embargo luego fue actualizada a 8.8 M_W , luego a 8.9 M_W y finalmente a 9.0 M_W . El sismo principal fue precedido por varios temblores; el primero de ellos ocurrió 2 días antes y tuvo una magnitud de 7.2 M_W y su epicentro estuvo localizado a solo 40 [km] del epicentro del evento del 11 de marzo; otros 3 sismos tuvieron lugar ese mismo día, todo ellos con magnitudes sobre los 6.0 M_W (United States Geological Service, 2011b). Luego de ocurrido el terremoto se registraron cientos de réplicas (Figura 2.1b), una de

ellas ocurrió a las 15:06, hora local, con una magnitud de $7.0 M_W$, la cual fue seguida por una réplica de $7.4 M_W$ a las 15:15 y otra de $7.2 M_W$ a las 15:26.



(a)



(b)

Figura 2.1: (a) Epicentro del evento del 11 de Marzo. (b) Réplicas del terremoto (fuente USGS)

El mecanismo de falla que ocasionó el evento tuvo lugar en donde la placa del Pacífico se subduce bajo la placa subyacente del Norte de Honshu, acumulando una enorme cantidad de energía. Este movimiento empuja la placa superior hacia abajo hasta que la tensión crece lo suficiente para provocar un evento sísmico; la ruptura provoca que el fondo marino se eleve varios metros. Un sismo con la magnitud de este evento usualmente tiene una ruptura con un largo de al menos unos $480 [km]$ y generalmente requiere una

superficie de falla relativamente recta; sin embargo, debido a los bordes de la placa en esta zona, el área de la ruptura no cumple con esta condición, razón por la cuál la magnitud de este terremoto sorprendió a los sismólogos (Los Angeles Times, 2013b). La Agencia Meteorológica de Japón dijo que el terremoto podía tener una falla con un área de ruptura de unos 500 [km] de largo por unos 200 [km] de ancho (Japan Meteorological Agency, 2012), sin embargo, los análisis mostraron que este terremoto estuvo compuesto por un conjunto de 3 eventos.

Producto del terremoto partes del nordeste de Japón se movieron unos 2.4 metros más cerca de Norte América, provocando que ciertas porciones del país sean más amplias que antes, es decir que ahora Japón es más ancho. Otro de los efectos fue el cambio del eje de la tierra, según las estimaciones, entre unos 10 y 25 [cm] (The New York Times, 2013); esta desviación trajo como consecuencias algunos pequeños cambios a escala planetaria, entre los que está la duración del día, la cuál se redujo en unos 1.8 microsegundos. Esta reducción es producto de la redistribución de la masa superficial de la tierra provocada por el sismo, lo que modificó el momento de inercia del planeta, que a causa de la conservación del momentum angular resultó en un incremento de la velocidad de rotación.

2.2. El tsunami

El terremoto tuvo como resultado la generación de un enorme tsunami, el cuál afectó a toda la costa del Pacífico de las islas del norte de Japón, destruyendo ciudades enteras a su paso y causando la pérdida de miles de vidas. El tsunami se propagó a través del océano, golpeando a toda la costa del pacífico de Norteamérica, Centroamérica y Sudamérica, desde Alaska hasta Chile.

2.2.1. Efectos en Japón

Luego de ocurrido el terremoto, la Agencia Meteorológica de Japón (JMA) emitió una alerta de tsunami, la de mayor gravedad en su escala, con la cuál se esperan olas de más de 3 metros. Los efectos del maremoto fueron devastadores; se estima que el área inundada fue de alrededor de 561 [km²] (Geospatial Information Authority of Japan, 2012). El tiempo de llegada del tsunami a las primeras localidades en ser afectadas fue de entre 20 y 30 minutos. El aeropuerto de Sendai fue golpeado por la ola una hora más tarde, la cuál arrastró autos, aviones e inundó varios edificios a su paso (figura 2.2). El impacto del maremoto, a pesar de concentrarse en ciertas áreas, tuvo consecuencias mucho más devastadoras que el mismísimo terremoto, provocando la destrucción de ciudades enteras, cobrando una cantidad enorme de vidas humanas; en Minamisanriku la cifra de desaparecidos fue de 278, y para el 14 de marzo de ese año ya se habían recuperado unos 1000 cuerpos en esta ciudad.

Uno de los principales factores que influyeron en la enorme cantidad de víctimas fatales producto del tsunami, fue la propia magnitud de este, mucho más grande que la

esperada por Japón, y en base a la cual estaban diseñados sus muros anti-tsunamis, por la misma razón muchas de las víctimas fueron atrapadas por el agua en zonas supuestamente seguras (Watts, 26 March 2011). La JMA publicó un reporte con una lista de los tiempos de arribo y alturas del tsunami en las diferentes zonas afectadas.

Lugar	Hora de arribo (local)	Altura [m]
En las afueras de Kamaishi	15 : 12	6,8
Ofunato	15 : 15	3,2**
Ishinomaki - shi Ayukawa	15 : 20	3,3**
Miyako	15 : 21	4,0**
Kamaishi	15 : 21	4,1**
Erimo - cho Shoya	15 : 44	3,5
Soma	15 : 50	7,3**
Oarai	16 : 52	4,2

Tabla 2.1: Hora de llegada y altura de las olas en ciertas localidades de Japón.



Figura 2.2: Impacto del tsunami en el Aeropuerto de Sendai.

En el reporte también se indica que muchas otras áreas fueron afectadas por el tsunami, con olas de entre 1 y 3 [m] de altura. Por otro lado el Instituto de Investigación de Puertos y Aeropuertos (PARI) entregó un reporte el 25 de marzo del 2011, en el que se indican las alturas del tsunami en los puertos y aeropuertos de Japón.

Un equipo de investigación de la Universidad Nacional de Yokohama en conjunto con la Universidad de Tokyo reportó que en la bahía de Ryori, Ofunato, la altura del tsunami habría sido de aproximadamente unos 30 metros.

**O superior

Lugar	Altura [m]
Puerto de Hachinohe	5 – 6
Área del Puerto de Hachinohe	8 – 9
Puerto de Kuji	8 – 9
Puerto de Kamaishi	7 – 9
Puerto de Ofunato	9,5
Área del Puerto de Ofunato	24 ^{***}
Puerto pesquero de Onagawa	15
Puerto de Ishinomaki	5
Sección Shiogama del Puerto de Shiogama-Sendai	4
Sección Sendai del Puerto de Shiogama-Sendai	8
Área del Aeropuerto de Sendai	12

Tabla 2.2: Altura de olas en distintos puertos y aeropuertos de Japón.

2.2.2. Efectos en el Pacífico y en Chile

Luego del sismo, el Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico emitió una alerta, la que incluía Nueva Zelanda, Australia, Rusia, Guam, Filipinas, Indonesia, Papúa Nueva Guinea, Nauru, Hawái, Islas Marianas del Norte, La Costa Oeste de Estados Unidos, Taiwán, América Central, Alaska, Canadá y Sudamérica. El maremoto tardó un poco más de 21 horas en recorrer todo Pacífico tal y como se puede observar en la figura 2.3

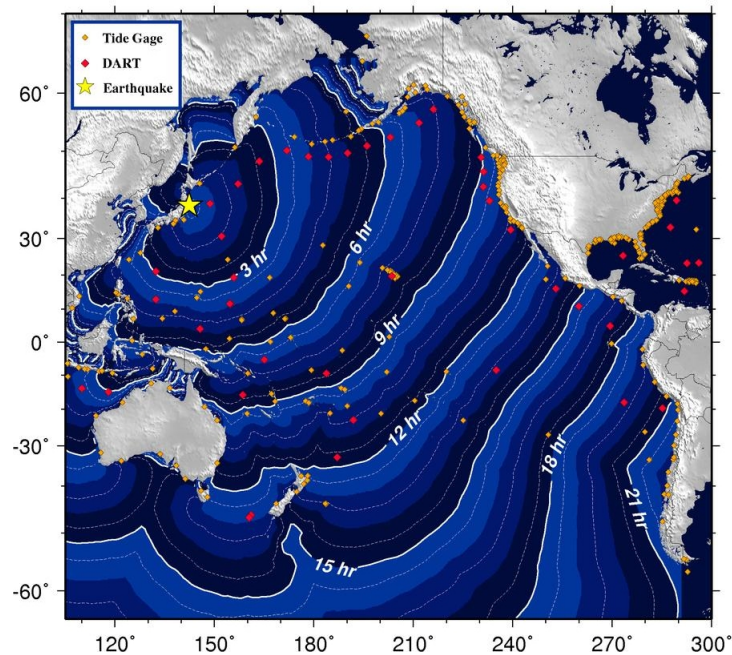


Figura 2.3: Propagación del Tsunami de Japón a través del pacífico. (Fuente NOAA)

^{***} Altura de Run-Up.

Los efectos producto del tsunami se hicieron sentir en varios países; en EE.UU. algunas áreas de los estados de Oregon y California fueron golpeadas por olas de hasta 2.4 metros, lo que provocó daños en muelles y puertos por más de 10 millones de dólares (National Geographic Daily News, 2011). En Canadá la isla de Vancouver registró oleajes de hasta 1 metro, lo que motivó algunas evacuaciones junto con la prohibición de navegar alrededor de la isla a los botes durante 12 horas después de ocurrido el terremoto. En Filipinas el borde costero Este fue golpeado por olas de hasta 0.5 metros. El hospital Boram, Papúa Nueva Guinea, sufrió daños por 4 Millones de dólares. En Hawái hubieron daños a la infraestructura pública por 3 millones de dólares, mientras que el total de daños, considerando infraestructura pública y privada, alcanzó los 10 millones de dólares (Star Advertiser, 2011). Otros países del Pacífico sur solo experimentaron un oleaje mayor al normal, pero sin daños mayores. A lo largo de la costa de México y Sudamérica se registraron olas producto del tsunami, pero en la mayoría de los países no se reportaron daños. En Perú, se registraron olas de 1.5 metros y más de 300 hogares dañados (ABC NEWS, 2011). En las Islas Galápagos el tsunami arribó 20 horas después de emitida la alerta, con olas de 3 metros, causando un enorme daño en edificios y dejando a una persona lesionada. En la Plataforma de hielo Sulzberger, Antártica, el tsunami rompió algunos icebergs, el principal tenía un tamaño de 9.5 por 6.5 kilómetros y unos 80 metros de espesor; en total, se rompieron unos 125 kilómetros cuadrados de hielo (Brunt et al., 2011).

En Chile el tsunami afectó de diferentes maneras a las distintas localidades. La primera zona en ser afectada fue la Isla de Pascua, en donde se registraron alzas de 1.16 metros en el nivel del mar. En la zona norte se registraron algunas marejadas; en Coquimbo, debido al aumento de la marea, se generaron olas que impactaron el borde costero; en Los Vilos el mar se desbordó en 2 puntos de la costanera, sin embargo no se registraron heridos (elDía, 2011). En San Antonio las variaciones en el nivel de la marea fueron de hasta 3 metros; el mar se recogió unos 30 metros, sin embargo gracias a los muros de contención el agua no pudo entrar a la ciudad (Gobernación Provincia de San Antonio, 2011). En Constitución se registró un tren de 8 olas, las que provocaron la subida del caudal del río Maule, inundando parte de la superficie de la Isla Orrego. En Dichato se registraron marejadas que ingresaron hasta la avenida principal de la ciudad, el fenómeno ocurrió a las 2:30 de la madrugada; producto del agua varias lanchas e incluso un barco quedaron varados en tierra. En Talcahuano el nivel del mar subió bastante pero no ingresó a las zonas habitadas. En Corral el mar ingresó unos 100 metros pero muy lentamente y sin fuerza (Anapesca, 2011).

Capítulo 3

COMCOT

COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) es un programa desarrollado por la Universidad de Cornell capaz de modelar un tsunami en su totalidad, es decir en las etapas de generación, propagación, run-up e inundación. La generación del tsunami puede ser mediante diversos mecanismos, como deformaciones del fondo marino, instantáneas o transientes, generadores de olas, deslizamientos de tierra o mediante una deformación personalizada por el usuario, lo que lo vuelve bastante flexible; además utiliza un sistema de grillas anidadas lo que balancea la precisión y eficiencia a la hora de obtener resultados, pudiendo usar tamaños de grillas más grandes para la propagación en el océano y grillas más finas para estudiar el impacto en las regiones costeras de interés.

El modelo se ha utilizado para modelar con éxito eventos como el tsunami de Chile de 1960, el tsunami de 1992 en las Islas Flores en Indonesia, el tsunami de Algeria del 2003 y finalmente el tsunami del Océano Indico del 2004.

3.1. Ecuaciones fundamentales

COMCOT está basado en las ecuaciones de aguas someras (SWE), ya que debido a las características propias de los tsunamis, explicadas en la sección 1.2, estas son apropiadas para el estudio de dichos fenómenos; estas ecuaciones son derivadas a partir de las leyes de continuidad para la masa y el momentum lineal del fluido en un volumen de control. De acuerdo con la etapa del tsunami que se esté estudiando estas ecuaciones pueden utilizarse en sus versiones lineales y no lineales, mientras que dependiendo del tamaño de la zona en estudio, dichas ecuaciones pueden expresarse tanto en coordenadas esféricas como en coordenadas cartesianas.

Durante la propagación de un tsunami a través del océano su amplitud es mucho menor que la distancia al fondo marino haciendo despreciables los términos de aceleración convectiva así como los efectos de la fricción producto del fondo, mientras que el efecto de la rotación terrestre representada por la fuerza de Coriolis juega un rol mucho más importante; debido a esto es adecuado modelar el fenómeno utilizando las ecuaciones lineales de aguas someras. Si la región de estudio es pequeña es conveniente escribir las ecuaciones en coordenadas cartesianas:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \left[\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right] = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} - fQ = 0 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + fP = 0 \quad (3.3)$$

donde ζ y h corresponden a la desnivelación de la superficie del agua y la profundidad respectivamente, ambas medidas respecto a la posición de reposo; denotando u y v como las velocidades en x e y se definen $P = hu$ y $Q = hv$ como los flujos de volúmenes en las direcciones correspondientes y g es la aceleración de gravedad. La ecuación 3.1 corresponde a la conservación de la masa, mientras que las ecuaciones 3.2 y 3.3 corresponden a la conservación del momentum lineal en x e y .

Si la simulación involucra una región de un tamaño mucho mayor, entonces es conveniente usar las ecuaciones lineales de aguas someras en coordenadas esféricas:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right] = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (3.6)$$

donde ψ y φ representan la longitud y latitud; R es el radio de la Tierra.

En ambos grupos de ecuaciones el termino $-\frac{\partial h}{\partial t}$ representa el efecto del movimiento transiente del fondo marino, ya que COMCOT ofrece esta opción en la generación de un tsunami. En cuanto al termino f , este corresponde al coeficiente de la fuerza de Coriolis y esta dado por:

$$f = \Omega \sin \varphi \quad (3.7)$$

donde Ω es la razón de rotación de la Tierra.

Cuando el tsunami comienza a acercarse a la costa la longitud de la onda disminuye y su amplitud aumenta, por ende las fuerzas de aceleración convectiva y los efectos de la fricción del fondo comienzan a crecer de manera importante mientras que los efectos de la fuerza de Coriolis y los términos de dispersión de frecuencia desaparecen; por lo tanto, las ecuaciones lineales de aguas someras ya no son válidas debiendo utilizarse las ecuaciones no lineales. Nuevamente, dependiendo del tamaño del dominio, las ecuaciones pueden ser expresadas en los sistemas de coordenadas anteriormente mencionados. En coordenadas cartesianas se tiene:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \left[\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right] = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{P^2}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{PQ}{H} \right] + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + F_x = 0 \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{PQ}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{Q^2}{H} \right] + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + F_y = 0 \quad (3.10)$$

mientras que en coordenadas esféricas las ecuaciones se expresan como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right] = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left[\frac{P^2}{H} \right] + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\frac{PQ}{H} \right] + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0 \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left[\frac{PQ}{H} \right] + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\frac{Q^2}{H} \right] + \frac{gH}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0 \quad (3.13)$$

En este caso H corresponde a la profundidad total del agua, es decir, $H = \zeta + h$, con lo cual se redefinen los flujos como $P = Hu$ y $Q = Hv$, mientras que F_x y F_y representan la fricción producto del fondo marino en las direcciones x e y , siendo definidos como:

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{\frac{7}{3}}} P (P^2 + Q^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3.14)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{\frac{7}{3}}} Q (P^2 + Q^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3.15)$$

en donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning.

3.2. Métodos numéricos

Uno de los métodos más utilizados para la resolución de las ecuaciones diferenciales consiste en utilizar diferencias finitas, el cual se lleva a cabo reemplazando las derivadas por cocientes incrementales con un cierto paso temporal o espacial, Δt o Δx conveniente, de manera tal que la solución numérica se obtenga con la resolución requerida. Existen 3 tipos de diferencias finitas:

hacia adelante

$$\frac{\partial F(x, y, t)}{\partial t} = \frac{F(x, y, t + \Delta t) - F(x, y, t)}{\Delta t} + O(\Delta t^2) \quad (3.16)$$

hacia atrás

$$\frac{\partial F(x, y, t)}{\partial t} = \frac{F(x, y, t) - F(x, y, t - \Delta t)}{\Delta t} + O(\Delta t^2) \quad (3.17)$$

y centradas

$$\frac{\partial F(x, y, t)}{\partial t} = \frac{F(x, y, t + \Delta t) - F(x, y, t - \Delta t)}{2\Delta t} + O(\Delta t^2) \quad (3.18)$$

Estas fórmulas son obtenidas a través de un desarrollo en serie de Taylor para $F(x, y, t + \Delta t)$ y $F(x, y, t - \Delta t)$.

El modelo utiliza un esquema explícito de diferencias finitas centradas para la resolución de las SWE, conocido como “*leap-frog*” o “*salto de rana*”. Este método posee un error de truncamiento de $O(\Delta x^2, \Delta y^2, \Delta t^2)$; en él la elevación de la superficie libre del agua, ζ , y los flujos de volúmenes, P y Q , se calculan en posiciones e instantes de tiempos intercalados, de ahí el nombre del esquema. En la figura 3.1 se muestra un esquema del funcionamiento del método; a partir de la ecuación de continuidad se calcula ζ en el centro de la celda, en el punto (i, j) , en el paso temporal $(m + 1/2)$ -ésimo, para esto se requieren los valores de la elevación de la superficie libre y los flujos en el paso temporal anterior. Los flujos son calculados en los centros de los bordes de las celdas, es decir en los puntos $(i \pm 1/2, j)$ e $(i, j \pm 1/2)$ para P y Q respectivamente, y en el paso temporal n -ésimo.

En el caso de las ecuaciones diferenciales no lineales, estas se resuelven a través del mismo esquema, sin embargo los términos convectivos no lineales se discretizan mediante la utilización de un esquema de diferencias “*upwind*” o “*contra el viento*”, el cuál consiste en diferencias finitas no centradas que se basan en el hecho de que la información se propaga a lo largo de las líneas características para que los puntos involucrados en las derivadas espaciales involucren al dominio que físicamente influencia a cada punto de cálculo; de esta manera se utilizan diferencias finitas, las cuales son hacia adelante o hacia atrás, pero siempre en la dirección contraria a la que se propaga la onda.

Para la estabilidad numérica del esquema es necesario que se cumpla la condición de *Courant-Friedrichs-Lewy* (CFL), la cuál físicamente implica que el fluido no puede viajar

más lejos que la distancia entre dos puntos adyacentes de la malla $(\Delta x, \Delta y)$ en un paso temporal Δt ; utilizando la ecuación 1.3 es posible expresar esta condición de la siguiente manera:

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{max}}} \tag{3.19}$$

La discretización para las ecuaciones de aguas someras, lineales y no lineales, puede ser encontrada en (Wang, 2009).

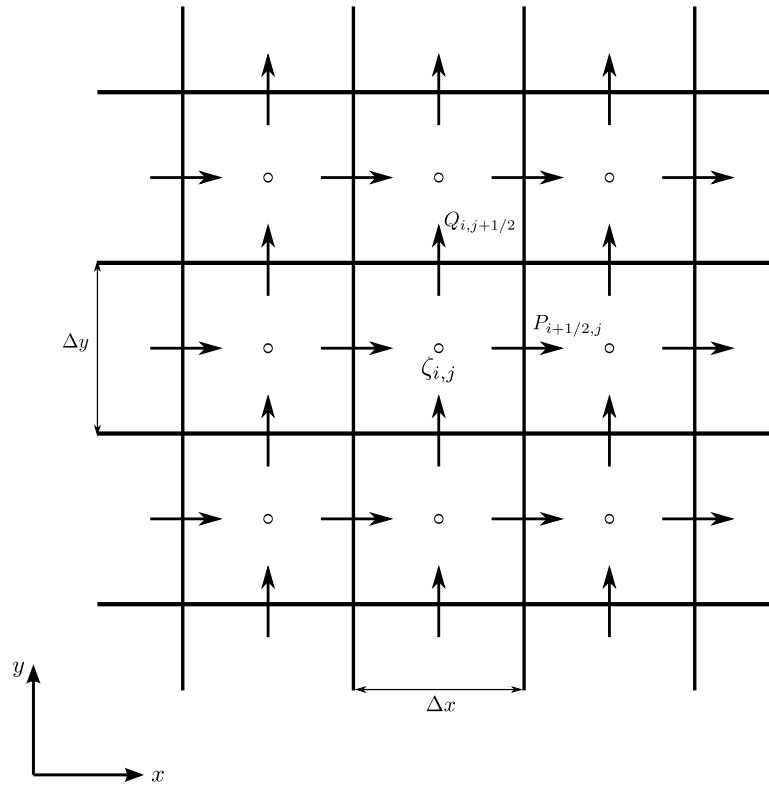


Figura 3.1: Esquema de grillas intercaladas.

3.3. Configuración de grillas anidadas

Producto del acercamiento a la costa, las ondas del tsunami reducen cada vez más su longitud de onda y se hace necesario el uso de grillas más finas (de mayor resolución espacial) para obtener los perfiles de las olas en regiones de aguas menos profundas; es deseable entonces que cuando la profundidad del agua varíe dentro del dominio computacional también lo haga la resolución espacial de la grilla. Debido a que las grillas son de una resolución fija la única manera de lograr esto es “anidar” grillas, es decir, insertar una malla más fina y más pequeña dentro de otra más robusta y de mayor tamaño; este procedimiento permite obtener información más detallada en las regiones de interés. COMCOT trabaja con niveles de resolución, donde cada nivel corresponde a una grilla; tanto las ecuaciones lineales como no lineales, ya sea en coordenadas esféricas o cartesianas, pueden ser asignadas al nivel de una subregión específica. Las grillas anidadas están dinámicamente conectadas y cada nivel posee su propio paso espacial y temporal, además es posible anidar más de una grilla dentro de otra, abarcando así distintas regiones. Para el caso de la resolución espacial, el único requisito es que la razón entre los tamaños de celda de ambas grillas sea entera; en cuanto al paso temporal, en las grillas más finas este debe tener un valor tal que se siga cumpliendo con la condición de estabilidad CFL (ecuación 3.19), por lo que la razón entre los tiempos de dos niveles de grillas varía dependiendo de la profundidad máxima del agua en cada una de ellas.

Uno de los obstáculos que se presentan al anidar grillas es el traspaso de información entre ambas. A continuación se describe paso por paso la técnica para intercambiar información entre dos grillas anidadas de diferentes resoluciones; a modo de ejemplo se utiliza una sistema que consta de una grilla pequeña anidada dentro de una grilla mayor con una razón de 1:3 (figura 3.2). Las flechas representan los flujos de volumen, P y Q , a través de cada celda de la grilla, mientras que los cuadrados y puntos indican la ubicación donde se evalúa el desplazamiento de la superficie libre; por simplicidad se asume que la razón entre los tiempos es 1:2. Supóngase, en un principio, que todos los flujos, en las regiones interior y exterior, son conocidos en el instante de tiempo $t = m\Delta t$, y se necesita obtener los valores en ambas regiones en el siguiente instante de tiempo, es decir en $t = (m+1)\Delta t$:

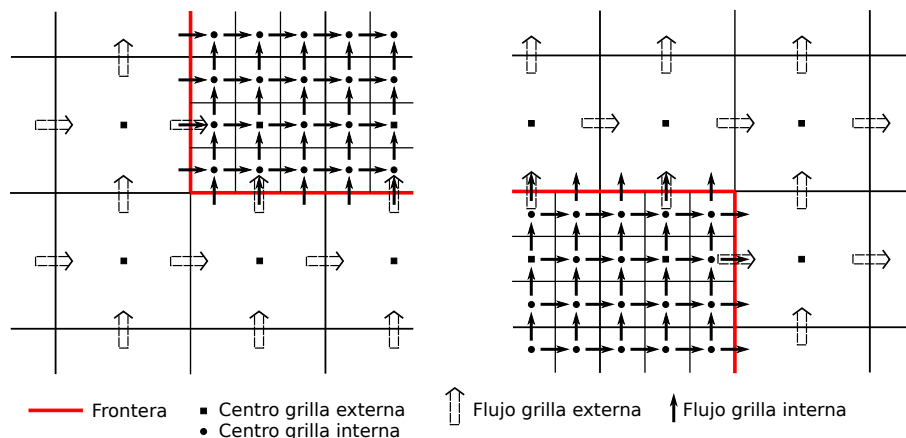


Figura 3.2: Esquema de grillas anidadas.

- 1) Se obtiene la altura de la superficie libre en $t = (m + \frac{1}{2}) \Delta t$ en la grilla exterior resolviendo la ecuación de continuidad; para resolver la ecuación de continuidad en la grilla interior se necesita la información del flujo a lo largo de la frontera en $t = m\Delta t$, por lo tanto los flujos en la grilla exterior sobre la frontera son interpolados linealmente y luego estos valores son asignados a los flujos sobre el borde en la grilla interior.
- 2) Obtener la elevación de la superficie libre en $t = (m + \frac{1}{4}) \Delta t$ en la región interior resolviendo la ecuación de continuidad.
- 3) Obtener los valores del flujo para el tiempo $t = (m + \frac{1}{2}) \Delta t$ en la región de la grilla interna resolviendo la ecuación de momentum.
- 4) Para obtener la altura de la superficie libre en $t = (m + \frac{3}{4}) \Delta t$ en la grilla interior es necesario conocer los flujos a lo largo del borde en el tiempo $t = (m + \frac{1}{2}) \Delta t$; puesto que ya se conoce la elevación en $t = (m + \frac{1}{2}) \Delta t$ y el flujo para $t = m\Delta t$ en la región externa, se obtiene el flujo a lo largo de la frontera entre ambas para $t = (m + 1) \Delta t$ resolviendo localmente la ecuación de momentum, luego, estos valores de flujo son interpolados espacialmente a lo largo del borde para obtener los valores en los puntos medios de las celdas de la grilla interior, para luego ser interpolados con los valores de flujo en $t = m\Delta t$ y obtener así los valores en $t = (m + \frac{1}{2}) \Delta t$. Estos valores de flujo interpolados espacial y temporalmente son asignados al flujo en el borde para la grilla interior.
- 5) Obtener la elevación de la superficie libre para $t = (m + \frac{3}{4}) \Delta t$ en la grilla interna resolviendo la ecuación de continuidad.
- 6) Para traspasar la información desde la grilla interior a la exterior, la elevación de la superficie libre en la grilla interna se promedia espacialmente sobre toda la grilla externa. Las alturas promediadas en $t = (m + \frac{3}{4}) \Delta t$ son luego promediadas en el tiempo con aquellas en $t = (m + \frac{1}{4}) \Delta t$ en la región interior. Estas alturas promediadas espacial y temporalmente permiten obtener la altura en la grilla externa en $t = (m + \frac{1}{2}) \Delta t$.
- 7) Obtener los flujos en $t = (m + 1) \Delta t$ para la grilla interior resolviendo la ecuación de momentum.
- 8) Obtener los valores de flujo en $t = (m + 1) \Delta t$ para la grilla externa resolviendo la ecuación de momentum.

3.4. Esquema de borde móvil

COMCOT posee un algoritmo para el tratamiento de la interfaz agua-tierra. En un comienzo no existe desplazamiento de la superficie libre, ni flujos de volumen en ningún punto de la grilla. A partir del valor de h se determina si un punto de la malla cae en tierra o no, ya que si este es negativo entonces corresponde a la elevación de la tierra con respecto al nivel medio del mar. La figura 3.3 muestra de manera esquemática el tratamiento del movimiento del contorno utilizado por el programa. En el esquema el nivel medio del agua se denota por MWL , mientras que H_f denota la profundidad de inundación; en una celda seca (tierra) la profundidad total, $H = h + \zeta$ tiene un valor negativo, mientras que por otro lado, las celdas mojadas tienen un valor de H positivo. La interfase entre ambos tipos de celdas define la línea de costa. El valor de ζ en una celda seca permanece como 0 debido a que los flujos de volumen en los puntos colindantes de la celda son nulos. El método utilizado por el programa permite determinar si la profundidad total del agua en una celda es la suficiente para inundar las celdas de tierra en la vecindad y por ende mover la línea de costa. La ecuación de continuidad es utilizada para calcular las desnivelaciones, mientras que las ecuaciones de momentum permiten obtener los flujos.

Para ilustrar el algoritmo del movimiento del borde, se usa como ejemplo un caso unidimensional. La profundidad total, H , es calculada en los puntos de la grilla $i - 1, i$ e $i + 1$, mientras que el flujo es calculado en los puntos $i - 1/2, i + 1/2$ e $i + 3/2$. En la figura 3.3a, la i -ésima celda es una celda mojada en la cual la profundidad total es positiva y la $(i + 1)$ -ésima celda es seca, en la cual la profundidad es negativa y los flujos de volumen son cero; La línea de costa está localizada entre los puntos i e $i + 1$, luego al flujo en el $(i + 1/2)$ -ésimo punto de la grilla se le asigna el valor cero, por lo que la línea de costa no se mueve hacia tierra. Cuando la superficie del agua está subiendo, figura 3.3b, el flujo en el punto $(i - 1/2)$ -ésimo ya no es 0 y la línea de costa puede moverse un punto hacia tierra.

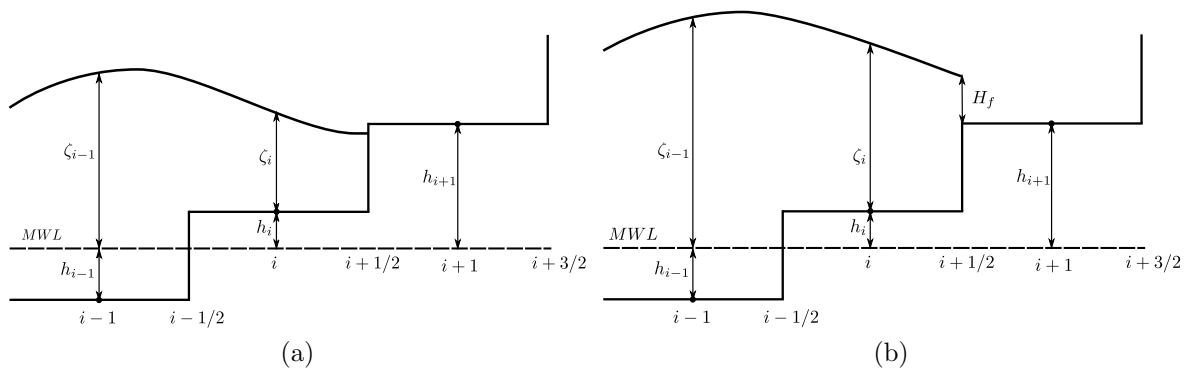


Figura 3.3: Representación del esquema de borde móvil.

Después de que la profundidad total ha sido actualizada a partir de la ecuación de continuidad, el siguiente algoritmo es usado para determinar si la línea de costa debe moverse o no.

Si $H_i > 0$ pueden ocurrir los siguientes escenarios:

- Si $H_{i+1} \leq 0$ y $h_{i+1} + \zeta_i \leq 0$, entonces la línea de costa se ubica entre los puntos i e $i + 1$ y el flujo de volumen, $P_{i+1/2}$ se mantiene en cero;
- Si $H_{i+1} \leq 0$ y $h_{i+1} + \zeta_i > 0$, entonces la línea de costa se mueve entre los puntos $i + 1$ e $i + 2$, y el flujo de volumen $P_{i+1/2}$ puede tener un valor distinto de cero, mientras que $P_{i+3/2}$ toma un valor de cero. La profundidad de inundación es $H_f = h_{i+1} + \zeta_i$;
- Si $H_{i+1} > 0$, entonces la línea de costa se mueve entre los puntos $i + 1$ e $i + 2$. El flujo de volumen $P_{i+1/2}$ puede ser distinto de cero, mientras que $P_{i+3/2}$ vale cero. La profundidad de inundación es $H_f = \max\{h_{i+1} + \zeta_i, h_{i+1} + \zeta_{i+1}\}$.

En todos los casos se ha omitido el índice del paso temporal solo por simplicidad.

Para ahorrar tiempo de computo, las regiones que representan permanente tierra son excluidas de los cálculos, para lo cual todas las celdas de la grilla con elevaciones superiores a 50 metros no son tomadas en cuenta; por otro lado, cuando H es demasiado pequeña, los términos asociados a la fricción del fondo se vuelven bastante grandes por lo que se establece un límite inferior para la profundidad. La ocurrencia de un valor cero para H en uno de los lados de una celda implica un flujo igual a cero hasta que H se vuelve positiva, de esta manera una celda es considerada seca solo si $H \leq 0$ en todos sus lados.

Capítulo 4

Metodología de Trabajo

Para la modelación numérica de las etapas de generación, propagación e impacto en las costas de Chile del tsunami de Tohoku, se utiliza el programa COMCOT. Puesto que se trata de un evento de campo lejano se debe utilizar un área que comprenda el océano Pacífico en su totalidad; por esta razón la zona de modelación va desde la latitud 80°S hasta la latitud 80°N y desde la longitud 100°E hasta la longitud 60°W (Figura 4.1). Con respecto a las grillas a utilizar, puesto que el objetivo es estudiar el impacto en Chile, se deben usar varios niveles de grillas anidadas para mejorar la resolución a medida que la onda se acerca al litoral. En cuanto al mecanismo de generación es necesario determinar el modelo adecuado de falla para utilizar como input del programa y de esta manera obtener los mejores resultados posibles.

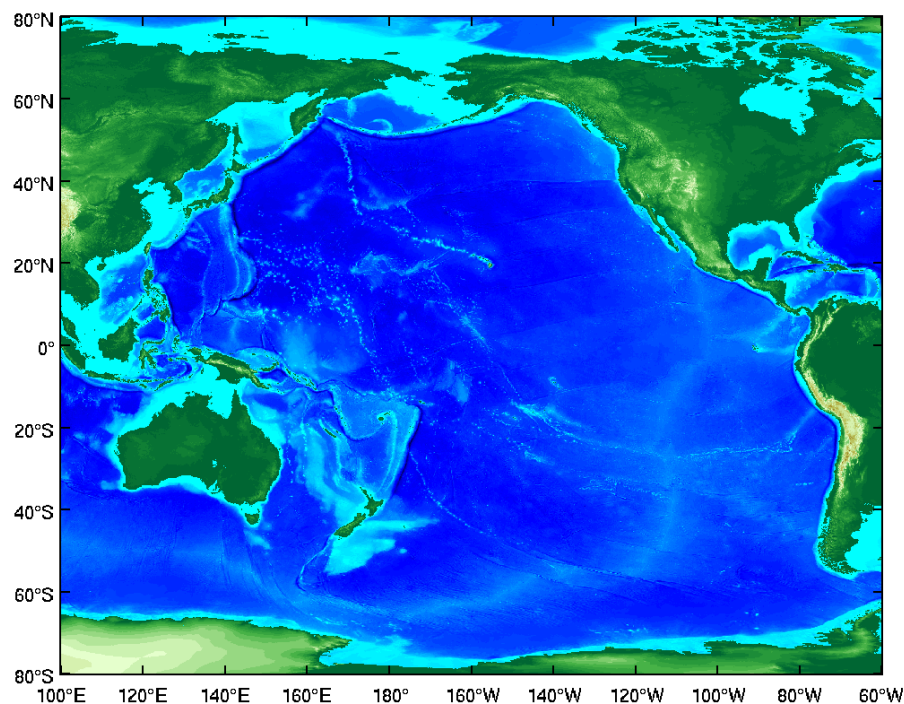


Figura 4.1: Área de modelación

4.1. Puntos para la validación de los resultados

Para la validación de los resultados se utilizan los registros de varios puntos ubicados en el océano pacífico y en las costas de Chile. Los puntos de interés se pueden dividir en dos grupos; para la propagación trasnoceánica se utilizan los registros de las boyas DART (Deep Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) las cuales son parte del sistema de alerta de tsunamis del NOAA; la ubicación de estos puntos se puede observar en la figura 4.2. Para validar los resultados en las costas de Chile se utilizan los registros de los mareógrafos de 4 localidades, los cuales son parte del SNAM (Servicio Nacional de Alerta de Maremotos). Las localidades de interés son Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano y Juan Fernández; su ubicación se puede observar en la figura 4.3.

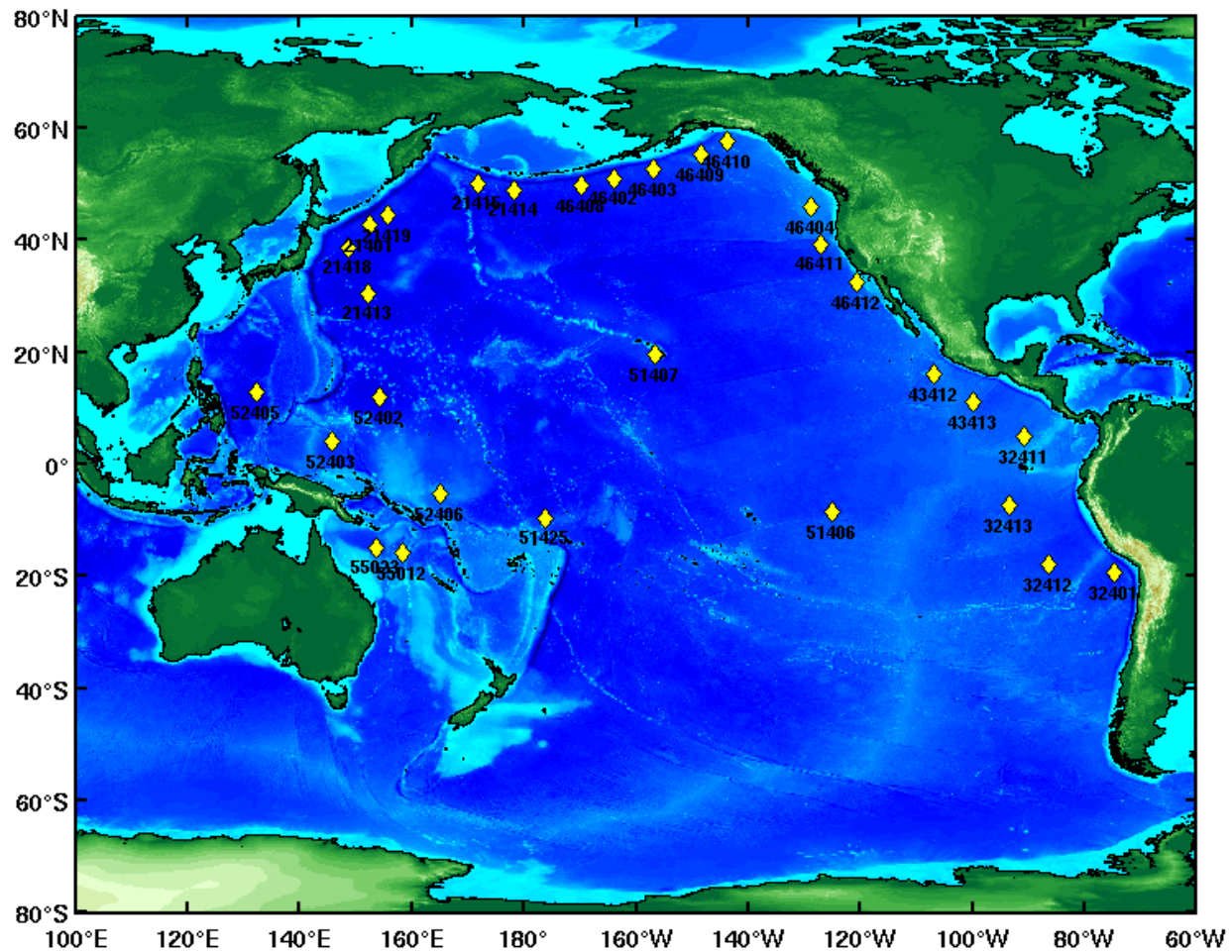


Figura 4.2: Ubicación de boyas DART

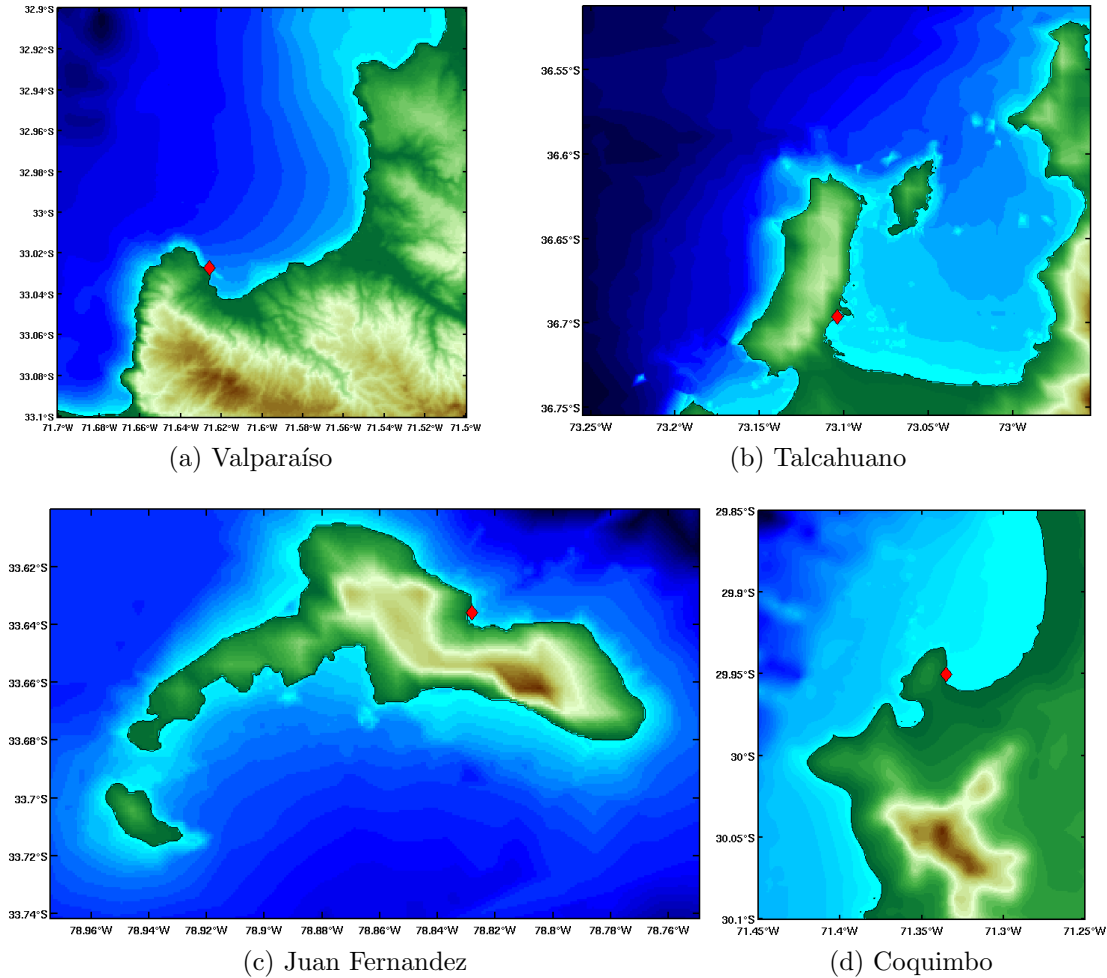


Figura 4.3: Ubicación de mareógrafos en Chile

4.2. Condición inicial

Como input para la modelación se necesita la deformación inicial del suelo, a partir de la cuál se genera el tsunami. Para modelar la falla se utiliza el modelo de Okada (Okada, 1985). Este modelo considera una serie de expresiones analíticas, las cuales permiten obtener los desplazamientos verticales de un plano de falla rectangular, en un medio semi-infinito, elástico y homogéneo. Este plano de falla es una representación idealizada de lo que sería la interfase entre dos placas que están colisionando durante la ocurrencia de un terremoto, en donde ocurre un movimiento relativo brusco entre ambas. A partir del modelo de Okada es posible generar dos tipos de deformaciones: uniformes o heterogéneas; éstas últimas se obtienen dividiendo el plano de falla en múltiples subfallas, en donde cada una de ellas posee sus propios parámetros. Con respecto al tiempo de duración de la falla, esta se puede considerar como instantánea o transiente dependiendo de si la duración del movimiento del suelo es mucho más corta que el periodo de la onda de tsunami generada, en cuyo caso se asume que la deformación es instantánea y en donde la superficie del

agua se deforma exactamente como lo hace el lecho marino, o si ambas duraciones son comparables, en cuyo caso se considera la deformación como un fenómeno transiente (U.S. Nuclear Regulatory Comission, 2009).

El cálculo de la deformación requiere de ciertos parámetros propios de la falla (figura 4.4), los cuales son:

- **Epicentro:** Corresponde a la proyección del foco (lugar en el plano de falla en donde comienza la ruptura) sobre la superficie media de la tierra. Se indica mediante sus coordenadas.
- **Profundidad Focal (d):** Es la distancia vertical entre el hipocentro y el epicentro.
- **Rumbo (θ):** Es la dirección del plano de falla, medida por su ángulo con respecto al norte.
- **Buzamiento (δ):** Corresponde al sentido de la inclinación del plano de falla con respecto a la superficie media. Es medido por el ángulo desde la superficie media de la tierra hacia el plano de falla.
- **Largo de la Falla (L):** Es la longitud de uno de los bordes del plano de falla paralelo al rumbo.
- **Ancho de la Falla (W):** Longitud de uno de los bordes del plano paralelos al buzamiento.
- **Ángulo de deslizamiento (λ):** Describe la dirección del movimiento relativo entre las placas medida con respecto al rumbo.
- **Deslizamiento:** Es la cantidad de movimiento relativo entre las placas.

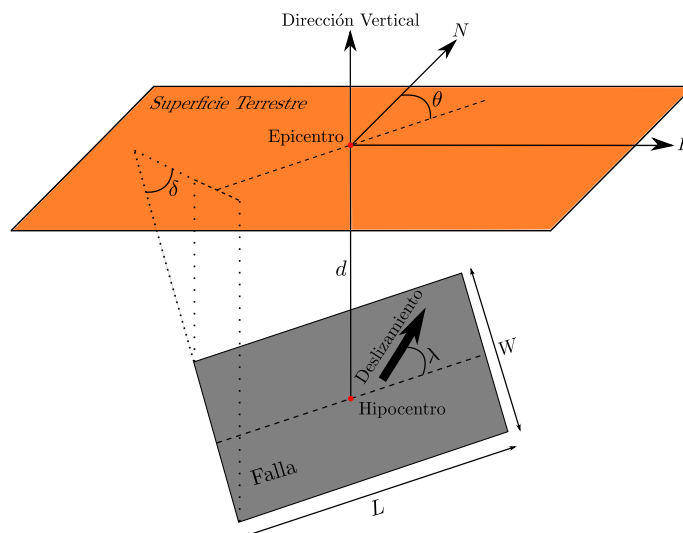


Figura 4.4: Esquema del Plano de Falla y sus Parámetros

Los desplazamientos verticales son estimados a partir del deslizamiento, el cual se divide en dos componentes: una tipo dip-slip perpendicular a la dirección del rumbo y otra tipo strike-slip paralela a la dirección del rumbo. El deslizamiento de la falla se obtiene a partir del tamaño de esta, mediante las siguientes ecuaciones:

$$M_0 = \mu \times D \times L \times W \quad (4.1)$$

$$M_W = \frac{2}{3} \times \log_{10}(M_0) - 6,067 \quad (4.2)$$

en donde W y L son el ancho y largo de la falla ($[m]$), D es el deslizamiento promedio producto del movimiento ($[m]$), μ es la rigidez del manto terrestre ($[GPa]$), M_0 corresponde al momento escalar sísmico ($[Nm]$) y M_W es la magnitud del momento sísmico.

Los parámetros necesarios para la modelación de la falla mediante Okada son obtenidos del USGS. Existen 3 soluciones para los parámetros, en este caso se utiliza la solución de momento obtenida con el algoritmo de inversión W-phase entregada por este organismo (United States Geological Service, 2011). De aquí se obtienen los siguientes valores:

Parámetro	Valor
Epicentro (Lat; Lon)	38,321°S; 142,369°E
Profundidad Focal (d)	24000 $[m]$
Rumbo (θ)	193°
Buzamiento (δ)	14°
Ángulo de deslizamiento (λ)	81°

Tabla 4.1: Parámetros de falla (Fuente USGS WPhase Moment Solution)

El momento sísmico también es obtenido del USGS a través de la misma solución W-phase para el tensor de momento (United States Geological Service, 2011), este valor es de $M_0 = 3,9 \times 10^{22} [Nm]$. La rigidez del manto tiene un valor de 40 $[GPa]$, el cuál corresponde a un promedio aproximado de las rigideces típicas de la corteza superior, corteza inferior y el manto superior en el nordeste de Japón (Ozawa et al., 2011). Para el caso del tamaño de la falla, referido a largo y ancho, la literatura existente presenta diversos valores para estos dos parámetros; para el largo se tienen valores que van desde los 300 $[km]$, de acuerdo con ERI (Earthquake Research Institute, University of Tokyo) hasta los 510 $[km]$ (Suzuki et al., 2011), mientras que el ancho va desde los 80 – 90 $[km]$ (Geospatial Information Authority of Japan (GSI), 2011) hasta los 210 $[km]$ (Suzuki et al., 2011). Debido a esto se realiza un análisis de sensibilidad a ambos parámetros, para lo cual se consideran largos de 300, 350, 400, 450 y 500 $[km]$, mientras que para el ancho se tomaron valores de 100, 150 y 200 $[km]$. De esta manera se obtienen 15 modelos de falla que van desde un tamaño de 300 \times 100 $[km^2]$ hasta 500 \times 200 $[km^2]$. Utilizando la ecuación 4.1 se obtienen los valores para los deslizamientos promedios de todas las fallas a ser modeladas con Okada, los cuales se presentan en la tabla 4.2 junto con los desplazamientos verticales generados por el modelo.

El análisis de sensibilidad para determinar el tamaño óptimo de la falla consiste en examinar tres valores característicos de los resultados obtenidos en las boyas DART

mediante Okada para cada uno de los tamaños de falla; estos son: el tiempo de arribo de la primera ola, el tiempo de arribo del peak de la primera ola y la altura del peak de la primera ola; la razón para elegir solo la primera ola radica en que la mayoría de los programas utilizados para modelar este tipo de fenómenos capturan bien dicha onda. Estos valores se contrastan con los obtenidos para los registros de dichas boyas, calculando el error relativo porcentual para cada uno de ellos; finalmente se obtiene un error total ponderado que considera un peso de 25 % para cada uno de los tiempos de arribo y un 50 % para la altura. El mismo procedimiento se realiza con los resultados producto de utilizar el modelo de falla real proporcionado por el USGS.(United States Geological Service, 2011a). La comparación con los errores obtenidos con este modelo permite obtener una idea acerca de la magnitud de los errores que se debieran esperar. En la figura 4.5 se pueden apreciar todas las deformaciones de fallas utilizadas para la modelación.

Largo (km)	300			350			400			450			500		
Ancho (km)	100	150	200	100	150	200	100	150	200	100	150	200	100	150	200
Deslizamiento promedio (m)	32,5	21,67	16,25	27,86	18,57	13,93	24,38	16,25	12,19	21,67	14,44	10,83	19,50	13,00	9,75
Dislocación Vertical (m)	-5,89	-3,85	-2,89	-5,11	-3,35	-2,89	-4,51	-2,96	-2,56	-4,04	-2,66	-2,29	-3,66	-2,41	-2,08
Min-Máx	13,68	9,65	7,24	11,69	8,23	3,74	10,23	7,20	3,23	9,08	6,39	2,86	8,15	5,74	2,58

Tabla 4.2: Deslizamiento promedio y Desplazamientos verticales según el tamaño de falla

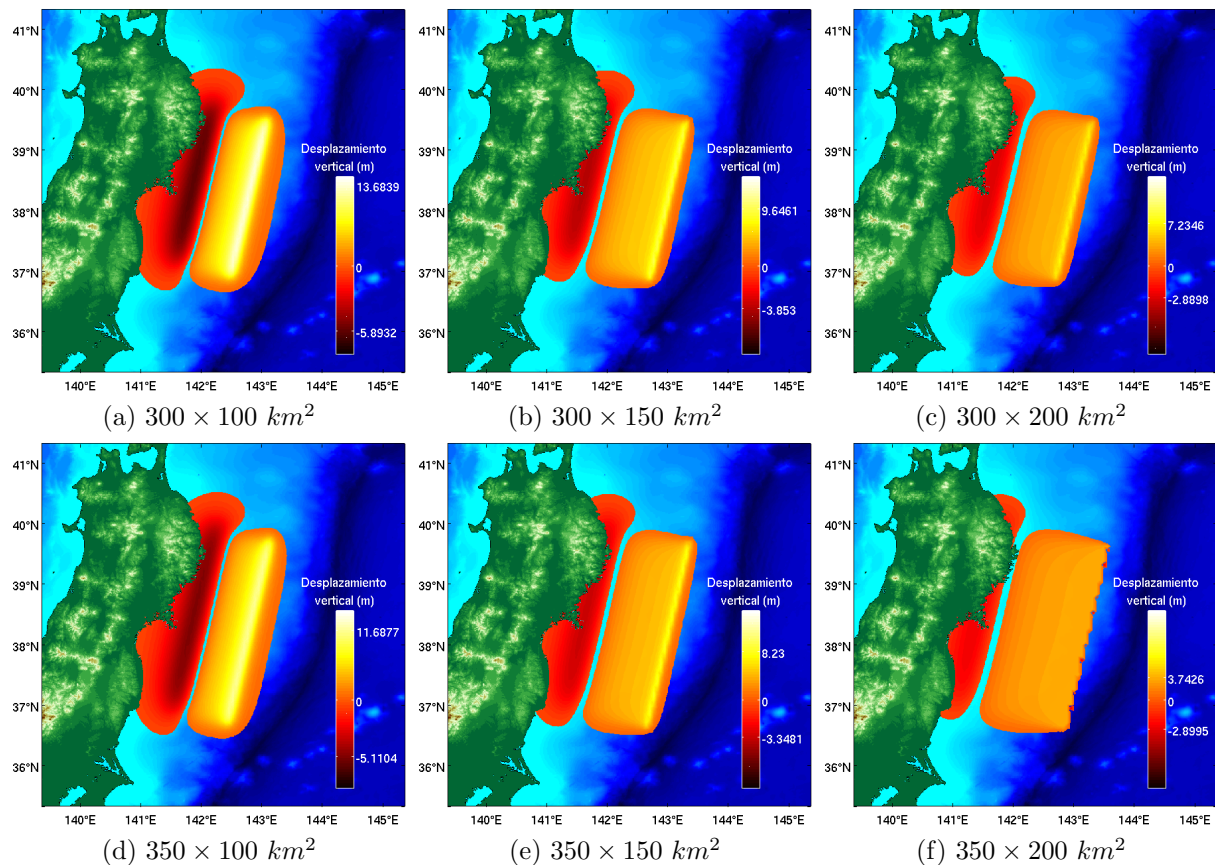


Figura 4.5: Desplazamiento vertical del fondo marino debido a las diferentes fallas.

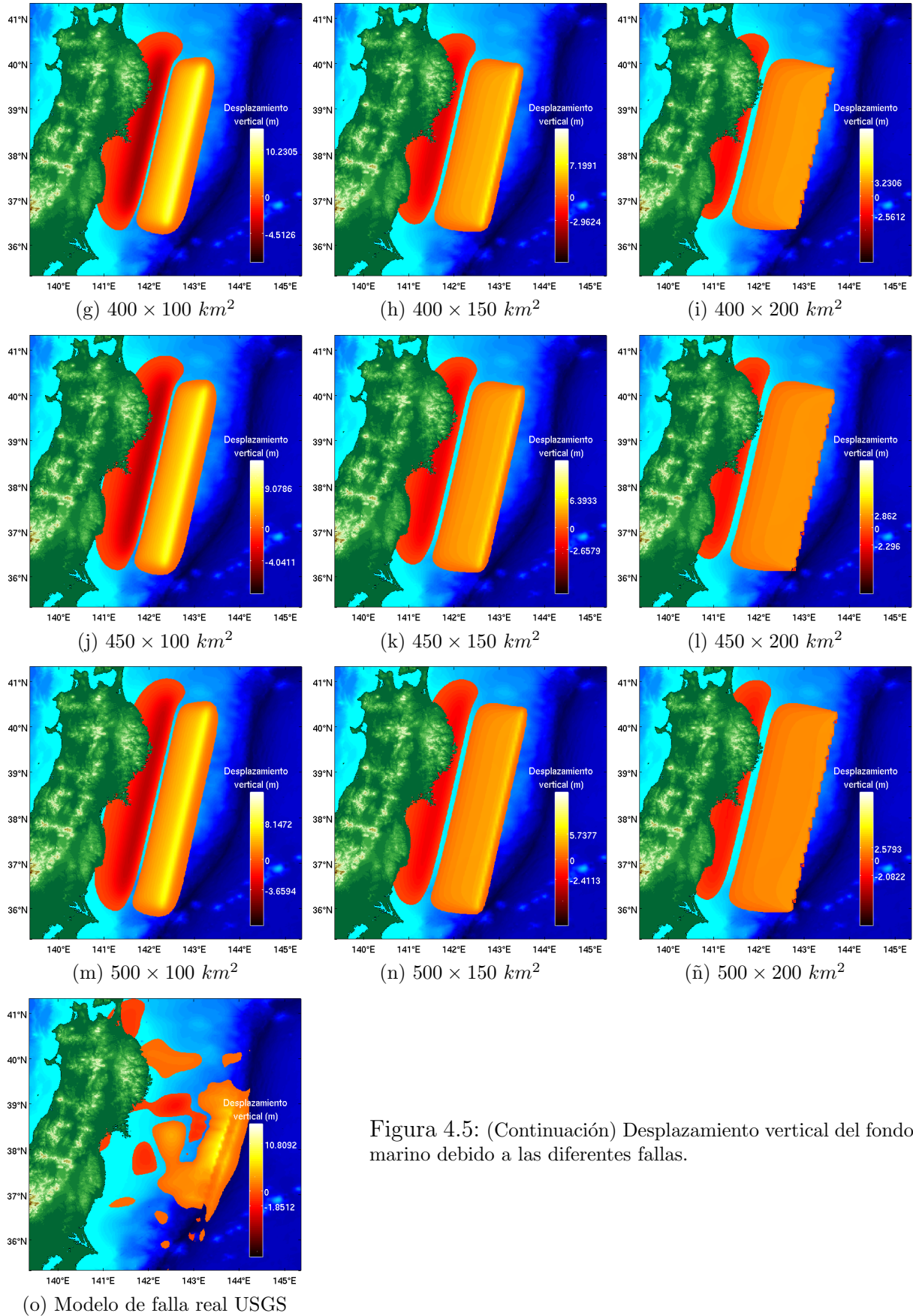


Figura 4.5: (Continuación) Desplazamiento vertical del fondo marino debido a las diferentes fallas.

4.3. Construcción de las grillas

Para la modelación del evento se utilizaron 6 niveles de grillas con distinta resolución. Es posible dividir el proceso en dos etapas, la construcción de la grilla para la propagación transoceánica y la construcción de las grillas para la simulación de la llegada de las olas a las costas de Chile. Para la primera etapa se seleccionó un área comprendida entre las coordenadas mostradas en la figura 4.1, ya que es necesario abarcar toda la zona del pacífico; la resolución para la grilla utilizada en esta etapa debe ser tal que permita obtener buenos resultados en la modelación del fenómeno sin incurrir en un tiempo de computo demasiado extenso. Para determinar el tamaño óptimo de celda, ($\Delta x = \Delta y$), se consideran cinco posibles valores: 60, 30, 15, 10 y 5 minutos de arco. El paso temporal, Δt se toma igual a 5 segundos para todas las mallas para cumplir con la condición de estabilidad del esquema numérico; sin embargo en la malla de 5 minutos de arco esta condición no se cumple y el propio programa se encarga de corregir el paso reduciéndolo a $\Delta t = 2,473922$ segundos. Se modela el evento del 11 de marzo para cada uno de estos tamaños, utilizando como falla el modelo del USGS y registrando los resultados de los tiempos de computo. Los resultados se pueden observar en la figura 4.6. Se puede apreciar como el tiempo requerido para efectuar la modelación aumenta a medida que la resolución de la malla crece, sin embargo, este crecimiento se acentúa al pasar de la resolución de 10 minutos de arco a la resolución de 5 minutos de arco, aumentando el tiempo de computo casi en 9 veces; Esto se debe a la utilización de un Δt más pequeño.

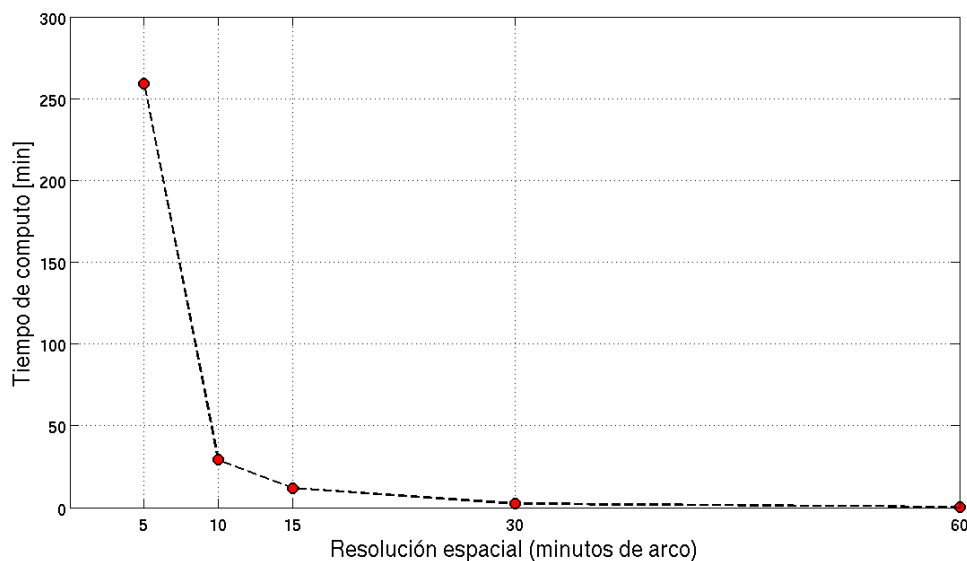


Figura 4.6: Tiempo de computo v/s Resolución espacial

Para determinar el nivel de error producto de las diferentes resoluciones espaciales se calculan las series temporales del tsunami en dos boyas DART, la boya 21418 ubicada al Nordeste de Tokyo, y la 32401, ubicada hacia el Suroeste de Arica; estas corresponden a la más cercana y a la más lejana al epicentro del terremoto respectivamente; como deformación inicial se utiliza el modelo real de falla generado por el USGS. Para cada boya

y cada resolución se analiza el error asociado a los valores característicos mencionados en el análisis de sensibilidad descrito en la sección anterior. Los resultados para la modelación se pueden apreciar en los gráficos de la figura 4.7, en donde se observan las diversas series de tiempo entregadas por el programa para las distintas resoluciones utilizadas. La figura 4.8 en cambio, muestra los resultados de los errores relativos porcentuales para cada una de las distintas propiedades seleccionadas así como un error total ponderado:

ε_{taw} : Error relativo porcentual en el tiempo de arribo de la primera ola (línea punteada azul).

ε_{tapw} : Error relativo porcentual en el tiempo de arribo del peak de la primera ola (línea punteada negra).

ε_{hpw} : Error relativo porcentual en la altura del peak de la primera ola (línea punteada verde).

ε_T : Error total ponderado (línea punteada roja).

El error relativo porcentual para cada propiedad se calcula como:

$$\varepsilon = \frac{|Valor\ simulado - Valor\ observado|}{|Valor\ observado|} \times 100\% \quad (4.3)$$

mientras que el error total ponderado se obtuvo mediante la siguiente fórmula:

$$\varepsilon_T = \varepsilon_{taw} \times 0,25 + \varepsilon_{tapw} \times 0,25 + \varepsilon_{hpw} \times 0,50 \quad (4.4)$$

Es posible notar que a medida que mejora el refinamiento de las mallas los errores tienden a disminuir, sin embargo, puede observarse que la disminución no es tan drástica; esto nos indica que la mejora en la simulación al pasar de la malla de 10 minutos de arco a la de 5 minutos de arco no es lo bastante significativa, por lo que no se justifica incrementar excesivamente el tiempo de computo utilizando esta última malla. Debido a esto la mejor opción para modelar la propagación transoceánica del tsunami corresponde a la grilla de resolución espacial de 10 minutos de arco.

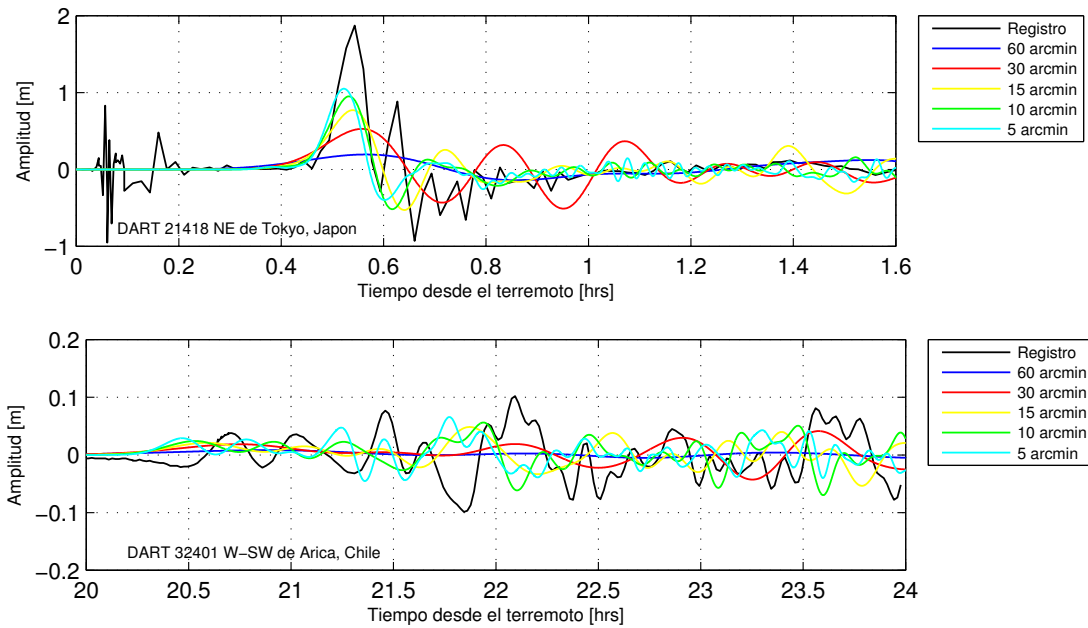


Figura 4.7: Comparación entre los datos observados y los datos simulados para el tsunami en las boyas seleccionadas.

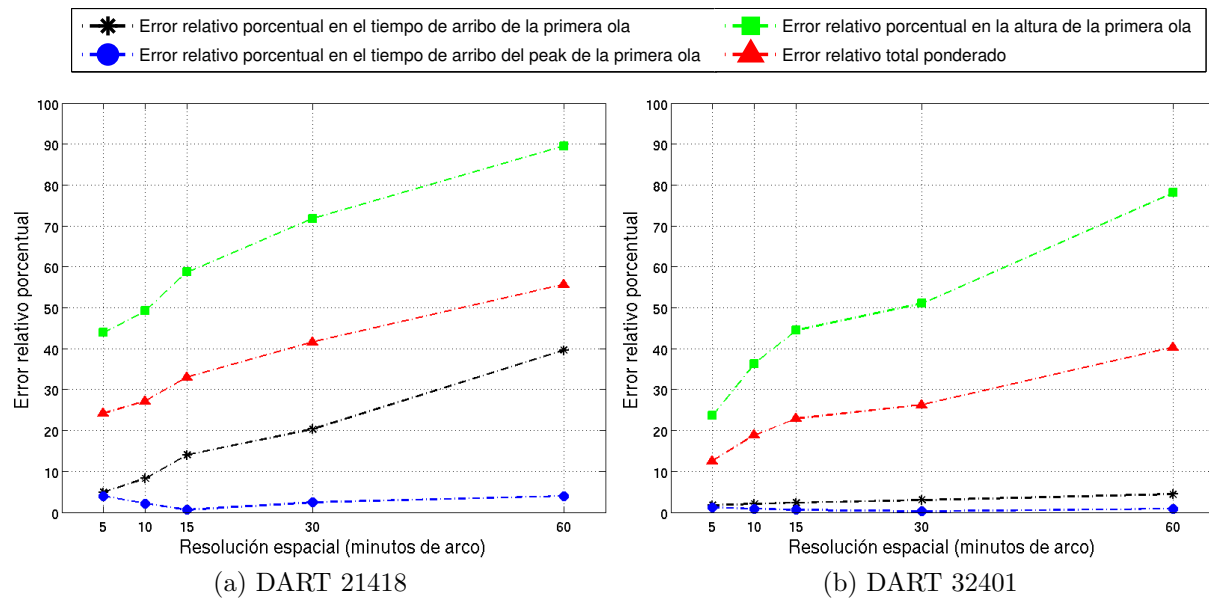


Figura 4.8: Errores relativos porcentuales para los parámetros escogidos. La serie negra corresponde al tiempo de arribo de la primera ola, la serie azul corresponde al tiempo de arribo del peak de la primera ola, la serie verde corresponde a la altura del peak de la primera ola y la serie roja corresponde al error total ponderado.

La segunda etapa consiste en determinar las grillas a utilizar para obtener la modelación del evento en la costa de Chile. En este punto se hace necesaria la utilización de una mayor resolución en las mallas; si bien COMCOT permite anidar grillas de cualquier razón entera entre sus resoluciones, es conveniente que esta razón no sea demasiado grande, ya que este salto de un tamaño a otro implica ciertos errores producto de la resolución numérica. Por esta razón se utiliza en primer lugar una grilla de 5 minutos de arco que abarca parte de la zona norte, centro y sur de Chile, el siguiente nivel corresponde a una grilla de 1 minuto de arco que comprende una zona más pequeña, el 4 nivel de resolución corresponde a una grilla de 0.5 minutos de arco, la cuál comprende la zona central de Chile; en este nivel se ubican las grillas con mayor resolución: Coquimbo, Valparaíso y Juan Fernandez con resoluciones de 3 segundos de arco y el Golfo de Arauco con 15 segundos de arco, esta última contiene la grilla correspondiente a Talcahuano con una resolución de 3 segundos de arco; Los límites y resoluciones de todas las grillas utilizadas se encuentran resumidos en la tabla 4.3.

La construcción de las diferentes grillas depende del nivel de resolución espacial a utilizar; las mallas de 10, 5, 1 y 0.5 minutos de arco se obtienen a partir de la malla GEBCO_08, la cuál es un modelo completo de la tierra y el océano, con una resolución de 30 segundos de arco (General Bathymetric Chart of the Oceans, 2011). En este grupo de grillas se utilizan las ecuaciones lineales de aguas someras, ya que la profundidad en las ubicaciones de las boyas DART es muy superior a la amplitud de la ola. El resto de las mallas para las zonas de interés en las costas de Chile se obtienen a partir de diversas fuentes de información como son: GEBCO, las cartas de navegación del SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada) y la topografía generada por SRTM (Misión Topográfica Shuttle Radar), con lo cuál es posible obtener la resolución de 3 segundos de arco; el procedimiento para la generación de estas últimas grillas es descrito en el trabajo de Omar Pacheco (Pacheco R., 2013). En este último grupo de mallas se hace necesario utilizar las ecuaciones no lineales de aguas someras.

Grilla N°	Ubicación		Resolución espacial $\Delta x = \Delta y$	Tamaño $m \times n$
	Longitud	Latitud		
1	99.99583°E - 60.00417°W	79.99583°S - 80.00417°N	10'	1201 × 961
2	84.99583°W - 64.99583°W	42.99583°S - 23.99583°S	5'	241 × 229
3	82.49583°W - 67.49583°W	40.99583°S - 25.99583°S	1'	901 × 901
4	79.99583°W - 68.99583°W	39.00417°S - 27.99583°S	30"	1321 × 1322
5	71.45000°W - 71.25000°W	30.10000°S - 29.85000°S	3"	241 × 301
6	71.70000°W - 71.50000°W	33.10000°S - 32.90000°S	3"	241 × 241
7	78.97372°W - 78.74957°W	33.74125°S - 33.60042°S	3"	270 × 170
8	74.00000°W - 72.50000°W	37.50000°S - 36.50000°S	15"	361 × 241
9	73.25417°W - 72.95417°W	36.75420°S - 36.51253°S	3"	361 × 291

Tabla 4.3: Parámetros de las grillas.

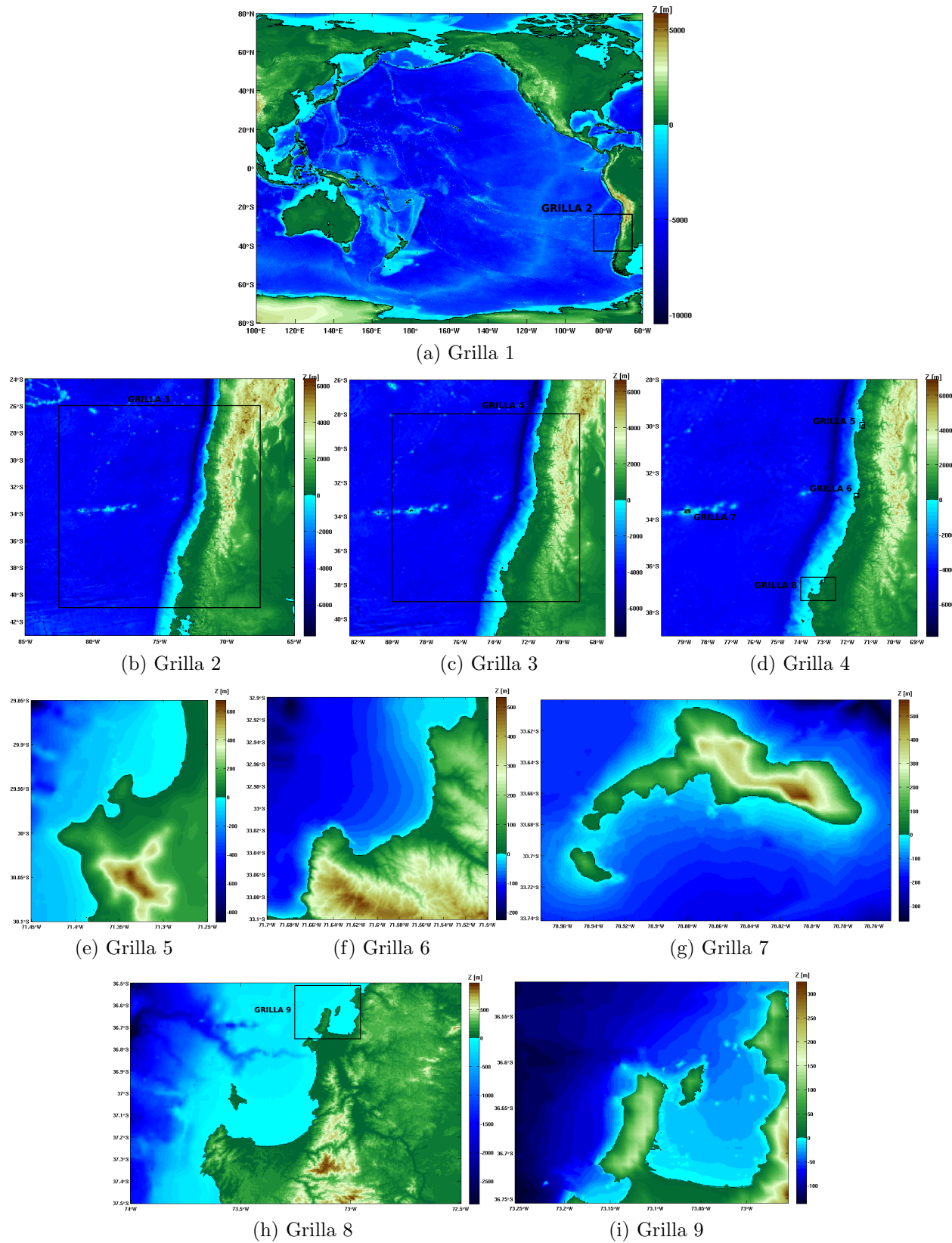


Figura 4.9: Configuración de grillas anidadas.

4.3.1. Coeficiente de rugosidad de Manning

Una vez definidas las grillas, las ecuaciones y los modelos de falla a utilizar, solo resta determinar el valor del coeficiente de Manning para cada una de las mallas. En mar abierto la fricción producto del fondo no tienen influencia alguna sobre la propagación del frente de onda; COMCOT tiene la opción de suprimir de las ecuaciones el término relacionado a la fricción, luego, este es despreciado para la primera grilla y solo se considera en las grillas anidadas, en donde la profundidad empieza a disminuir, ya que los efectos más notorios producto de las variaciones en el coeficiente de Manning se observan en profundidades inferiores a los 10 [m] (Dao and Tkalich, 2007). El valor del coeficiente de Manning generalmente se encuentra entre 0,015 y 0,03 (Japan Society of Civil Engineers, 2002); de acuerdo con el trabajo realizado por Luis Burgos (Burgos, 2012), la utilización de un coeficiente de valor igual a 0,03 reproduce de manera correcta la primera ola en las zonas de la bahía Cumberland y Valparaíso, por lo que se utilizará este mismo valor en dichos lugares además de utilizarlo en la bahía de Coquimbo; en el mismo trabajo se señala también que en la bahía de Concepción la variación del Manning tiene efectos importantes en los resultados; corridas de prueba mostraron que un coeficiente de 0.03 tiene a subestimar la altura de la onda (ver anexo B), por lo que se adoptará un valor de 0.015 para la grilla que contiene dicha localidad.

Capítulo 5

Resultados

La obtención de buenos resultados en la modelación del tsunami está directamente relacionada con la condición inicial de deformación utilizada. Una vez construido el sistema de grillas, el paso siguiente consiste en seleccionar la falla de Okada más adecuada para la representación del fenómeno. Para realizar esta tarea se calculan los mismos errores descritos en la sección 4.3 a los resultados obtenidos para cada uno de los tamaños de falla mencionados en la sección 4.2; estudiando el efecto del ancho y largo de la falla en el tiempo de arribo de la primera ola, el tiempo de arribo del peak de la primera ola y la altura de la primera ola, para lo cuál se usan las ecuaciones 4.3 y 4.4

5.1. Errores

Los resultados para los errores en los parámetros propuestos en la sección 4.2 se muestran en la figura 5.1; en el eje de las abscisas se encuentran las boyas DART ordenadas según su distancia al epicentro (tabla 5.1), mientras que el eje de las ordenadas contiene los tamaños de falla ordenados por su largo. También se realiza una comparación con los errores obtenidos al utilizar como deformación inicial el modelo de falla real del USGS que se encuentra en la figura 4.5o. La distancia al epicentro se obtuvo mediante la fórmula del Haversine, la cuál permite calcular la distancia entre dos puntos de una esfera. Si bien es cierto que la tierra no posee una forma esférica perfecta, esta ecuación entrega una buena aproximación, además del hecho de que este parámetro no es parte de los datos de entrada que se le deben entregar al programa. La fórmula tiene la siguiente expresión

$$\text{haversin}(d/R) = \text{haversin}(\varphi_1 - \varphi_2) + \cos(\varphi_1) \cos(\varphi_2) \text{haversin}(\Delta\lambda) \quad (5.1)$$

donde

$\text{haversin}(x) = \sin^2(x/2)$, con x en radianes.

d : distancia entre los dos puntos.

R : radio terrestre.

φ_i : latitud del punto i .

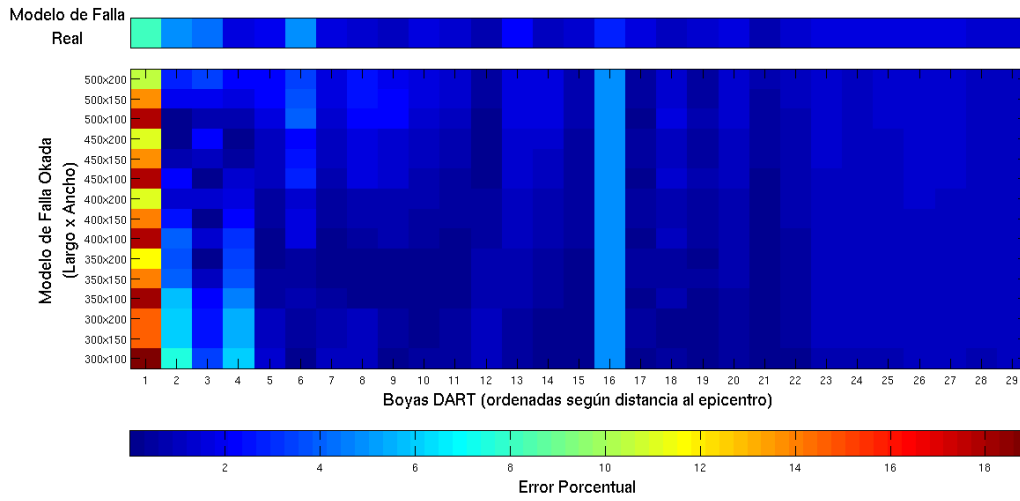
$\Delta\lambda$: diferencia de longitud entre los puntos.

finalmente la distancia, d , es igual a

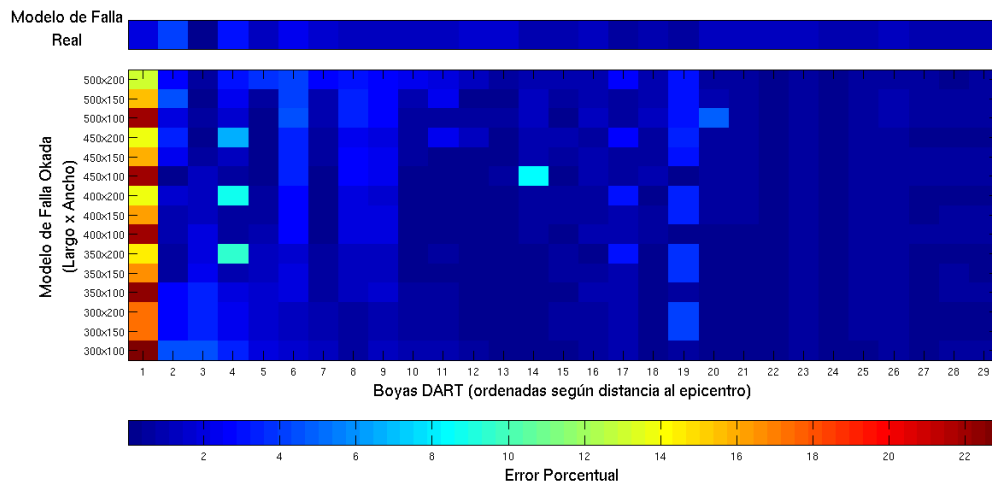
$$d = 2R \arcsin(\text{haversin}(d/R)) \tag{5.2}$$

N°	Boya	Distancia [km]	N°	Boya	Distancia [km]	N°	Boya	Distancia [km]
1	21418	551,8871	11	46402	4359,9999	21	46411	7478,0068
2	21401	986,2983	12	46403	4831,7623	22	46412	8389,5269
3	21413	1244,7269	13	46409	5338,5047	23	43412	10607,6347
4	21419	1304,7224	14	52406	5382,5533	24	51406	10816,8740
5	21415	2667,6631	15	46410	5577,9541	25	43413	11550,5724
6	52405	2997,6796	16	55023	6021,3024	26	32411	12727,2112
7	21414	3085,4274	17	51407	6176,5477	27	32413	13464,4647
8	52402	3162,1028	18	55012	6245,8017	28	32412	14800,1605
9	52403	3824,5220	19	51425	6832,0020	29	32401	15866,5519
10	46408	3948,4108	20	46404	6992,2507			

Tabla 5.1: Boyas DART ordenadas por distancia al epicentro.

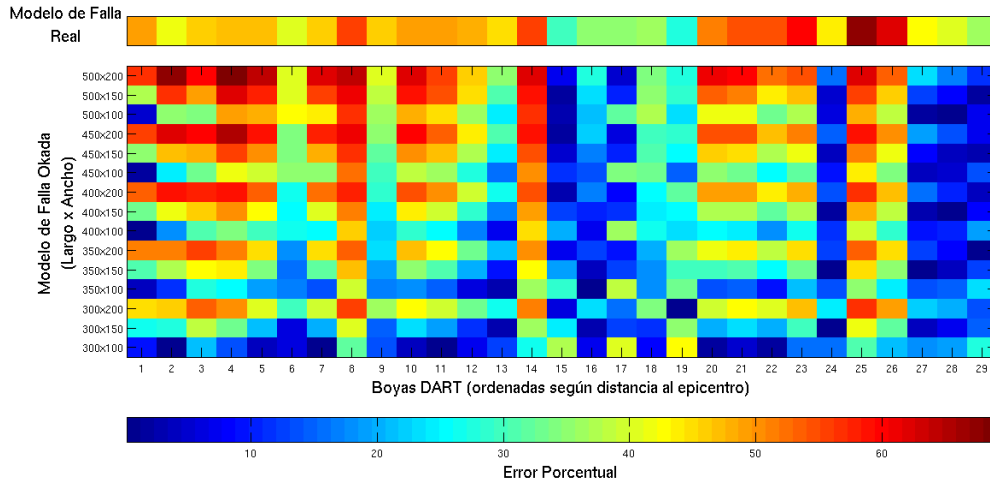


(a) Error en tiempo de arribo de la primera ola.

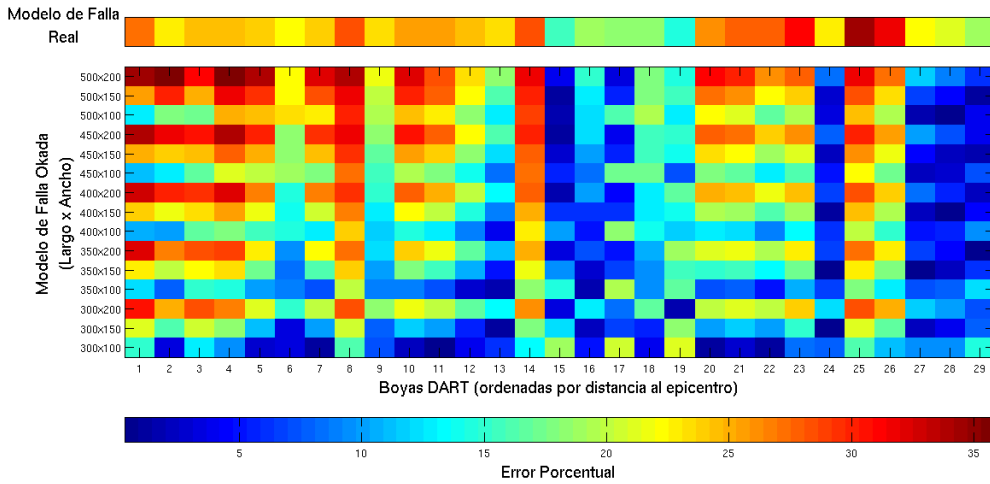


(b) Error en tiempo de arribo del peak de la primera ola.

Figura 5.1: Errores relativos porcentuales en la modelación



(c) Error en altura del peak de la primera ola.



(d) Error total ponderado.

Figura 5.1: Errores relativos porcentuales en la modelación

Basados en los resultados obtenidos para los errores calculados es posible notar que los tamaños de falla correspondientes a los modelos de Okada de $300 \times 100 \text{ km}^2$, $350 \times 100 \text{ km}^2$ y $400 \times 100 \text{ km}^2$ son aquellos que presentan los menores errores. Finalmente se escoge el modelo de $400 \times 100 \text{ km}^2$, ya que es el que se ajusta mejor al tamaño real de la falla.

5.2. Validación

Los resultados se validan comparando las salidas arrojadas por el programa utilizando el modelo de falla seleccionado, con los registros de las boyas DART (figuras 5.2 y 5.3) y los mareógrafos en los puntos seleccionados (figura 5.4).

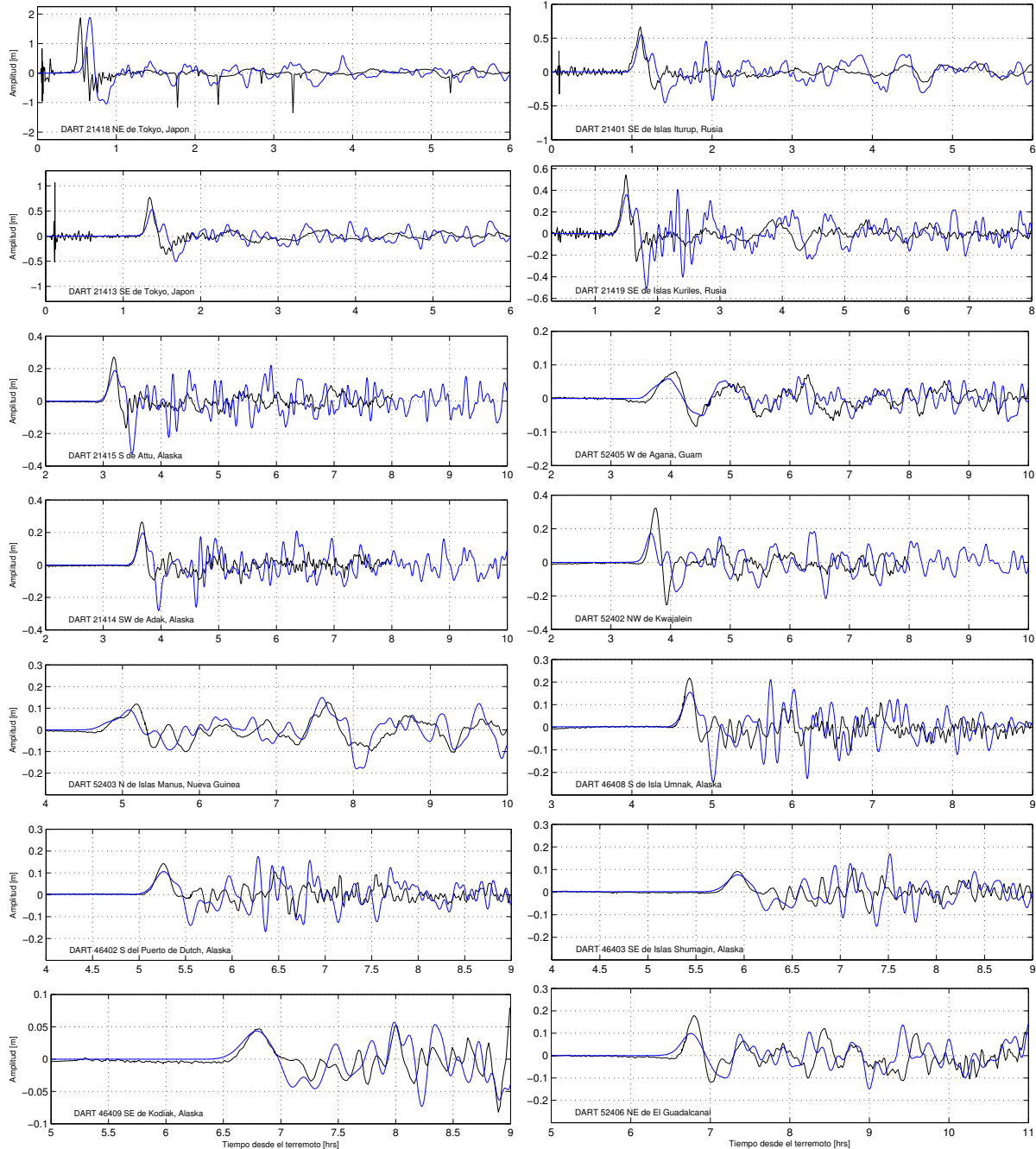


Figura 5.2: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART. La línea negra corresponde a los datos observados y la línea azul son los datos simulados.

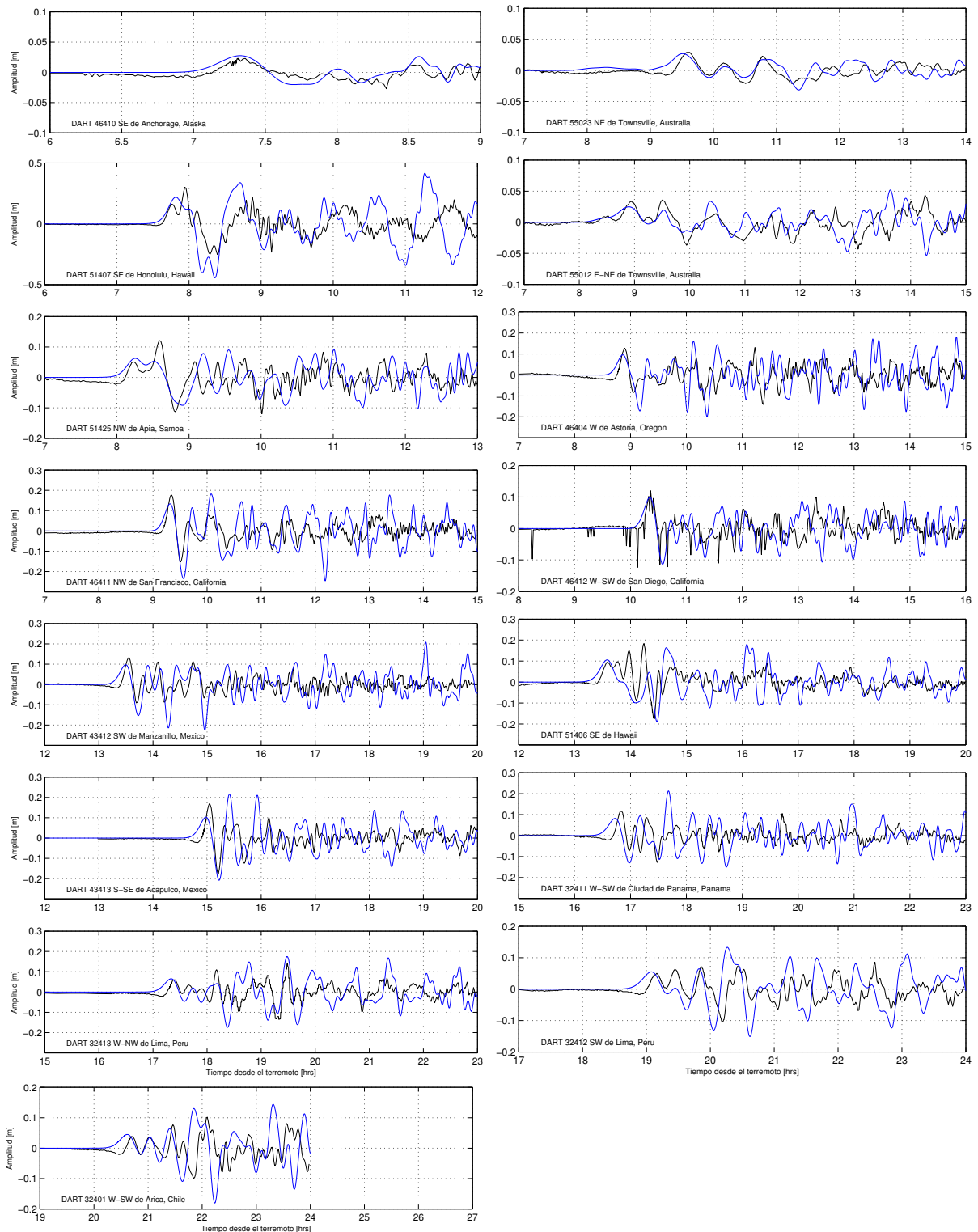


Figura 5.2: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART. La línea negra corresponde a los datos observados y la línea azul son los datos simulados.

Los resultados para las boyas con un desfase temporal respecto a los registros fueron ajustados manualmente. Estas boyas son: 21418, 52403, 32411, 32413, 32412 y 32401.

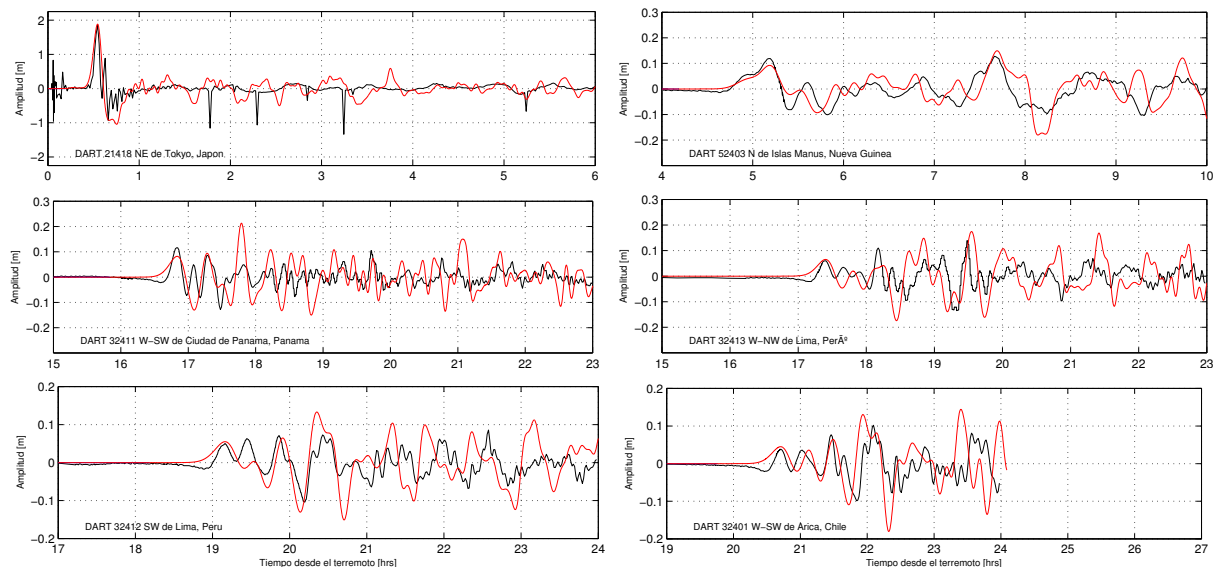


Figura 5.3: Resultados del modelo ajustados con los registros de las boyas DART. La línea negra corresponde a los datos observados y la línea roja corresponde a las simulaciones ajustadas manualmente.

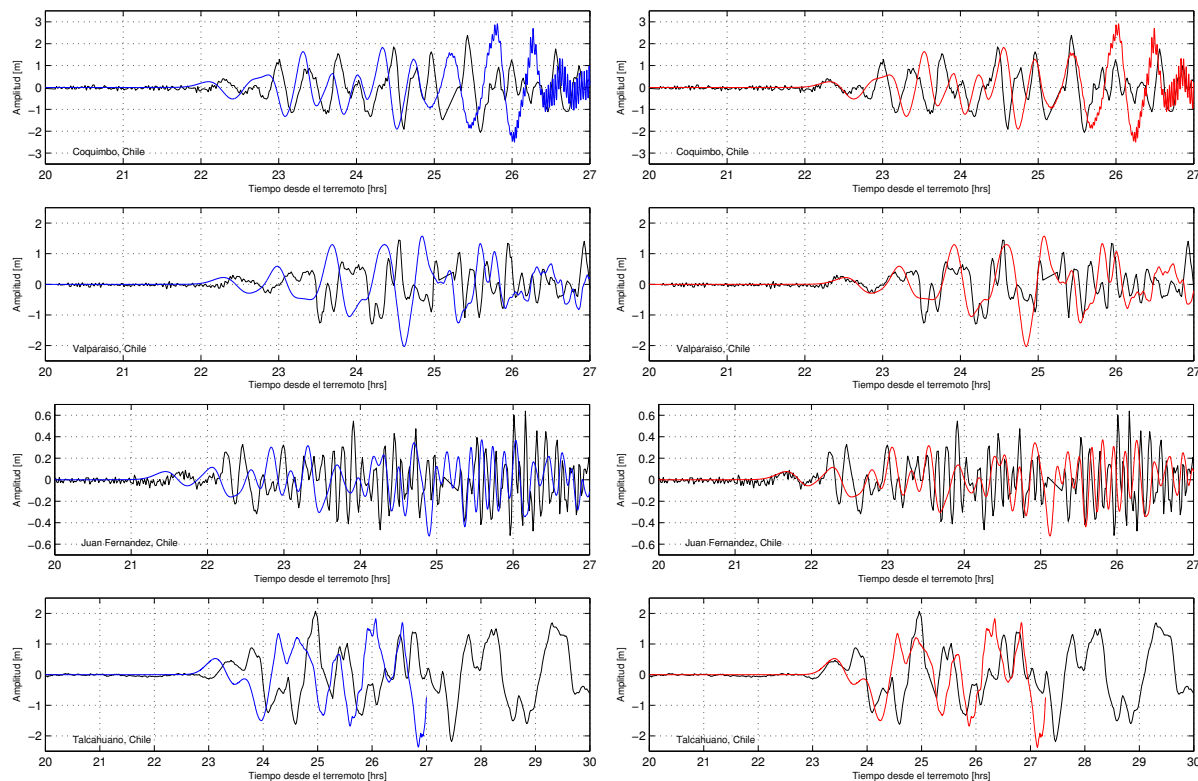


Figura 5.4: Resultados del modelo en las costas chilenas comparados con los registros de los mareógrafos. La línea negra corresponde a los datos observados, la línea azul son los datos simulados y la línea roja corresponde a las simulaciones ajustadas manualmente.

5.3. Medición de bondad de ajuste

Para cuantificar la calidad del ajuste entre los resultados entregados por el modelo y los datos observados se utiliza como medida el “skill score” (Gallagher et al., 1998), el cual está dado por la expresión:

$$SS = 1 - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (f_i - o_i)^2}{\sum_{i=1}^N (o_i)^2}} \quad (5.3)$$

donde f_i corresponde al i -ésimo dato pronosticado por el modelo, o_i es el i -ésimo dato observado y N es el total de datos. Este indicador va desde $-\infty$ hasta 1; se pueden presentar tres casos:

- $SS = 1$ quiere decir que los errores entre lo pronosticado y lo observado son cero.
- $SS = 0$ quiere decir que la magnitud de los errores es comparable a los valores observados.
- $SS < 0$ quiere decir que la magnitud de los errores es mucho mayor a los valores de los datos observados.

Con el objetivo de poder determinar hasta que punto el modelo es capaz de predecir correctamente el evento se calcula el skill score acumulando los datos desde 1 hasta N , es decir, el primer punto del indicador es calculado en base a $i = 1$, el segundo punto en base a $i = 1, 2$ y así hasta llegar a $i = 1, \dots, N$; de esta manera se obtiene una serie de tiempo para esta medida de ajuste. Los resultados se pueden apreciar en las figuras 5.5 y 5.6. Cabe mencionar que en el caso de aquellos resultados que presentaban un desfase temporal con respecto a los datos registrados el skill score fue calculado utilizando la serie corregida.

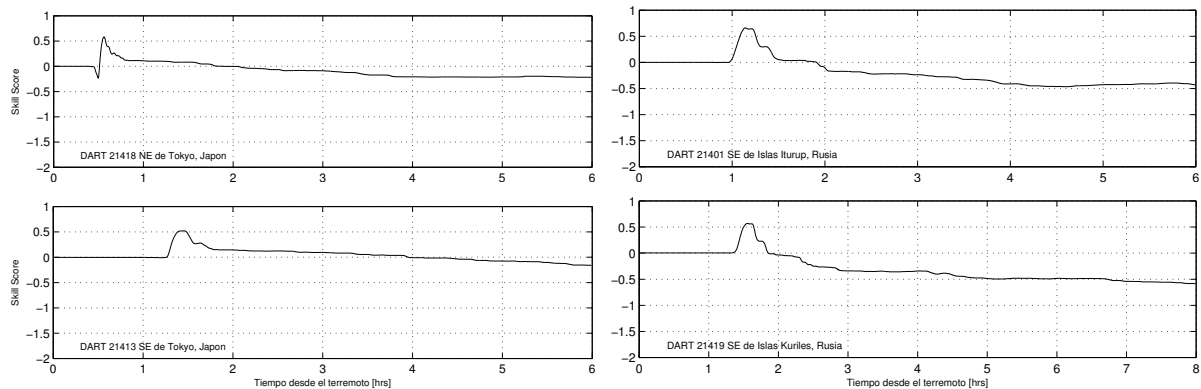


Figura 5.5: Skill Score acumulado de las boyas DART para los resultados entregados por COMCOT.

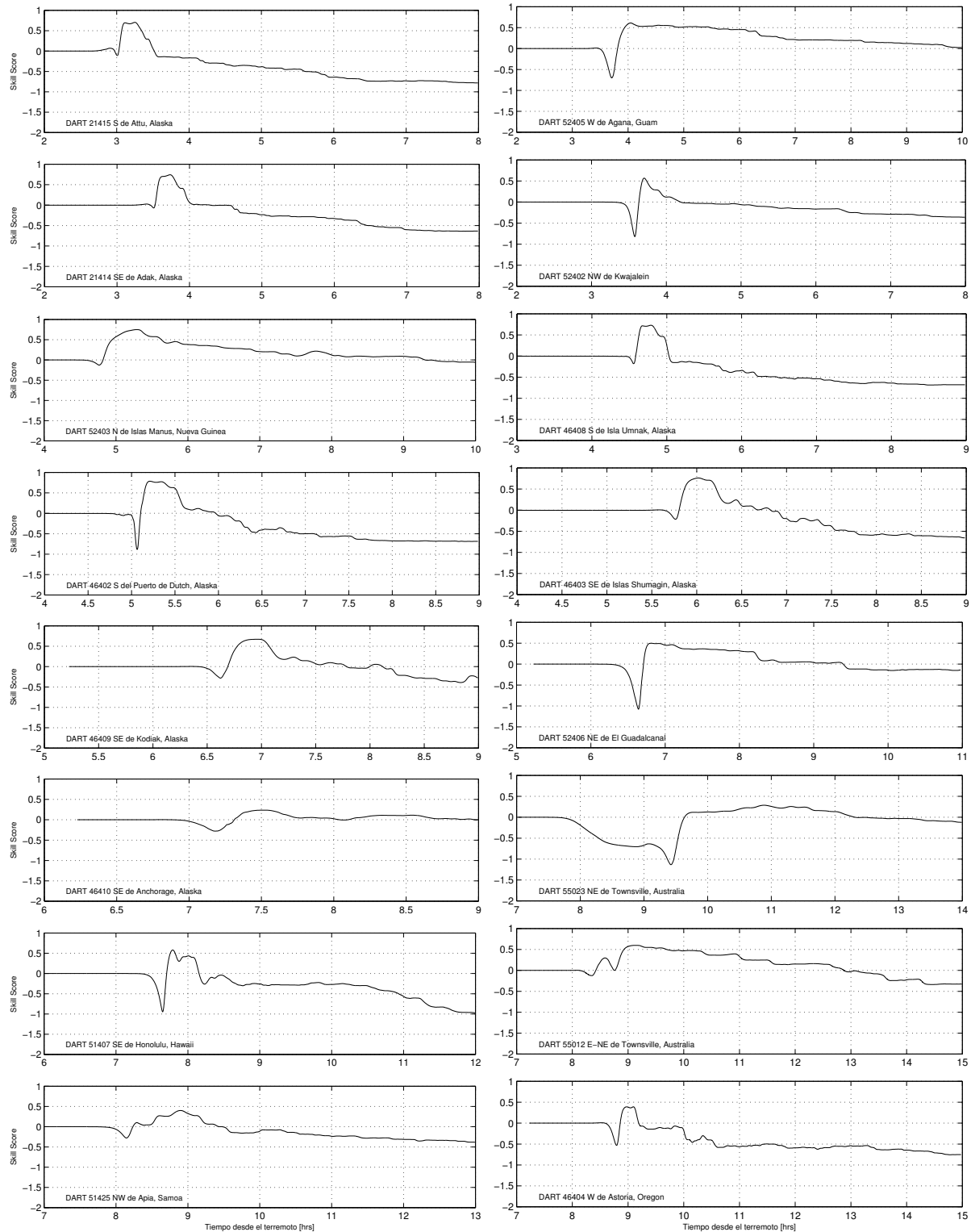


Figura 5.5: (Continuación) Skill Score acumulado de las boyas DART para los resultados entregados por COMCOT.

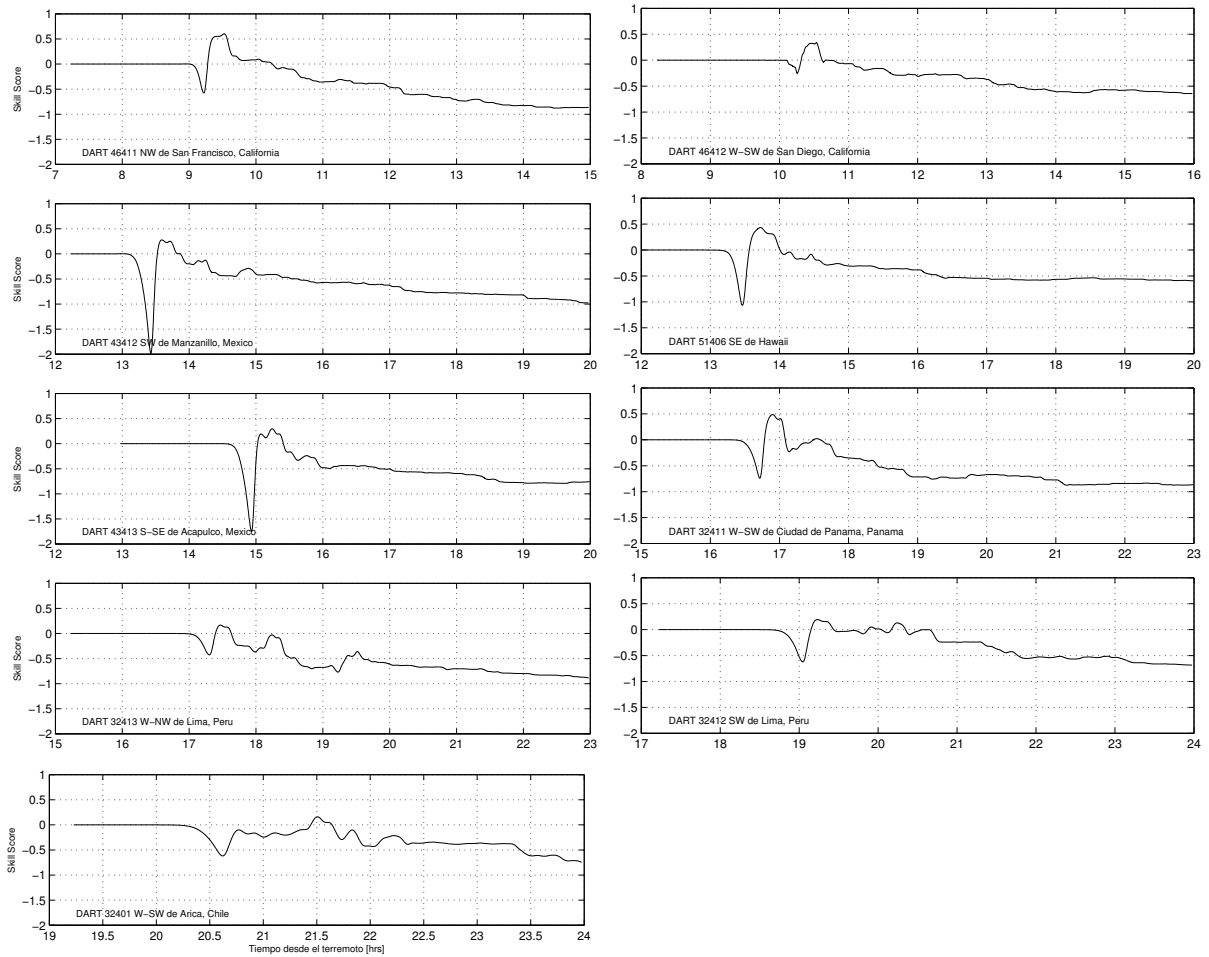


Figura 5.5: (Continuación) Skill Score acumulado de las boyas DART para los resultados entregados por COMCOT.

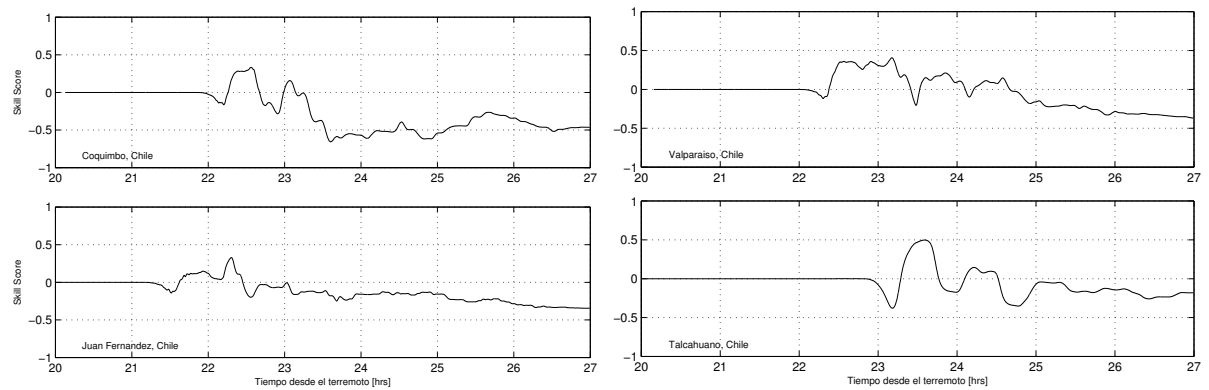


Figura 5.6: Skill Score acumulado de los mareógrafos de Chile para los resultados entregados por COMCOT.

Capítulo 6

Análisis de Resultados

6.1. Análisis del error

En el cálculo de los errores para el análisis de sensibilidad con respecto al tamaño de falla se utilizaron solamente las boyas DART dejando de lados los mareógrafos. La razón se debe principalmente al tiempo de cálculo requerido para conseguir los resultados, ya que estos se pueden obtener solo utilizando un nivel de resolución, correspondiente a una sola grilla, por lo que el tiempo de cómputo es bajo; otra de las razones es que si la falla modela bien la propagación de la onda en mar abierto entonces es esperable obtener buenos resultados al acercarse a la costa, ya que la condición inicial para las grillas anidadas sería correcta, además en este punto la influencia de la batimetría y de la morfología propia del lugar es más influyente que el origen de la onda. Con respecto a los resultados de los errores, de la figura 5.1a se observa que las simulaciones para todas las fallas tienen errores pequeños para el tiempo de arribo, excepto por la boyas 21418 (1) y 55023 (16), las cuales presentan constantemente los errores más altos. En general se observa que a medida que se incrementa el largo de la falla el error disminuye, lo mismo ocurre al aumentar el ancho, para un mismo largo. En el caso del error en el tiempo de arribo del peak, figura 5.1b, es posible notar que nuevamente la boya 21418 es la que presenta de manera constante los mayores errores, lo que indica que existe un desfase entre el registro y la simulación; en general los errores son bastante aceptables en ambos tiempos de arribo, ya que si observamos la escala de colores de las figuras 5.1a y 5.1b, salvo por la primera boya, los errores no son superiores a un 10%, además son comparables con los errores obtenidos al usar el modelo de falla del USGS. En cuanto al error en la altura del peak, de la figura 5.1c se desprende que, en general, este parámetro es bastante susceptible al tamaño de la falla, ya que al aumentar este, también lo hace el error, lo que indica que la altura de la ola disminuye a medida que se aumenta el largo y el ancho; sin embargo existen puntos cuyos resultados no son tan influenciados por el área de falla, algunos de ellos tienen un comportamiento bastante bueno como es el caso de las boyas 13, 15, 16, 24, 27, 28 y 29, los cuáles tienen errores inferiores al 30%; otras boyas en cambio tienen un ajuste bastante malo para la altura como son la 8, 14 y 25, todas ellas con errores por sobre 35%. Se observa que las fallas con un menor ancho son aquellas que mejor simulan la altura, en especial para el ancho de 100 [km]. Finalmente en la figura 5.1d se presenta un gráfico del error total ponderado, el cuál tiene un comportamiento bastante similar al de la altura

debido a que el peso para este parámetro es mayor que para los otros errores. La falla de $300 \times 100 [km^2]$ es la que presenta, en general, los menores errores, sin embargo este tamaño es demasiado pequeño para ser comparado con la falla real que dio origen a este tsunami, y si bien entrega buenos resultados para la primera ola, genera demasiado “ruido” o información no deseada en las ondas posteriores, no ajustándose bien a los datos; dentro de todos los tamaños de falla con un ancho de $100 [km]$ la falla de 400×100 es la que entrega mejores resultados y se ajusta más al tamaño de falla promedio sin generar demasiado ruido en los resultados, por lo que esta falla es la utilizada para simular el tsunami al llegar a las costas chilenas.

6.2. Análisis de datos simulados

De las simulaciones para el tsunami entregadas por COMCOT para la falla escogida es posible observar que algunos de los resultados presentan un error en cuanto al tiempo de arribo, en estos casos los datos arrojados por el programa se adelantan un par de minutos con respecto al registro, salvo por la boya 21418 en la cuál sucede todo lo contrario, sin embargo estos desfases no superan los 7 minutos en el caso de las boyas DART, y los 16 minutos para los mareógrafos. Este retraso se debe a la compresibilidad del agua del mar, a la elasticidad de la tierra y al cambio en el potencial gravitacional durante el paso del tsunami, ya que los modelos consideran el fluido como incompresible, lo que resulta en velocidades de propagación mayores (Watada, 2013). En el caso de la boya 21418 el desfase se encuentra relacionado con la ubicación de la misma, la cuál es muy cercana a la zona de generación, y también con la ubicación de la falla de Okada utilizada; esto se puede observar en la figura 4.7a, donde se aprecia que no existe error en el tiempo de arribo para dicha boya al utilizar el modelo de falla entregado por el USGS; al comparar la deformación vertical entregada por ambos modelos, para cualquier tamaño de falla en el caso de Okada, es posible notar que estas no coinciden en la posición de la deformación vertical máxima, esto se debe a que Okada utiliza como centro de la falla el epicentro del sismo, posicionando el área de deformación en base a dicho punto.

En cuanto a las alturas, de los gráficos se desprende que para las primeras olas estas son bastante bien modeladas por COMCOT, aunque a simple vista se observa que para las olas posteriores los ajustes entre los datos simulados y los datos observados ya no son buenos, sin embargo los órdenes de magnitud en las alturas se ajustan bastante bien, esto es confirmado por los resultados de la medición de bondad de ajuste de los datos entregados por el modelo con respecto a los datos medidos. Al observar los gráficos de las figuras 5.5 y 5.6 se puede notar que todos ellos presentan un comportamiento similar: en un principio el valor para el ajuste es cero, producto de que los datos calculados por el programa antes de que la onda llegue son cero; luego el valor del ajuste sube, lo que indica que el modelo está capturando bien la onda. Idealmente esto debiera mantenerse así, sin embargo el valor del “skill score” comienza a decrecer, puesto que los resultados no se ajustan a los registros. Si bien el ajuste es malo para las olas posteriores, esto no quiere decir que los resultados sean del todo erróneos, ya que al observar los resultados en

las boyas DART y los mareógrafos se puede notar que las alturas de onda son bastante bien estimadas, no así los tiempos de arribo.

Es importante destacar el tiempo de computo empleado en obtener ambos resultados: para las boyas DART, empleando solo la grilla N°1, los resultados requirieron en total 29,322 [min], mientras que para obtener los resultados de los mareógrafos, utilizando el total de las grillas, fue necesario un tiempo de 503,62 [min], aproximadamente unas 8,4 horas.

Capítulo 7

Ejemplo de Aplicación

Es posible utilizar COMCOT para modelar la propagación de cualquier evento transoceánico, con lo cual se pueden obtener pronósticos en tiempo real de las alturas y los tiempos de arribo del tsunami a las costas de Chile así como en otros lugares de interés. Mediante el sistema de grillas empleado anteriormente se realizó la modelación del evento de Alaska de 1964. El terremoto ocurrió un 28 de Marzo a las 03:36 (UTC), con una duración de 4.5 minutos y una magnitud de 9.2 M_W , lo que lo convierte en el más poderoso registrado en los Estados Unidos y en el segundo más grande a nivel mundial luego del terremoto de Valdivia ocurrido en 1960. El sismo originó un devastador tsunami que afectó a varios países alrededor del Pacífico, además de generar olas locales debido a los desplazamientos de tierra submarinos ocurridos en los fiordos y bahías; sin embargo para efecto de la modelación solo se consideró como mecanismo de generación la deformación del fondo marino debido al sismo (United States Geological Service, 2014).

Como condición inicial se utilizó la deformación vertical de la falla calculada mediante Okada. Los parámetros para el modelo son (Wang and Liu, 2007):

Parámetro	Valor
Epicentro (Lat; Lon)	59,73°N; 215,70°E
Profundidad Focal (d)	25000 [m]
Rumbo (θ)	226°
Buzamiento (δ)	8°
Ángulo de deslizamiento (λ)	90°

Tabla 7.1: Parámetros de falla del terremoto de Alaska de 1964 (Modelo de Okada)

En la figura 7.1 se puede apreciar la deformación inicial, con un valor máximo de elevación de 7.46 metros y una depresión mínima de -4.53 metros. Los resultados arrojados por el programa permiten generar mapas de altura y de tiempos de arribo del tsunami a través del Pacífico, como se puede observar en las figuras 7.2 y 7.3 respectivamente.

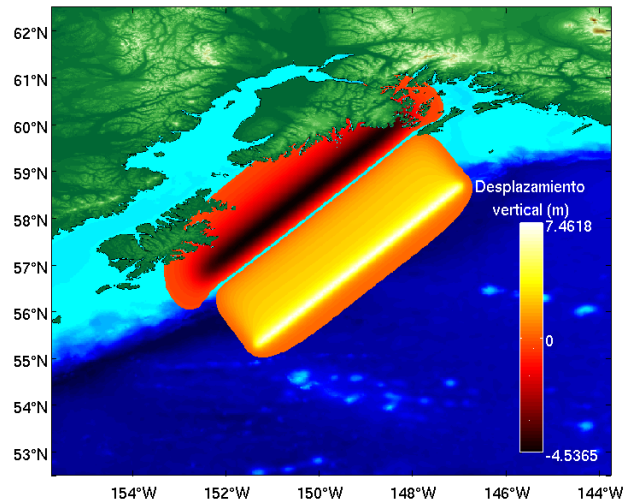


Figura 7.1: Deformación vertical del lecho marino para el terremoto de Alaska

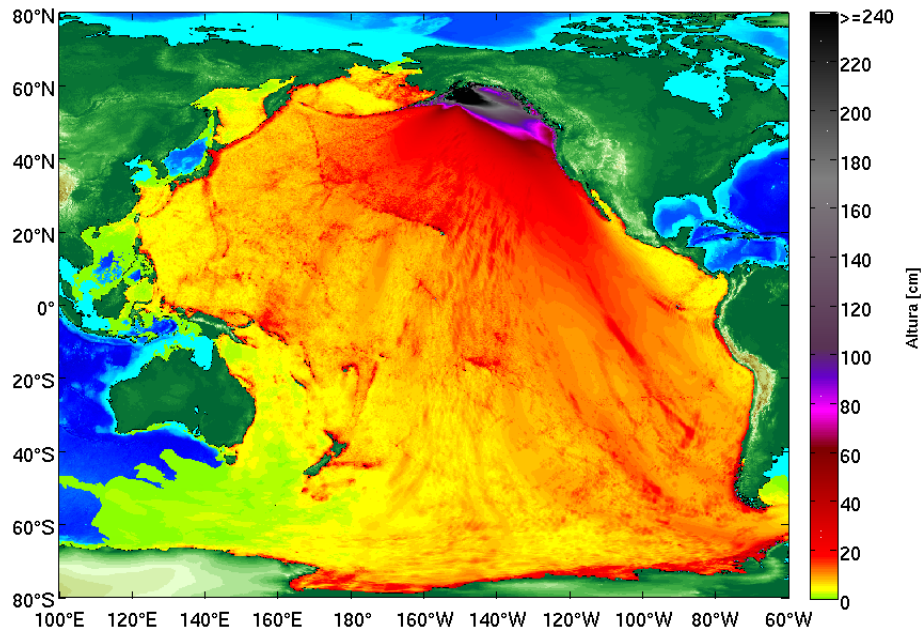


Figura 7.2: Energía del tsunami a través del Pacífico

Al observar el mapa de alturas del tsunami es posible notar hacia donde se distribuyó la energía del tsunami, en donde la mayor parte de esta se fue hacia los Estados Unidos, afectando mayormente al norte de California y a Oregon. La mayor altura calculada por el programa fue de 12.635 metros cerca de la falla. Se observa como una parte de la energía se fue hacia las costas de sudamérica, llegando al norte de Chile alrededor de 16 horas después (figura 7.3).

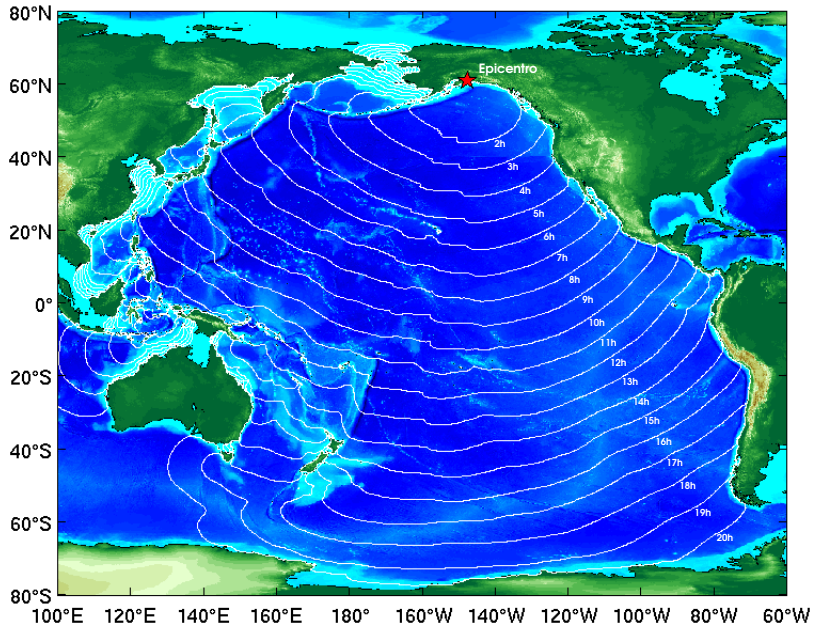


Figura 7.3: Mapa de tiempos de arribo para del tsunami

Se utilizaron, por simplicidad, los mismos mareógrafos del capítulo anterior para observar el arribo de las olas en Chile, es decir Coquimbo, Valparaíso, Juan Fernández y Talcahuano; los resultados se pueden apreciar en la figura 7.4. Si bien no existen registros de este evento en las costas de nuestro país, por lo que no es posible comparar los resultados obtenidos con mediciones precisas y poder observar la calidad de la modelación, esto nos muestra que es posible obtener modelos de pronóstico para estimar el impacto de tsunamis transoceánicos a lo largo de todo Chile, ya sea en tiempo real o a través de la generación de una base de datos que contemple distintos escenarios para la generación de estos eventos.

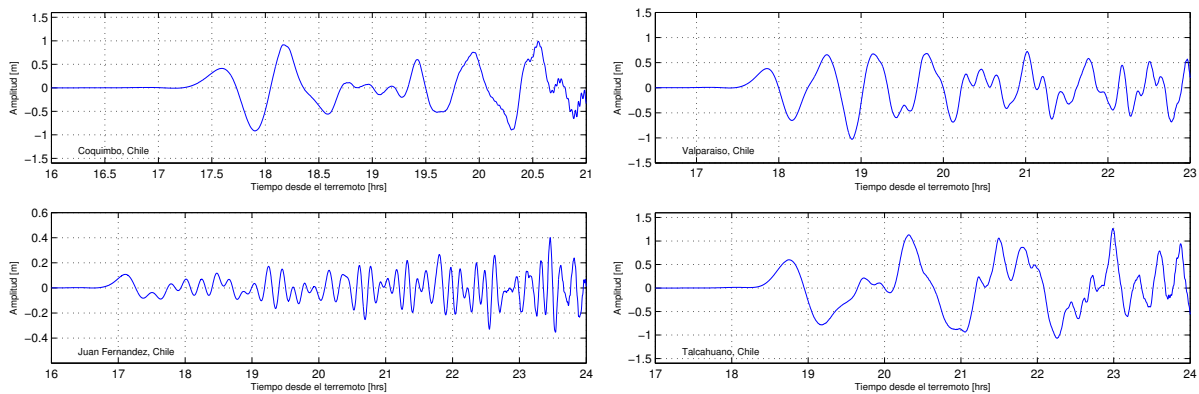


Figura 7.4: Resultados del modelo en las costas de Chile.

Capítulo 8

Conclusiones

Para modelar la propagación de un tsunami es necesario contar con cierta información, la que debe ser ingresada como datos de entrada al modelo; esta información hace referencia a dos items, estos son: la batimetría y la condición inicial de deformación de la superficie del agua proveniente de la falla que originó el evento sísmico. Haciendo uso de ella el modelo es capaz de simular el tsunami en su totalidad. Dentro de todos los resultados arrojados por la simulación dos parámetros son de especial interés a la hora de poder obtener una evaluación para la calidad de los resultados, estos son el tiempo de arribo y la altura de las olas; ambas variables de salida son susceptibles, ya sea en menor o mayor medida, a las variables de entrada, por lo que dependiendo de él o los objetivos de la modelación estas deben contar con cierto nivel de precisión. Otro punto a considerar es el tiempo de computo empleado por el modelo, ya que dependiendo de su valor es posible utilizar el modelo como un predictor en tiempo real para eventos de campo lejano.

Analizando el tiempo de arribo en los resultados arrojados por el programa, se puede decir que el modelo captura bastante bien la llegada de la primera ola, tanto en mar abierto como en las costas de Chile, ajustando correctamente los tiempos del modelo con los datos de los registros; debido a los múltiples tamaños de falla utilizados en este trabajo, se puede decir que la influencia de esta variable en este parámetro es poco significativa, debido principalmente a que la velocidad de la propagación de la onda, en mar abierto, depende netamente de la profundidad, por lo tanto, los tiempos de arribo del maremoto están mayormente relacionados con la batimetría, exceptuando el caso de la boya 21418, en la cuál el desfase se debe a la ubicación de la falla utilizada. En general el tiempo de arribo es bien simulado por COMCOT indistintamente del modelo de falla usado y del tamaño de esta, sin embargo luego de la primera ola el modelo no captura correctamente las fases de las olas siguientes.

En cuanto a las alturas, estas son bastante sensibles respecto a ciertos parámetros de la falla como son la distribución de la deformación vertical y sus valores; al utilizar como condición inicial el modelo entregado por el USGS se obtienen alturas mucho menores que las reales como se puede apreciar en los errores mostrados en la figura 5.1c, mientras que Okada entrega alturas mucho más parecidas a la realidad; si bien los valores máximos para las deformaciones son similares para ambos modelos, su distribución espacial es bastante

diferente, puesto que en el caso de Okada la deformación máxima abarca una mayor área que en la falla real; por otro lado el valor de la deformación vertical tiene una importante influencia en el tamaño de la ola ya que a medida que el área aumenta la magnitud de los desplazamientos verticales disminuye, lo que se traduce en una menor altura del oleaje; sin embargo el considerar un tamaño de falla demasiado pequeño para obtener mayores deformaciones, si bien entrega mejores resultados, no es muy representativo de la situación real, además esto solo permite determinar correctamente, en el caso de las boyas DART, la altura de la primera ola, ya que posteriormente se generan distorsiones en la señal producto de efectos numéricos, esto se puede observar en los anexos. A pesar de que los resultados indican que COMCOT en general no captura bien las ondas posteriores a la primera, esto solo se debe, en parte a la discordancia en las fases, ya que en las simulaciones las olas posteriores existentes presentan alturas con magnitudes similares a las de los registros, aunque en algunos casos tienden a sobrestimarlas. En el caso de los mareógrafos, el modelo también entrega alturas de oleaje bastante aceptables, aunque en este punto, intervienen factores como la propia batimetría del sector y la forma de la costa, por lo que se pueden presentar fenómenos como la resonancia, tal como en el caso de Coquimbo, en donde la variación del coeficiente de Manning tiene un enorme efecto en los resultados.

El tiempo de cálculo empleado por COMCOT para poder simular los efectos del tsunami en las costas chilenas, fue de aproximadamente unas 8 horas; si bien es un valor alto, aún se encuentra dentro de la ventana de tiempo de propagación del evento, el cuál demoró un poco más de 21 horas en alcanzar las costas de nuestro país. Es interesante notar que la mayor parte de este tiempo se debe solo al cálculo de la propagación en Chile, debido al uso de más grillas con una mejor resolución ya que para obtener los resultados en las boyas DART solo fue necesario el uso de una sola grilla, con un tiempo total de aproximadamente media hora; esto quiere decir que es posible modelar en tiempo real eventos de campo lejano, siempre y cuando estos tarden más de 8 horas en arribar a nuestras costas, lo que abarca la mayoría de las zonas de generación de tsunamis en el Pacífico. Sin embargo este tiempo está ligado a dos factores, los recursos computacionales de los que se dispone y la cantidad de lugares a estudiar; según las capacidades de cálculo de los equipos usados esta simulación podría tardarse más o menos tiempo; el otro aspecto se refiere al hecho de que mientras más lugares se estudian, se hace necesaria la utilización de más grillas, lo que incrementa el tiempo requerido, aunque este último obstáculo se puede solucionar ejecutando simultáneamente diversos modelos abarcando zonas distintas de nuestro país.

En síntesis es factible utilizar COMCOT para estudiar la propagación de un evento de campo lejano a través del océano Pacífico y sus efectos en nuestro país, e incluso es posible usar el modelo como una herramienta de pronóstico en tiempo real, sin embargo dependiendo de la calidad de los resultados que se quieran obtener, así como de los objetivos de la modelación, se hace necesaria la utilización de batimetrías costeras con una mejor resolución, mientras que para el caso de la falla solo es necesario tener una buena estimación de su tamaño, ya que el resto de los parámetros son calculados con gran rapidez por organismos como el USGS.

ANEXOS

Anexo A

Resultados Okada y USGS.

A continuación se presentan los resultados obtenidos con algunos tamaños de falla para el modelo de Okada en los puntos de validación correspondientes a las boyas DART. En ellos es posible apreciar la influencia del tamaño de falla en las alturas del frente de ondas así como en los tiempos de arribo. También se muestran los resultados obtenidos al utilizar el modelo de falla real entregado por el USGS.

A.1. Tamaño de falla: $300 \times 100 [km^2]$

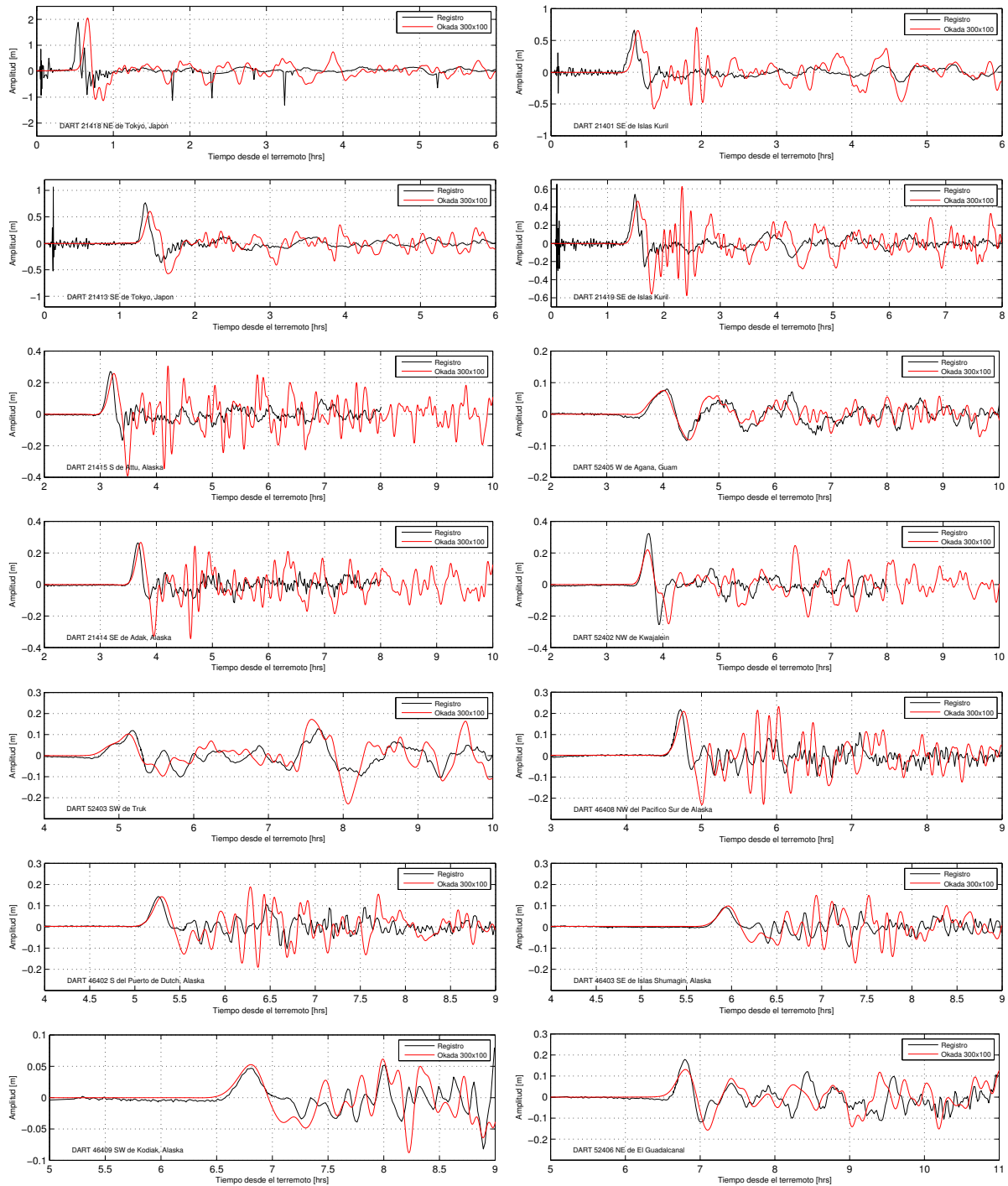


Figura A.1: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

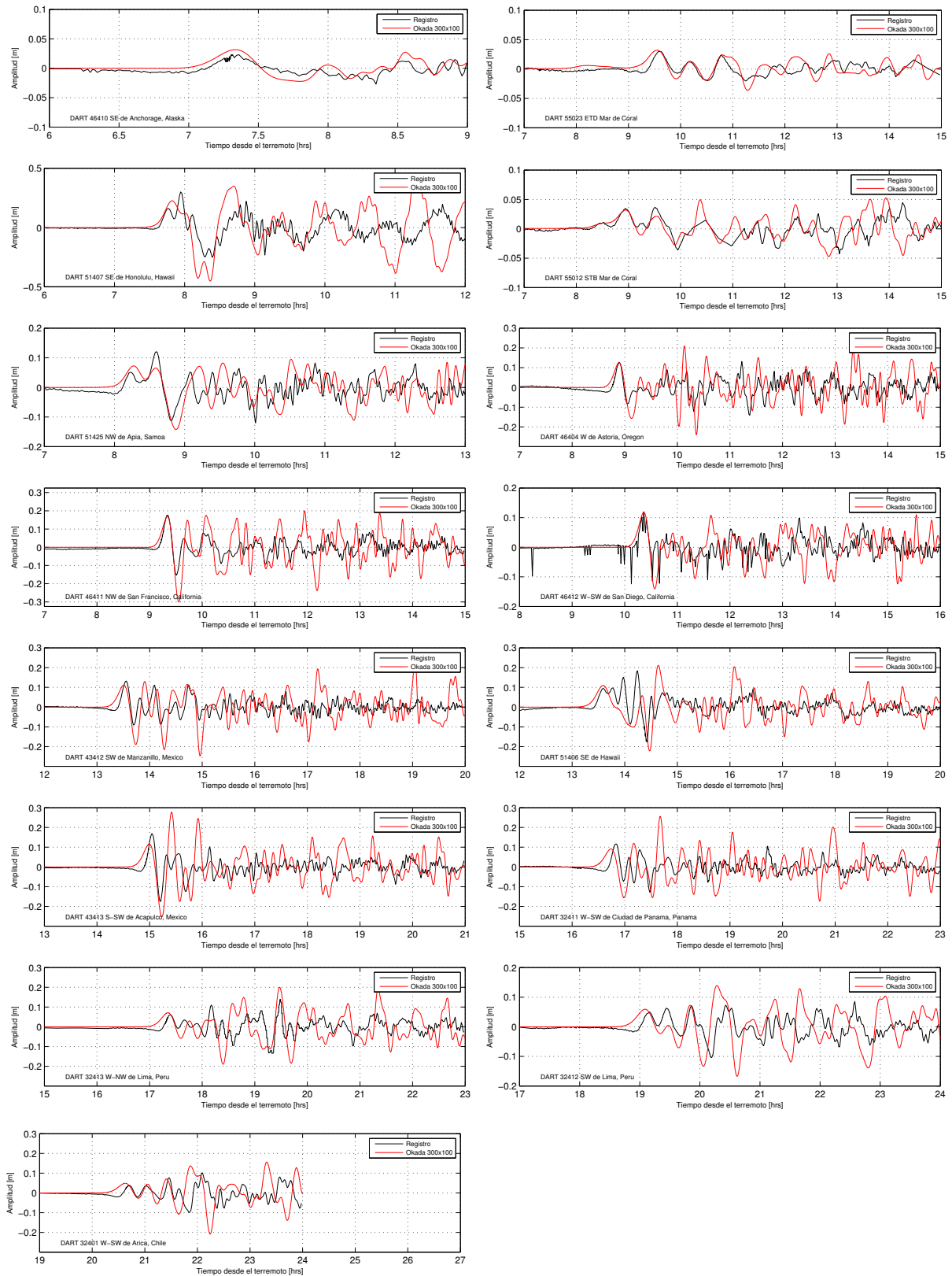


Figura A.1: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

A.2. Tamaño de falla: $350 \times 150 [km^2]$

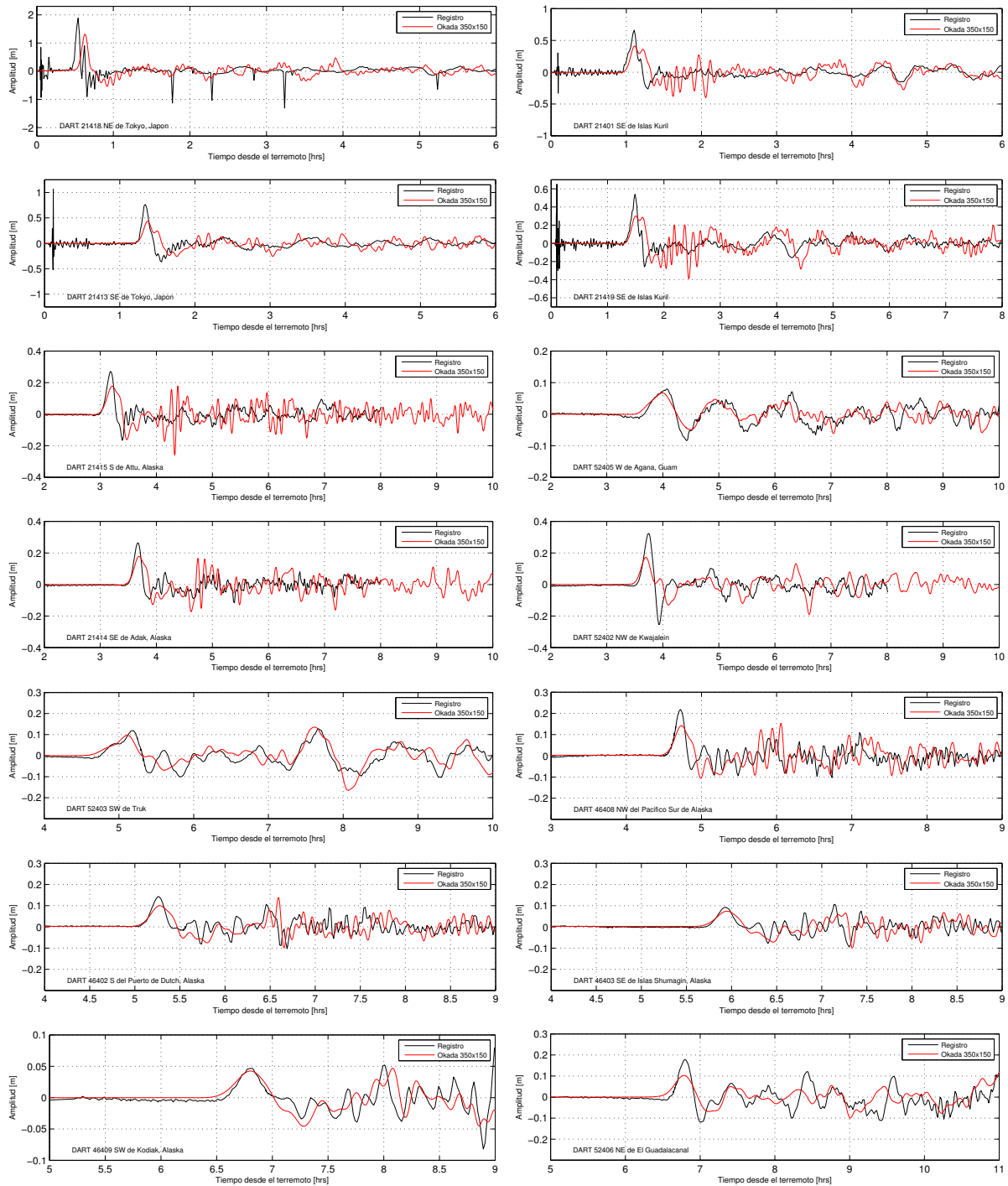


Figura A.2: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

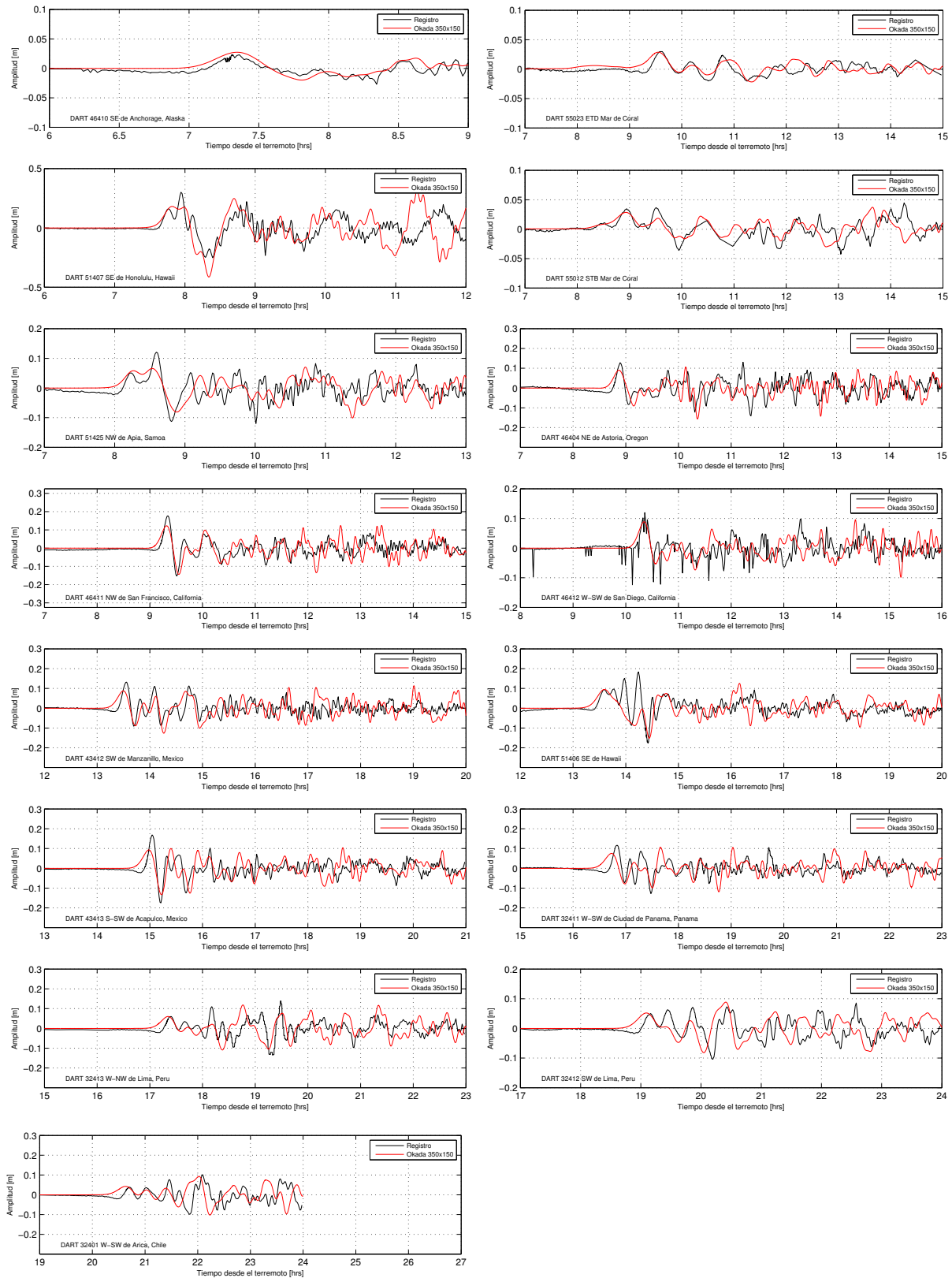


Figura A.2: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

A.3. Tamaño de falla: $450 \times 150 [km^2]$

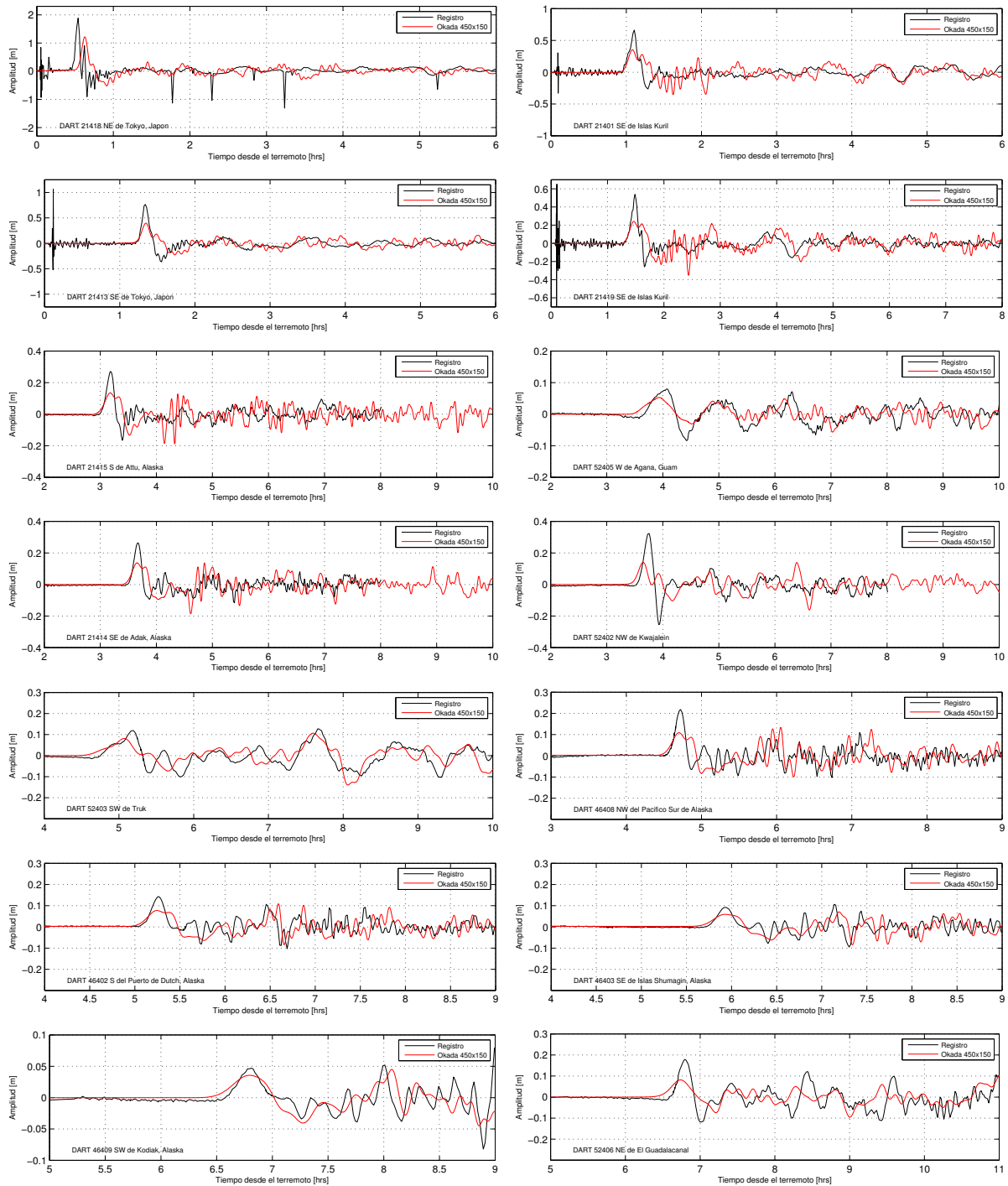


Figura A.3: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

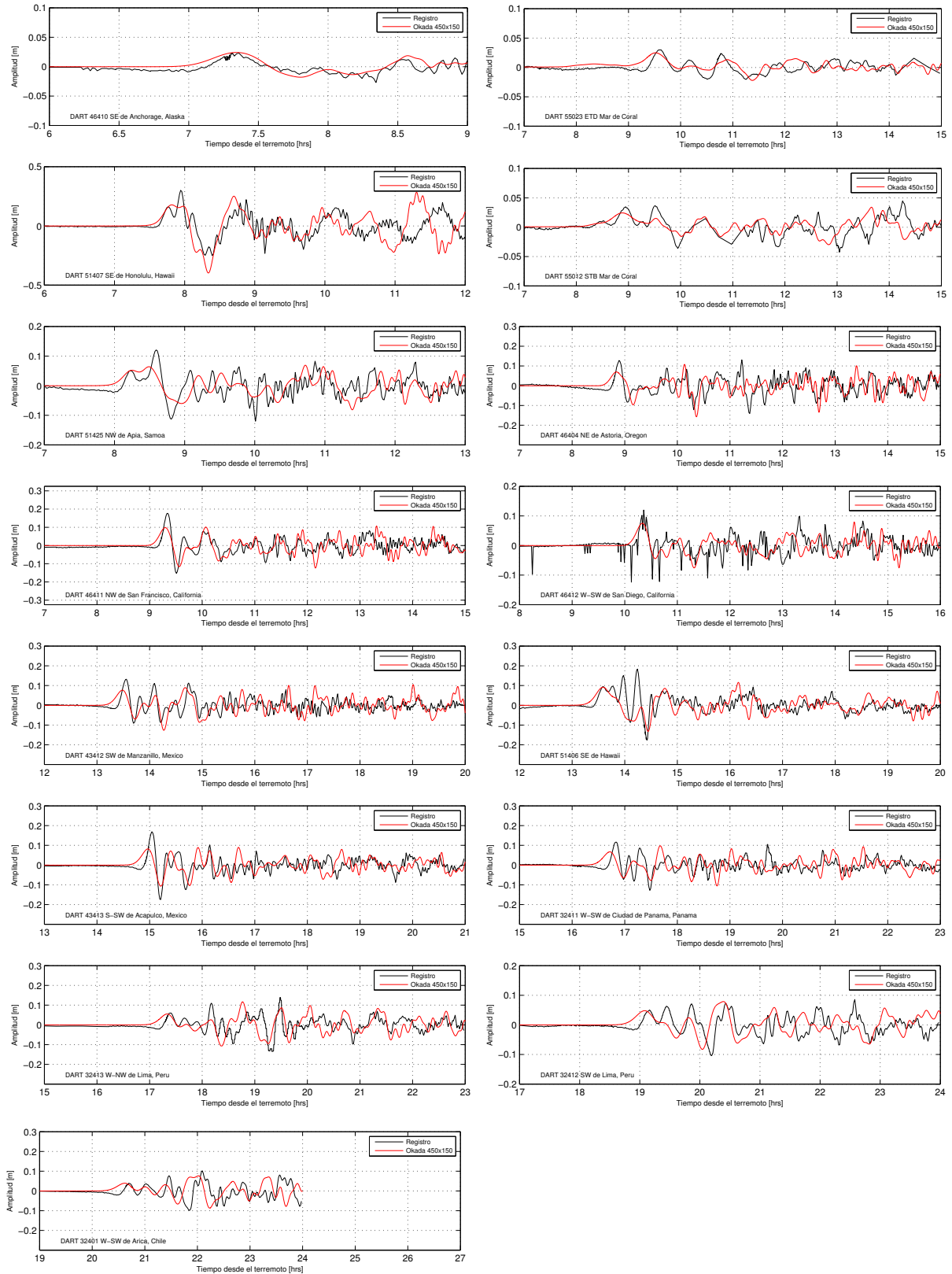


Figura A.3: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

A.4. Tamaño de falla: $500 \times 200 [km^2]$

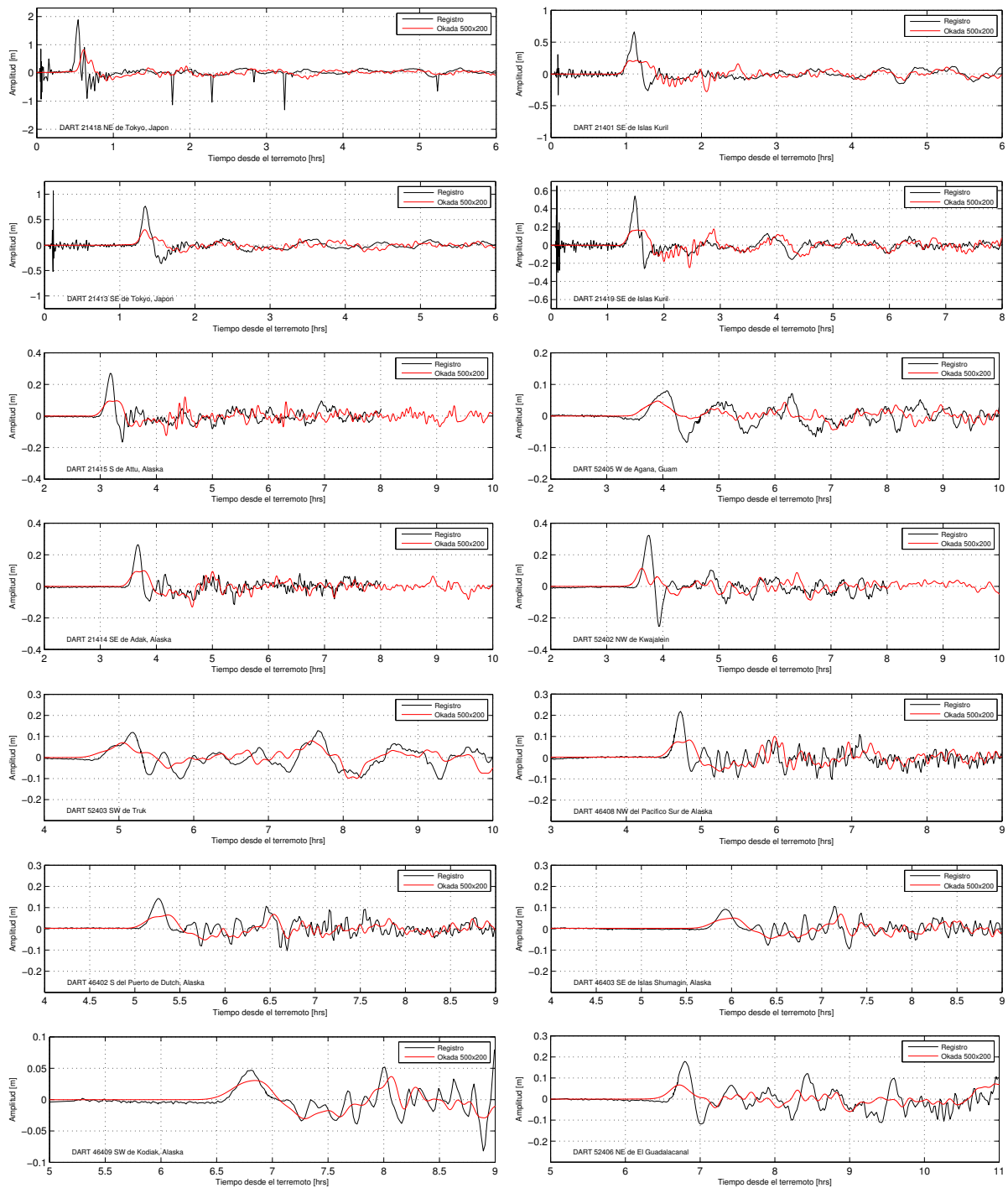


Figura A.4: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

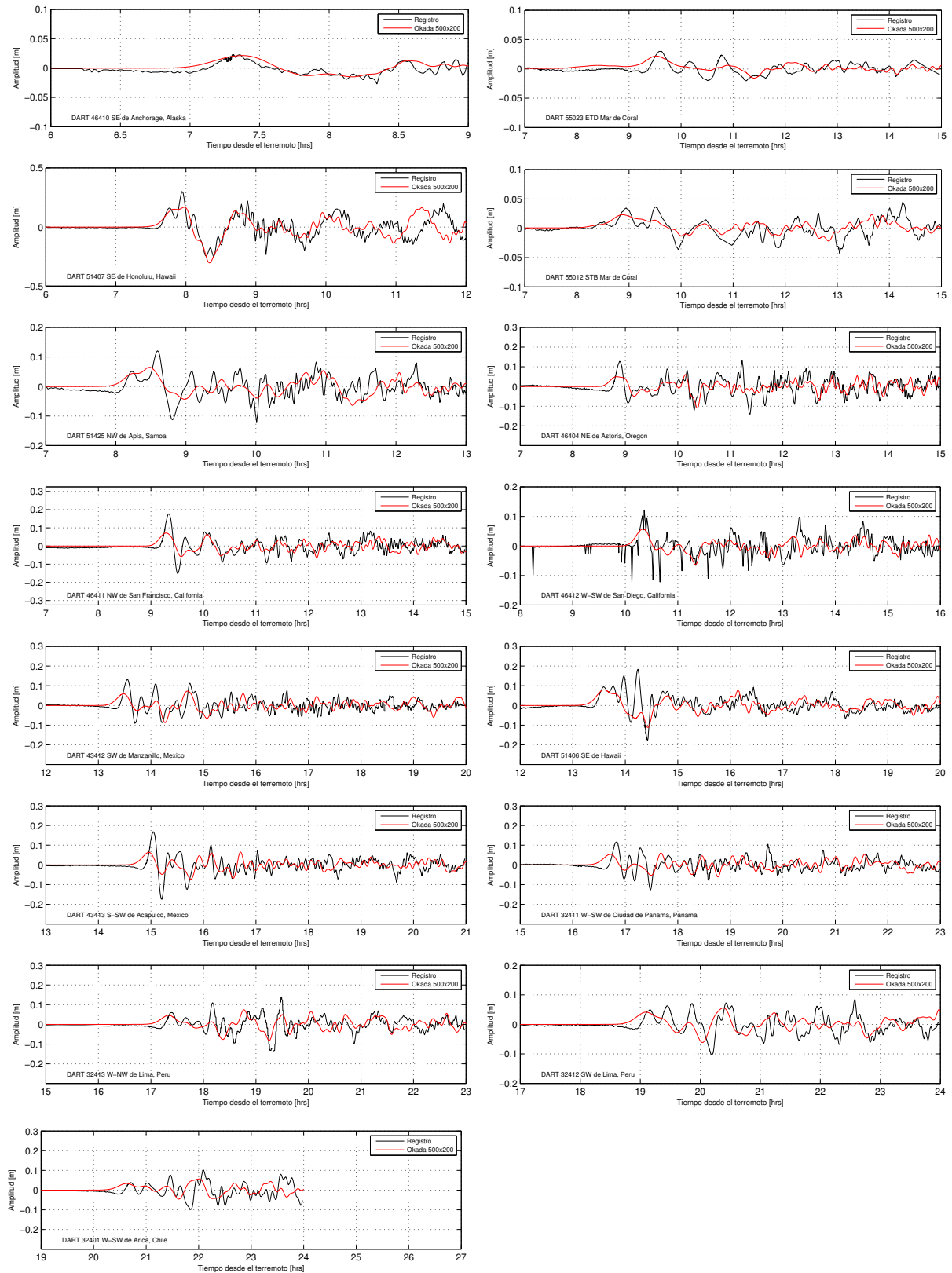


Figura A.4: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

A.5. Modelo de falla real del USGS

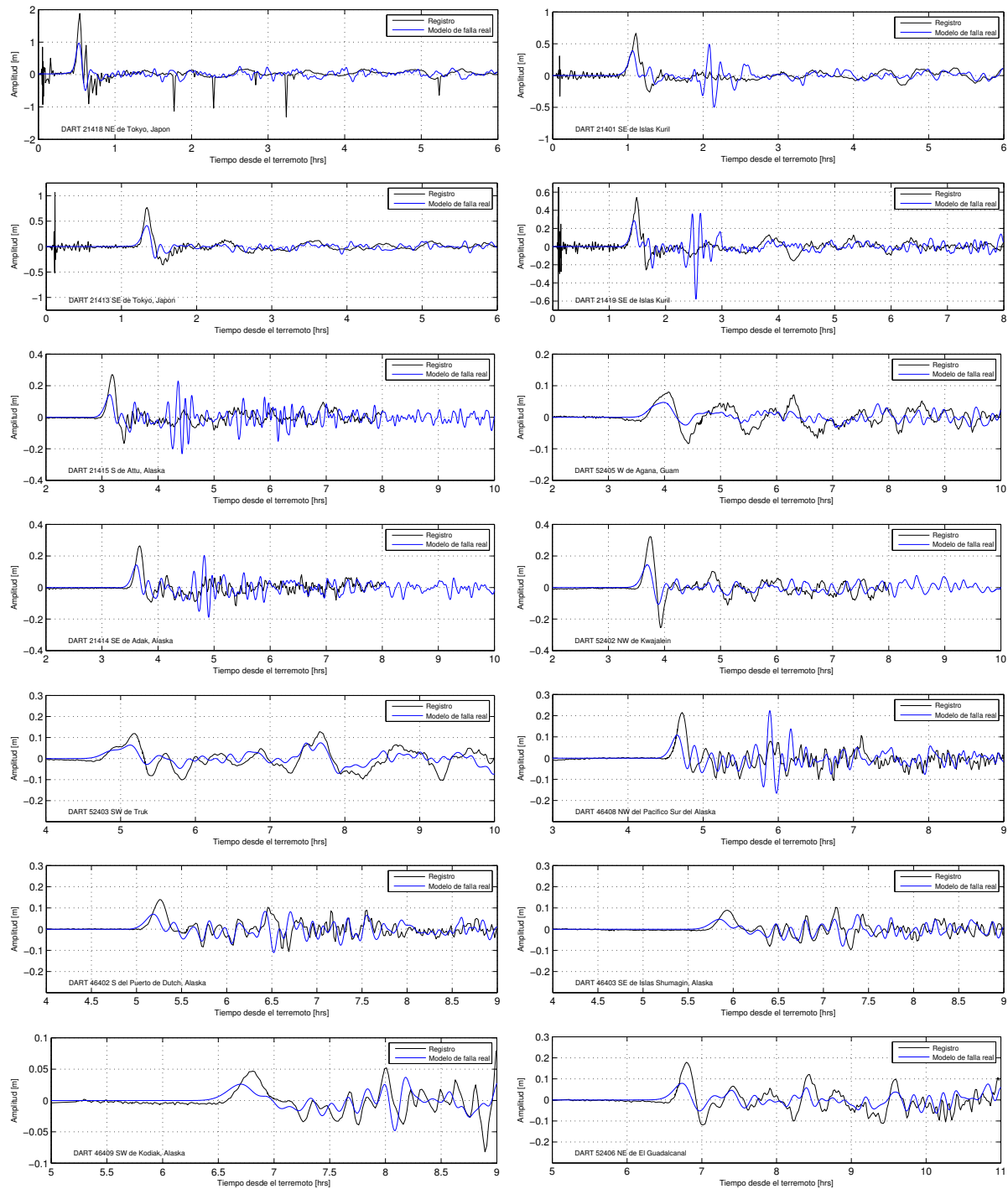


Figura A.5: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

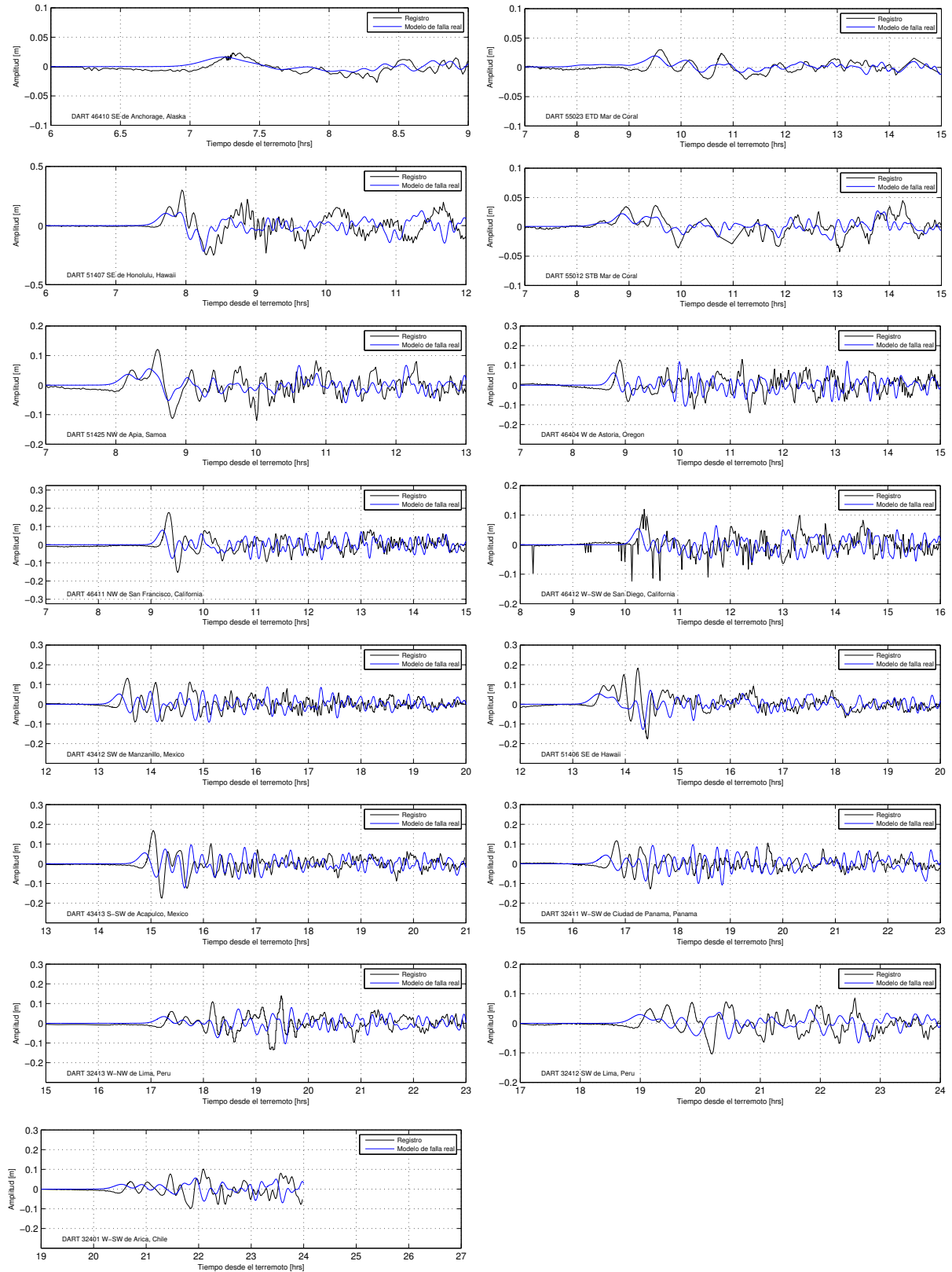


Figura A.5: Resultados del modelo comparados con los registros de las boyas DART.

Anexo B

Resultados en Talcahuano

B.1. Coeficiente de Manning: $n = 0,03$

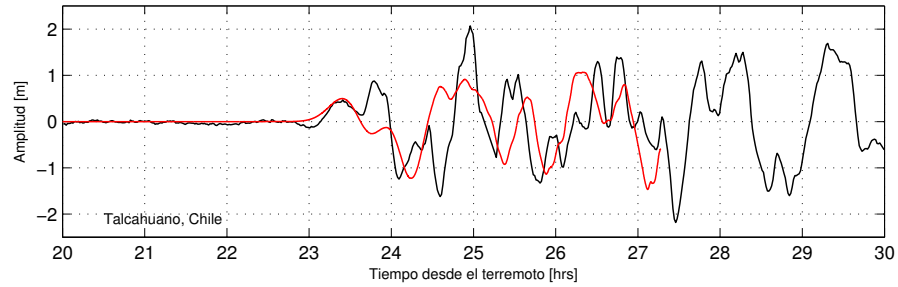


Figura B.1: Resultados del modelo en Talcahuano para la falla de $400 \times 100 [km^2]$.

Bibliografía

- ABC NEWS. Minor tsunami damage in Latin America. 2011. <http://www.abc.net.au/news/2011-03-13/minor-tsunami-damage-in-latin-america/2659808>.
- Anapesca. Maremoto en Japón dañó infraestructura, destruyó casas y arrastró embarcaciones en las ciudades costeras nacionales. 2011. <http://anapesca.cl/noticias.php?id=2185>.
- BBC NEWS ASIA-PACIFIC. Japan earthquake: Tsunami hits north-east. 2013. <http://www.bbc.co.uk/news/world-asia-pacific-12709598>.
- Bruce Bolt. Earthquakes 2006 centennial update the 1906 big one (fifth edition). 2005.
- Kelly M. Brunt, Emile A. Okal, and Douglas R. MacAyeal. Antarctic ice-shelf calving triggered by the Honshu (Japan) earthquake and tsunami, march 2011. *Journal of Glaciology*, 57(205):785–788, October 2011.
- Luis Burgos. Caracterización y modelación numérica del tsunami del 27 de febrero de 2010 en las costas de Chile central. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad Técnica Federico Santa María*, 2012.
- M.H. Dao and P. Tkalich. Tsunami propagation modelling – a sensitivity study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2007.
- Department of Ocean Development Report. Preliminary assessment of impact of tsunami in selected coastal areas of India. Technical report, 2005.
- elDía. Puerto de Coquimbo sufre los peores embates del tsunami. 2011. <http://diarioeldia.cl/articulo/puerto-coquimbo-sufre-peores-embates-tsunami>.
- Edith L. Gallagher, Steve Elgar, and R.T. Guza. Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103:3203–3215, 1998.
- General Bathymetric Chart of the Oceans. 2011. http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/documents/gebco_08.pdf.
- Geospatial Information Authority of Japan. Map of tsunami inundation zone. 2012. <http://www.gsi.go.jp/kikaku/kikaku60003.html>.

- Geospatial Information Authority of Japan (GSI). The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake: Crustal deformation and fault model (preliminary). 2011. <http://www.gsi.go.jp/cais/topic110313-index-e.html>.
- Gobernación Provincia de San Antonio. Gobernador provincial: “San Antonio estuvo a la altura de la emergencia”. 2011. http://www.gobernacion-san-antonio.gov.cl/n503_12-03-2011.html.
- K. Iida. Magnitude, energy and generation of tsunamis and catalogue of earthquakes associated with tsunamis. *Proc. Tsunami Meeting, 10th Pacific Sci. Congress, 1961, IUGG Monograph, ü 24, P.7-18.*, 1963.
- Japan Meteorological Agency. Report on the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. 2012. <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/ABSTE.pdf>.
- Japan Society of Civil Engineers. Tsunami assessment method for nuclear power plants in Japan. 2002.
- Thorne Lay, Charles Ammon, Hiroo Kanamori, Lian Xue, and Marina Kim. Possible large near-trench slip during the 2011 m_W 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space, Vol. 63*, 2011.
- Los Angeles Times. Japan earthquake: Insurance cost for quake alone pegged at \$35 billion, air says. 2013a. <http://articles.latimes.com/2011/mar/13/world/la-fgw-japan-quake-insurance-20110314>.
- Los Angeles Times. Size of Japan’s quake surprises seismologists. 2013b. <http://www.latimes.com/news/nationworld/world/la-sci-japan-earthquake-20110310,0,2161671.story>.
- T. Murty. Seismic sea waves: Tsunamis (fifth edition). 1977.
- National Geographic Daily News. Tsunami waves hit U.S.—some damage in Hawaii, California. 2011. <http://news.nationalgeographic.com/news/2011/03/110311-tsunami-us-nation-earthquake-japan-hawaii-science-california-waves/>.
- National Police Agency of Japan. Damage situation and police countermeasures associated with Tohoku district - off the Pacific ocean earthquake. 2013. http://www.npa.go.jp/archive/keibi/biki/higaijokyo_e.pdf.
- Nippon Sekai. March 11th tsunami reached heights up to 40 meters. 2013. <http://www.nippon-sekai.com/main/articles/great-east-japan-earthquake-of-2011/march-11th-tsunami-reached-heights-up-to-40-meters/>.
- Yoshimitsu Okada. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, No. 4, pp. 1135-1154*, 1985.
- Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita, and Tetsuro Imakiire. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-oki earthquake. *Nature, 475, 373-376, doi:10.1038/nature10227.*, 2011.

- Omar Alonso Pacheco R. Benchmarking para modelos numéricos de tsunamis con aplicaciones al tsunami del 27 de febrero de 2010 en las costas chilenas. 2013.
- K. Satake and Y. Tanioka. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones. *Pure appl. geophys.* 154 (1999) 467–483, 1999.
- Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada. Generalidades de un tsunami. 2013. <http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/generalidades.htm>.
- Takenori Shimozono, Shinji Sato, Akio Okayasu, Yoshimitsu Tajima, Hermann Fritz, Haijiang Liu, and Tomohiro Takagawa. Propagation and inundation characteristics off the 2011 Tohoku tsunami on the central Sanriku coast. *Coastal Engineering Journal*, Vol. 54, 2012.
- Star Advertiser. Tsunami damage estimate for Hawaii now tens of millions. 2011. <http://www.staradvertiser.com/news/breaking/117965429.html>.
- W. Suzuki, S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi. Rupture process of the 2011 Tohoku-oki mega-thrust earthquake (m9.0) inverted from strong-motion data. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
- J. Talandier. French polynesia tsunami warning center (cptt). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, p. 237-256, 1993.
- J. Talandier and E. Okal. An algorithm for automated tsunami warning in french polynesia based on mantle magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America August 1989 v. 79 no. 4 p. 1177-1193*, 1989.
- L. Tang, V. Titov, and D. Chamberlin. Development, testing, and applications of site-specific tsunami inundation models for real-time forecasting. *Journal of Geophysical research*, Vol. 114, 2009.
- The CNN Wire Staff. 3 nuclear reactors melted down after quake, Japan confirms. 2013. <http://edition.cnn.com/2011/WORLD/asiapcf/06/06/japan.nuclear.meltdown/index.html>.
- The New York Times. Quake moves Japan closer to u.s. and alters earth's spin. 2013. http://www.nytimes.com/2011/03/14/world/asia/14seismic.html?_r=0.
- Ergin Ulutas. The 2011 off the pacific coast of Tohoku-oki earthquake and tsunami: influence of the source characteristics on the maximum tsunami heights. International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1-4 2012.
- United States Geological Service. Finite fault model. 2011a. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php.
- United States Geological Service. Magnitude 9.0 - near the east coast of Honshu, Japan. 2011b. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/>.

- United States Geological Service. Centroid moment solution. 2011. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/neic_c0001xgp_wmt.php.
- United States Geological Service. Largest earthquakes in the world since 1900. 2013. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/10_largest_world.php.
- United States Geological Service. Historic earthquakes, Lituya Bay, Alaska. 2013. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/states/events/1958_07_10.php.
- United States Geological Service. The great Alaska earthquake and tsunami of march 27, 1964. 2014. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/events/alaska1964/>.
- U.S. Nuclear Regulatory Commission. Tsunami hazard assessment at nuclear power plant sites in the United States of America. final report. *Report NUREG/CR-6966*, 2009.
- Xiaoming Wang. User manual for COMCOT version 1.7. 2009.
- Xiaoming Wang and Philip L.-F. Liu. Preliminary numerical simulation of 1964 Alaska tsunami. 2007. http://ceeserver.cee.cornell.edu/pl1-group/doc/simulation_1964_Alask.pdf.
- Shingo Watada. Tsunami speed variations in density-stratified compressible global oceans. *Geophysical Research Letters*, 40:4001–4006, 2013.
- Jonathan Watts. Quake survivors search for hope and shelter. *Japan Times*, p. 13, 26 March 2011.
- Hongqiang Zhou, Young Wei, and Vasily Titov. Dispersive modeling of the 2009 Samoa tsunami. *Geophysical Research Letters*, Vol 39., 2012.